Les climats régionaux : observation et modélisation

Sylvain Bigot, Sandra Rome

▶ **To cite this version:**

Sylvain Bigot, Sandra Rome. Les climats régionaux : observation et modélisation. 2012, 810 p. ⟨halshs-00734885⟩

HAL Id: halshs-00734885

https://shs.hal.science/halshs-00734885v1

Submitted on 24 Sep 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

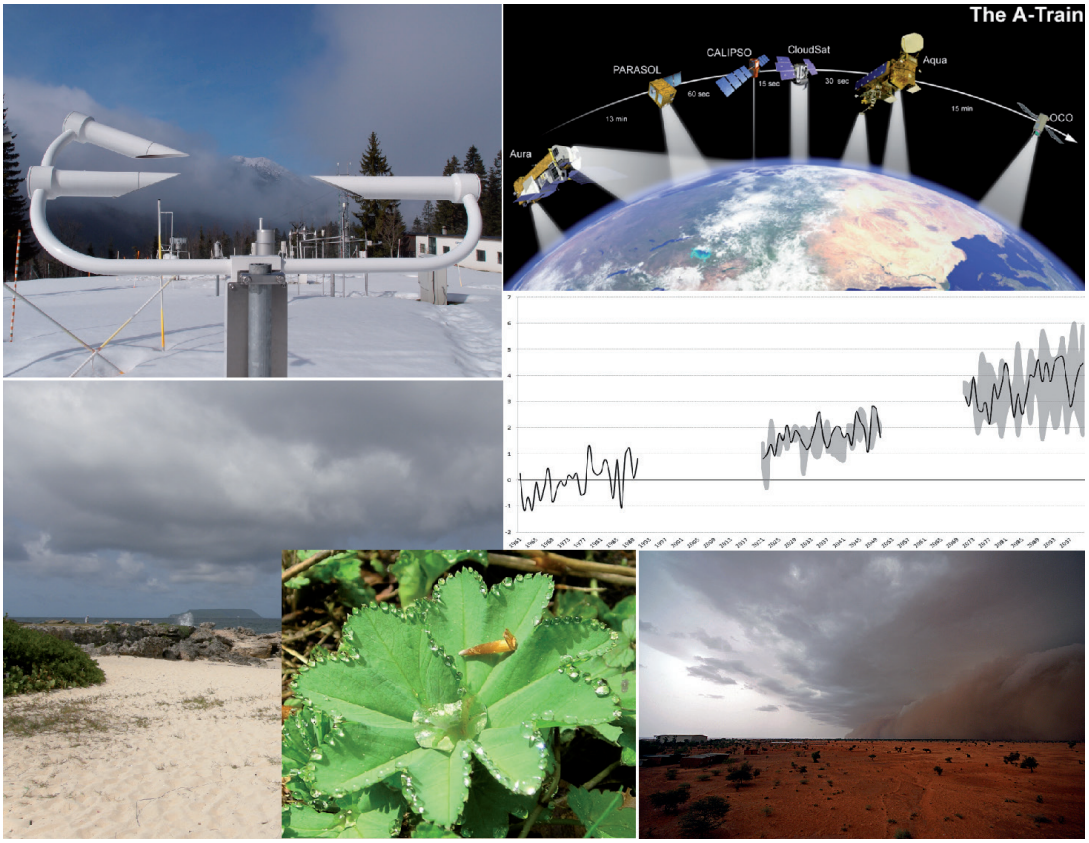
HAL Authorization

Association Internationale de Climatologie

XXV^{ème} COLLOQUE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE

LTHE
UMR 5564 (UJF-CNRS-IRD)

Les climats régionaux : observation et modélisation



Actes du colloque organisé à Grenoble
du mercredi 5 au samedi 8 septembre 2012

Editeurs scientifiques
Sylvain BIGOT & Sandra ROME

Colloque organisé par le Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
(LTHE, UMR 5564 UJF-CNRS-IRD), Université Joseph Fourier (Grenoble 1)
Domaine Universitaire - BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France

Table des matières

Les climats régionaux : observation et modélisation

© Photos couverture : LTHE – AMMA – CNES – S. Bigot – F. Philippe

Association Internationale de Climatologie

XXVème COLLOQUE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE

LTHE
UMR 5564 (UJF-CNRS-IRD)

Les climats régionaux : observation et modélisation

Actes du colloque organisé à Grenoble
du mercredi 5 au samedi 8 septembre 2012

Editeurs scientifiques
Sylvain BIGOT & Sandra ROME
(UJF - LTHE)

En partenariat avec :

LabEx OSUG 2020
Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble
Investissements d'avenir
Région RhôneAlpes
arc Communautés de recherche académique RhôneAlpes
Environnement

Les opinions défendues dans cet ouvrage n'engagent que les auteurs ; elles ne sauraient être imputées aux institutions auxquelles ils appartiennent ou qui ont financé leurs travaux.

© LTHE, 2012
ISBN 978-2-907696-18-0

Introduction au 25ème Colloque de l'AIC
LES CLIMATS RÉGIONAUX : OBSERVATION ET MODÉLISATION

Grenoble, 5-8 septembre 2012

Pr Sylvain BIGOT & Dr Sandra ROME
Université Joseph Fourier (Grenoble 1) - LTHE (UMR 5564 UJF-CNRS-IRD)

L'**A**ssociation **I**nternationale de **C**limatologie fête son 25ème anniversaire à l'occasion de ce colloque à Grenoble qui réunit plus de 200 chercheurs provenant de 20 pays et proposant différentes recherches climatiques. Cet évènement scientifique annuel organisé sous l'égide de l'AIC nous permet d'écouter 2 conférenciers invités, 62 communications orales et de découvrir 65 posters. Le thème principal qui a été retenu cherche à favoriser les échanges sur les approches régionales de l'étude de la variabilité climatique, que ce soit dans le cadre de son observation et/ou de sa modélisation ; ce thème semble désormais décisif afin de pouvoir favoriser le passage d'une recherche climatique théorique à une recherche plus adaptée aux demandes et aux échelles des décideurs et des gestionnaires, pour comprendre les impacts en cours ou potentiels des variations du climat sur les sociétés et ses activités.

La confrontation des méthodes et des points de vue, des concepts et des outils est donc prioritaire pour avancer efficacement dans la simulation du climat et sa modélisation régionale de plus en plus fiable. Les mélanges disciplinaires sont donc essentiels, les colloques de l'AIC étant un des leviers pour y parvenir car, comme le rappelle très justement Sylvie Joussaume en 2011[1], le climat est un thème de recherche pluridisciplinaire, « *la climatologie constituant une des branches de la géographie qui avant même le développement d'approches par la physique et l'étude de la dynamique du climat, a été la première à porter ce domaine* ». De même, la prospective INSU (Océan-Atmosphère) 2011-2016 rappelle qu'une meilleure connaissance des processus permettra de mieux simuler tout ou partie du Système Terre, pour l'établissement de projections climatiques solides, en renforcer la complémentarité entre observation et modélisation, en favorisant en particulier l'acquisition d'observations à long terme et d'archives climatiques aux échelles cohérentes avec la modélisation. Le renforcement des études croisées autour du climat entre sciences de la terre et sciences de la société, et à des échelles spatiales adaptées, est donc maintenant un enjeu précis et attendu.

Le déroulement de ce 25ème colloque à Grenoble, pôle historique français de la recherche sur le climat, sous la tutelle du LTHE, laboratoire associant des chercheurs de formations différentes qui travaillent sur l'hydro-climatologie d'espaces polaires, tempérés ou tropicaux, est aussi un symbole fort qui marque la complémentarité et l'association des recherches de toutes les communautés. Nous remercions donc très chaleureusement la Direction du LTHE pour son soutien dans cette organisation, Thierry LEBEL (son directeur) qui a également accepté de présenter une conférence, ainsi que Jean-Paul LAURENT (son directeur-adjoint) qui fait partie du comité d'organisation.

[1] Jousseaume S., 2011 : Le climat est un thème de recherche pluridisciplinaire. In 'Le Climat à découvert', CNRS Editions, 19-22.

Nous espérons donc que ce 25ème colloque de l'AIC pourra, même humblement, contribuer encore un peu plus à l'épanouissement des recherches et collaborations internationales en climatologie, en proposant de nouvelles pistes de réflexions et de travail, et aussi surtout, en associant nos partenaires du Sud.

De nombreux organismes et personnes ont pris part au soutien et à l'organisation de cette réunion scientifique. Nous tenons à tous les remercier et à les associer étroitement à la réussite du colloque.

Ainsi, nous remercions vivement l'ensemble des 33 membres du comité scientifique international qui a relu de manière efficace et attentive les résumés étendus qui leur ont été soumis. Ce travail consciencieux a permis d'apporter toute la rigueur scientifique dans la sélection et l'amélioration des textes publiés :

Gérard BELTRANDO (France)	Pierre ETCHEVERS (France)	Malika MADELIN (France)
Habib BEN BOUBAKER (Tunisie)	Jean-Michel FALLOT (Suisse)	Gil MAHE (France)
Valérie BONNARDOT (France)	Massimiliano FAZZINI (Italie)	Vincent MORON (France)
Télesphore BROU (France)	Guillaume FORTIN (Canada)	Christian PAGE (France)
Pierre CAMBERLIN (France)	Hubert GALLEE (France)	Olivier PLANCHON (France)
Olivier CANTAT (France)	Martin GERBAUX (France)	Hervé QUENOL (France)
Pierre CARREGA (France)	Latifa HENIA (Tunisie)	Josyane RONCHAIL (France)
Vincent DUBREUIL (France)	Benoît HINGRAY (France)	Pascal SAGNA (Sénégal)
Pierre DUMOLARD (France)	Claude KERGOMARD (France)	Bernard SEGUIN (France)
Taoufik EL MELKI (Tunisie)	Gerhard KRINNER (France)	Benjamin SULTAN (France)
Michel ERPICUM (Belgique)	Thierry LEBEL (France)	Liliana ZAHARIA (Roumanie)

Merci également à Annick DOUGUEDROIT qui a accepté gentiment de nous fournir quelques éléments dans le cadre de l'évocation des 25 ans de l'AIC, association dont elle est à l'origine.

La préparation de ce colloque s'est faite grâce à un comité qui a permis d'organiser le mieux possible cet évènement. Merci également à ceux qui ont participé au comité scientifique et effectué des expertises de résumés. Que tous soient chaleureusement remerciés, leur soutien et les idées échangées dans la bonne humeur ayant été essentiels pour améliorer la planification et le déroulement du colloque :

Sandrine ANQUETIN (CNRS, LTHE)	Valérie LANARI (CNRS, LTHE)
Jean-Pierre DEDIEU (CNRS, LTHE)	Charles OBLED (Grenoble INP, LTHE)
Nathalie DUBUS (UJF, ESPACE)	Benoît PERRIMOND (UJF, LTHE)
Dominique DUMAS (UJF, PACTE)	Antoine RABATEL (UJF, LGGE)
Jean-Paul LAURENT (CNRS, LTHE)	Isabella ZIN (Grenoble INP, LTHE)

Une mention toute spéciale revient à Dominique DUMAS, Valérie LANARI et Charles OBLED pour leur travail essentiel et les interactions développées avec plusieurs partenaires du colloque.
De même, ces tâches organisationnelles souvent lourdes et complexes, n'auraient pû être accomplies sans l'aide précieuse d'Odette NAVE et de Joseph GERMIANO, du Pôle administratif du LTHE, ainsi que de Martine GIGLIO, du Service Financier de la Délégation Régionale Alpes du CNRS. Merci beaucoup également pour l'aide et conseils apportés par

Pascale NATALINI et Laurent REVELLIN, du service Communication de cette même délégation régionale. Dans le domaine de la communication scientifique, nous adressons également nos remerciements à Natacha CAUCHIES, chargée de communication et de culture scientifique de l'OSUG, ainsi qu'à Frédéric LAMBERT et Muriel JAKOBIAK, du Service communication UJF, pour leur aide et soutien.

Ce colloque n'aurait pu voir le jour sans l'appui et la confiance de tous nos partenaires qui ont répondu à notre demande en s'impliquant financièrement. Nous remercions en priorité les deux partenaires essentiels qui ont apporté une aide substantielle à l'évènement, le **Labex OSUG@2020** (et notamment le Directeur de l'OSUG, Michel FILY), ainsi que l'**ARC Environnement** de la Région Rhône-Alpes et **la Région Rhône-Alpes** elle-même.

Nous remercions aussi évidemment l'ensemble des autres organismes qui ont soutenu financièrement le colloque et qui nous ont fait confiance, beaucoup ayant d'ailleurs également proposé des contributions scientifiques. Ainsi, dans l'ordre des contributions financières, nous remercions **l'INSU** (Institut National des Sciences de l'Univers, CNRS), notamment Elisabeth VERGES, sa Directrice adjointe scientifique ; **EDF** (Electricité de France), notamment Patrick TOURASSE (Chargé de Mission Coordination de l'Eau) et Martine MIRAILLE (Directrice Coordination et Appui Relations) ; **la ZAA** (Zone Atelier Alpes), notamment sa responsable, Sandra LAVOREL ; **Grenoble Alpes Métropole**, notamment son Président, Marc BAIETTO ; **la Ville de Grenoble**, notamment son Maire, Michel DESTOT ; **Météo-France**, notamment Philippe BOUGEAULT, Directeur du CNRM ; **l'Université Joseph Fourier**, notamment Fabrice Cotton, Vice-Président recherche adjoint ; **l'AUF** (Agence Universitaire de la Francophonie), notamment Antoine DEFISE, Chargé de projet pour le Bureau Europe de l'Ouest ; **l'IRD** (Institut de Recherche pour le Développement), notamment Marie-Noëlle FAVIER, Directrice de l'information et de la culture scientifiques pour le Sud ; **la CNR** (Compagnie Nationale du Rhône), notamment Christian TRIOL, Directeur de l'Energie, et Guillaume BONTRON (Département Gestion de l'Energie) ; **la SOGREAH-Groupe ARTELIA**, notamment Patrick SAUVAGET, Directeur des Ressources en Eau et Modélisation ; **Grenoble-INP** (Institut National Polytechnique), notamment l'ensemble de sa Mission Scientifique ainsi que le Bureau de l'établissement.

Une mention particulière s'adresse à **l'UMR ESPACE** (Nice), le premier contributeur à avoir répondu à notre demande, ce qui a permis d'enclencher la dynamique de l'organisation (notamment grâce à Nathalie DUBUS, membre du comité). Encore tous nos remerciements à la Directrice d'ESPACE, Christine VOIRON.

Nous remercions enfin évidemment l'ensemble des congressistes qui a participé au colloque et à l'excursion scientifique qui a suivi dans les massifs de l'Oisans et des Ecrins. Provenant de plus de 20 pays et rassemblant de nombreux organismes et instituts, c'est grâce à leurs recherches et à cette vision internationale que les colloques de l'AIC peuvent réellement devenir un espace d'échanges scientifiques extrêment riche.

En vous souhaitant une bonne lecture et de rester de fervents soutiens à l'AIC,
climatologiquement vôtre …

Le colloque a bénéficié de l'aide financière suivante :

Les principaux partenaires :

Et avec le parrainage de :

Préambule

25 ANS DE RECHERCHES CLIMATIQUES À GRENOBLE (1967-1992)

Par Annick DOUGUÉDROIT
Aix-Marseille Université et UMR 7300 ESPACE ; Annick.Douguedroit@univ-provence.fr

Les 25 ans de travaux de l'équipe propre du CNRS (ER 30 puis UMR 404 rattachée à l'Université Joseph Fourier), créée par Charles-Pierre Péguy qui l'a dirigée jusqu'à son départ à la retraite en 1981, est à l'origine du renouveau de la climatologie française à cette époque (1). Ch.-P. Péguy est revenu à Grenoble en 1964 sans pouvoir prendre la succession de son illustre prédécesseur climatologue, E. Bénévent. Directeur de recherche au CNRS, c'est à la tête de son équipe qu'il a développé l'essentiel de son apport à la recherche climatologique et exercé son influence sur les climatologues et également des géographes de son époque.

1. Charles-Pierre Péguy et le renouveau de la climatologie française

Ch.-P. Péguy a renouvelé en France la climatologie par l'introduction systématique du traitement numérique des données en vue de l'explication des conditions climatiques. Il a pu ainsi mettre en application ce qu'il avait développé en pionnier dans sa thèse secondaire soutenue en 1947 (2). C'est à lui que l'on doit en France l'initiative du développement de la modélisation statistique de la climatologie bien qu'il se soit heurté à une vigoureuse opposition de tenants de la climatologie uniquement dynamique à une période, les années 1970, où la climatologie statistique se développait hors de la France. Il fut aussi pionnier ultérieurement en promouvant une approche systémique de la climatologie sous l'aspect des relations nature/société.

Ch.-P. Péguy a illustré ses perspectives scientifiques par l'élaboration des « Calendriers de probabilités » (3) et la direction de la « Carte climatique de la France » au 1/250 000 (4), raison d'être initiale de son équipe. Ses travaux personnels et ceux suscités au sein de son équipe, facilités par une liaison avec le CICG (Centre Interuniversitaire de Calcul de Grenoble), l'ont amené à collaborer avec d'autres équipes de recherche grenobloises, Biologie végétale, Mathématiques appliquées, LGCE (Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement)… Hors de Grenoble, son rayonnement et son influence scientifique ont touché nombre de climatologues et autres géographes. Président de la Commission de climatologie du CNFG (Comité National Français de Géographie), il a organisé à Grenoble des stages pour initier à l'emploi en climatologie des statistiques.

2. Les travaux de l'ER30 : la cartographie

2.1. La Carte Climatique détaillée de la France (CCD) au 1/250 000

Ch.-P. Péguy l'a pensée et conçue (5) pour réaliser la première coupure, celle de Gap (1971), suivie par d'autres couvrant l'est de la France et l'ouest breton (collaboration des universités de Rennes, J. Mounier, membre de l'équipe, et de Strasbourg, P. Paul). Il a défini des expressions cartographiques et graphiques pour représenter à la fois des variations spatiales et temporelles de plusieurs éléments du climat tout en voulant que la carte présente aussi les contraintes climatiques de l'environnement et de l'économie. La représentation spatiale que suppose une carte dépend à la fois de la densité des données et de la mise au point d'un modèle d'interpolation spatiale entre celles-ci. C'est pourquoi le fond de la carte principale repose sur la superposition de trois figurés : la répartition spatiale, par des isothermes, des températures moyennes annuelles modélisées (6) regroupées en classes et les facteurs limitants du froid (nombre de mois froids aux températures moyennes mensuelles inférieures à 7°C) et de la sécheresse d'été (nombres de mois secs d'après la définition de Gaussen : Précipitations moyennes mensuelles en mm inférieures aux Températures moyennes mensuelles en °C x 2) représentés par des teintes à-plat de gris et rouge. Faute de modélisation valable

d'interpolation des pluies, les précipitations ont été limitées à des schémas stationnels exprimant leur organisation dans le temps par des quantiles de distribution dont la taille est fonction des totaux mensuels moyens de pluie (7). Des cartons et graphiques complètent la carte principale. Même si la cartographie d'abord manuelle a bénéficié des progrès informatiques par le passage à la CAO (Cartographie Assistée par Ordinateur) dans les dernières années, il n'en demeure pas moins que la CCD représente une étape du savoir et de la modélisation statistique datée dans le temps.

2.2. Atlas des fréquences de l'insolation journalière

Cinq Atlas des Fréquences de l'Insolation Journalière au 1/2 500 000 présentent les caractéristiques saisonnières et la répartition spatiale de la durée d'insolation sur surface horizontale en France. Réalisés dans le cadre du PIRSEM (Programme Interdisciplinaire pour la Recherche sur les Sciences de l'Energie et des Matières Premières) et de l'AFME (Agence Française pour la Maîtrise de l'Energie), ils reposent sur l'élaboration d'un ensemble de méthodes par S. Martin pour l'ER30. Ils ont contribué à une meilleure connaissance du gisement solaire français et, d'un point de vue pratique, à l'élaboration d'outils d'aide climatique à l'optimisation des systèmes énergétiques.

3. Autres travaux de l'ER30

Les recherches appliquées sont illustrées par la mise au point de la Méthode CANOVAL (8) qui estime les potentialités thermiques d'un site pour l'enneigement artificiel à la période de constitution du manteau neigeux (Pyrénées, Alpes du Nord et du Sud, Sancy, Trentin..).

Cette courte présentation ne permet pas d'aborder l'ensemble des recherches de l'ER30. Signalons, de façon non exhaustive, le renouvellement de la réflexion méthodologique par l'affirmation des interactions du climat et de l'ensemble du système géographique (contraintes climatiques à l'échelle régionale comme l'Irlande ou à un aspect du système géographique comme le milieu agricole). Des études diagnostiques de l'atmosphère provoquées par la participation au PNEDC (Programme National d'Etudes de la Dynamique du Climat) ont porté sur l'Europe et le Bassin méditerranéen occidental ainsi que sur l'Afrique.

L'ER30 comprenait outre les membres cités, y compris en bibliographie, J. Charre, H. Delannoy, et des personnels techniques et administratifs, A. Pupier, C. Lejeune, R. Zanella et M.N. Conneradt. Des chercheurs associés, doctorants, stagiaires... ont également apporté leur contribution tout en assurant leur propre formation au sein de l'équipe.

Références citées :

(1) Douguédroit A. et Marchand J.-P., 2007 : Charles-Pierre Péguy ou le renouveau de la climatologie française. In Voyages collectifs en Géographie, M-C Robic ed, La Revue pour l'histoire du CNRS, 18, en ligne, 7 p.

(2) Péguy Ch.-P., 1948 : Introduction à l'emploi de méthodes statistiques en géographie physique. Rev. de Géogr. Alpine, 5-130.

(3) Péguy Ch.-P., 1976 : Une nouvelle expression graphique de la variabilité interannuelle des climats : les « calendriers de probabilités ». Bull. Assoc. Géogr. Franç., 431-432, 5-16.

(4) ER30 (Equipe de Recherche n° 30 du CNRS), 1981 : Dix ans de Carte climatique détaillée de la France. Eaux et Climats, Mélanges géographiques offerts en hommage à Charles-Pierre Péguy, Grenoble, 41-84.

(5) Péguy Ch.-P., 1969 : L'expression cartographique des climats aux moyennes échelles. Bul. Comité Fr. de Cartographie, 2.

(6) Douguédroit A. et de Saintignon M.-F., 1970 : Méthode d'étude de la décroissance des températures en montagne de latitude moyenne : exemple des Alpes françaises du Sud. Rev. de Géogr. Alpine, 3, 453-472.

(7) Péguy Ch.-P., 1965 : Schématisation et représentation cartographique des régimes pluviométriques. Bull. Assoc. Géogr. Franç., 338-339,, 2-15.

(8) CNRS, Environnement Climatique (ex ER30), 1989 : Evaluation des potentialités thermiques d'un site. L'enneigement artificiel - Guide d'aide à la décision, SEATM (Service d'Etudes et d'Aménagement Touristique de la Montagne), 33-52.

Conférences invitées

LE PROJET AMMA, UN EXEMPLE D'ÉTUDE INTEGRÉE ET MULTIDISCIPLINAIRE SUR UN SYSTÈME CLIMATIQUE RÉGIONAL

Thierry LEBEL [1], Jean-Luc REDELSPERGER [2] et Serge JANICOT [3]

[1] *LTHE, IRD, Grenoble, France. thierry.lebel@ujf-grenoble.fr*
[2] *LPO, CNRS, Plouzané, France*
[3] *LOCEAN, IRD, Paris, France*

***Résumé** : Le projet international AMMA d'initiative française, a pour objectif d'améliorer la connaissance et la compréhension de la Mousson d'Afrique de l'Ouest et de sa variabilité, de l'échelle journalière aux échelles interannuelle et décennale. Le projet est motivé par la forte variabilité des précipitations associées à ce système de mousson, une sécheresse d'une ampleur inégalée ailleurs dans le monde au cours de la fin du 20ème siècle et notre incapacité à rendre compte correctement de ces phénomènes dans les modèles de climat. L'impact sur le cycle hydrologique et les ressources en eau de cette variabilité et des modifications potentielles du climat sur le long terme constitue un des axes majeurs de recherche du projet. Ses motivations et ses enjeux sont présentés ici, ainsi qu'un premier bilan de la phase instrumentale intensive et de quelques avancées de nos connaissances sur la dynamique de ce système de mousson et de ses interactions avec les surfaces continentales.*

***Mots-clés :** programme AMMA.*

Abstract: AMMA: African Monsoon Multidisciplinary Analysis.
Initiated by the French community, the AMMA international project aims to improve our knowledge and understanding of the West African monsoon and its variability with an emphasis on daily-to-interannual timescales. AMMA is motivated by an interest in fundamental scientific issues and by the societal need for improved prediction of the WAM and its impacts on water resources, health and food security for West African nations.

***Keywords:** AMMA project.*

Introduction

Face aux limites actuelles des modèles de climat pour simuler les climats régionaux et donc anticiper sur leur évolution future, des études spécifiques sont nécessaires. Le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) s'inscrit dans une double lignée : i) celle des projets impulsés par la composante GEWEX du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC) au début des années 1990, pour mieux comprendre la variabilité du cycle de l'eau à l'échelle de grands bassins versants (Mississipi, Mackenzie, Amazone, Mer Baltique, Mousson Asiatique), dans un contexte de climat évolutif ; ii) celle des projets destinés à mieux comprendre les spécificités de fonctionnement du climat à l'échelle des grandes régions climatiques du globe, mises en œuvre sous l'égide de la composante CLIVAR du PMRC. D'emblée AMMA s'est positionné comme une synthèse de ces deux approches, les interactions entre le cycle de l'eau et les équilibres thématiques étant au cœur du fonctionnement de la mousson Ouest-Africaine et donc du questionnement du programme AMMA (Redelsperger *et al*., 2006).

En se positionnant sur l'Afrique de l'Ouest AMMA est venu combler la lacune qui existait sur l'Afrique pour ce qui est des grands dispositifs d'observation régionaux. L'Afrique de l'Ouest est une région où l'incertitude des prédictions des modèles est forte et qui a souffert d'une sécheresse particulièrement longue et éprouvante pour les populations à la fin du XXème siècle. Parmi les facteurs d'intérêt particulier, on notera que c'est sur cette région qu'a été formulée pour la première fois par Charney (1975) la possibilité de rétroaction positive entre surfaces continentales et climat à l'échelle régionale. De plus, la mousson d'Afrique de l'Ouest représente un archétype idéal pour étudier les interactions d'échelles dans un système de mousson (Redelsperger *et al*., 2002) : elle se caractérise en effet au premier ordre par une

symétrie zonale, avec deux jets d'est bien définis en moyenne et haute troposphère ainsi que des entités météorologiques (lignes de grains, ondes d'est) bien identifiées. Si les différents mécanismes intervenant dans l'existence de la grande sècheresse étaient déjà assez bien identifiés à la fin des années 1990, leur hiérarchisation et leurs interactions restaient à comprendre. Un des objectifs d'AMMA était donc de fournir des éléments nouveaux sur ce point, et notamment concernant la part de l'océan et la part de l'évolution des surfaces continentales (déforestation, changement d'usage des terres) dans la variabilité du climat ouest-africain. Par ailleurs, l'équilibre socio-économique très fragile de la région constitue une autre raison de s'intéresser à son climat, à sa variabilité et à sa possible évolution dans les décennies à venir. Une autre caractéristique importante d'AMMA est en effet d'avoir identifié dès son lancement la nécessité de faire travailler ensemble physiciens du climat et de l'environnement, agronomes, spécialistes de la santé et socio-économistes pour construire un agenda de recherche autour de l'étude des interactions entre Sociétés, Environnement et Climat.

Dans sa première phase (2002-2010), le projet AMMA a été une combinaison assez unique en son genre de campagnes de mesures multi-échelles - aussi bien dans le temps que dans l'espace - et d'études multidisciplinaires, faisant intervenir atmosphériciens (dynamiciens, chimistes aérosolistes), océanographes, spécialistes des surfaces continentales (hydrologues, écologues), au coté de la communauté scientifique travaillant sur les impacts (sécurité alimentaire, ressources en eau, santé, socio-économie). Après une rapide présentation du système de mesures déployés (on se reportera à Lebel *et al*., 2010, pour une description plus complète), le but de cette courte synthèse est de faire un premier bilan de quelques avancées récentes dans notre compréhension du fonctionnement du système de mousson et de ses interactions avec le cycle de l'eau.

1. Les campagnes de mesures

Le caractère multi-échelle du système étudié (figure 1) a conduit à définir une stratégie d'observation reposant sur l'imbrication des domaines et des périodes d'observation, et sur l'utilisation de différentes plateformes instrumentées complémentaires (bateaux, sites sol, ballons, moyens aéroportés, capteurs spatiaux). Cette stratégie résulte également des compromis à trouver en regard du coût de déploiement d'instruments lourds et de leurs limitations en termes d'échantillonnage temporel et spatial, alors même que l'on cherche à documenter l'ensemble du spectre des échelles mises en jeu.

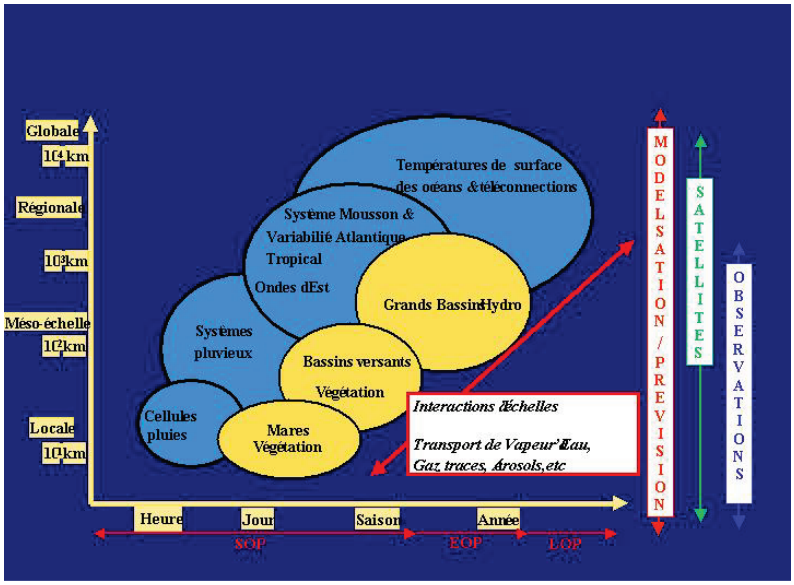


Figure 1 : Les échelles d'intérêts de la Mousson Africaine en regard de ses processus clefs et de ses composantes (AMMA International Science Plan, 2005).

Le premier objectif a été de documenter le gradient éco-climatique qui caractérise la région d'étude d'AMMA. Le second est de couvrir les différentes échelles identifiées en figure 1, en combinant des capteurs aux propriétés complémentaires. Par exemple, les moyens aéroportés fournissent des cas d'étude très finement documentés sur des zones assez vastes, tandis que les observations sol ne permettent qu'un suivi local mais continu temporellement. Pour optimiser l'échantillonnage, les mesures sol sont organisées en réseaux à couverture régionale relativement homogène et en sites densément instrumentés (figure 2).

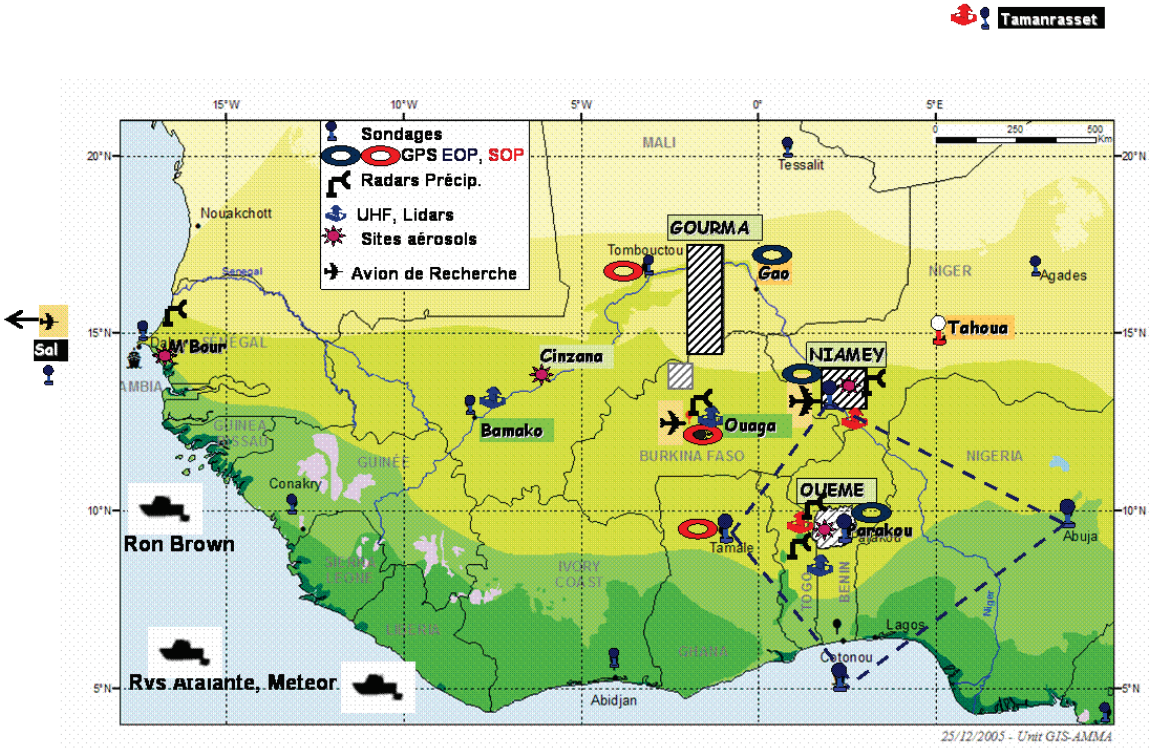


Figure 2 : Le dispositif d'étude régional. Les sites de méso-échelle sont les zones hachurées. Le site de méso-échelle de l'Ouémé, constitue le centre d'un quadrilatère (délimité par un tiret), sur lequel sont étudiés les bilans d'eau atmosphériques et continentaux.

1.1. Un emboitement de zones de mesure

- **A l'échelle régionale**, une priorité incontournable a été de renforcer les capacités des réseaux opérationnels sur le continent et plus spécifiquement celles du réseau de radio-sondages (une vingtaine de stations de différents niveaux de priorité selon la période de mesure considérée). Cette échelle inclut les mesures océaniques réalisées au cours des campagnes EGEE, la mise en place d'un transect sahélien pour le suivi journalier des aérosols désertiques, et l'étude de plusieurs bassins versants et sites de méso-échelle assurant un bon échantillonnage de toute la région.
- **Les études de méso-échelle** sont concentrées sur trois sites d'observations densifiées du cycle hydrologique, de la végétation et des flux de surface (Gourma Malien, Kori de Dantiandou dans le Sud-Ouest Nigérien ; haut bassin de l'Ouémé au Bénin). Le site de l'Ouémé constitue le centre d'un quadrilatère au sein duquel les bilans d'eau sont étudiés plus finement grâce aux mesures atmosphériques sur son pourtour (radiosondages, mesures GPS, survols avion) et aux mesures denses sur le bassin de l'Ouémé lui-même (15000 km²), mesures qui sont détaillés en figure 3.
- **L'échelle convective/locale** est l'échelle des super-sites (100 à 1000 km²) ou de sites intensifs locaux localisés à l'intérieur des sites de méso-échelle.

Le dispositif EOP sur l'ensemble du bassin

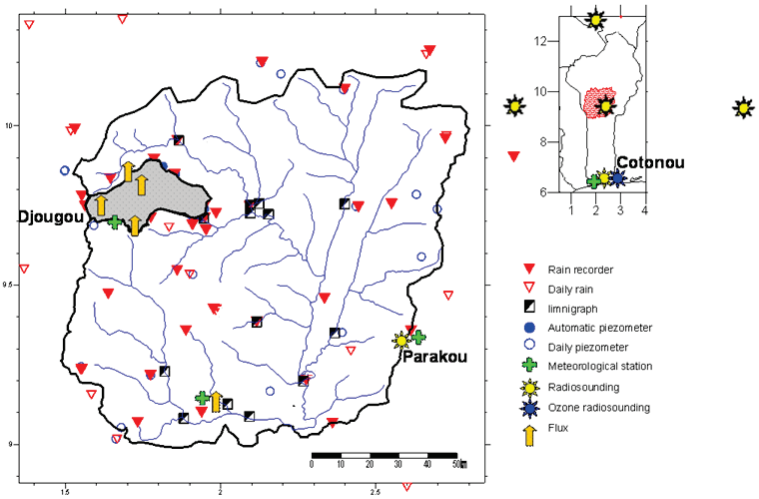
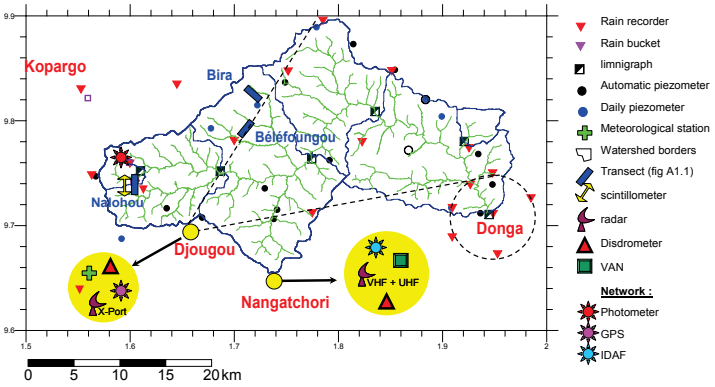
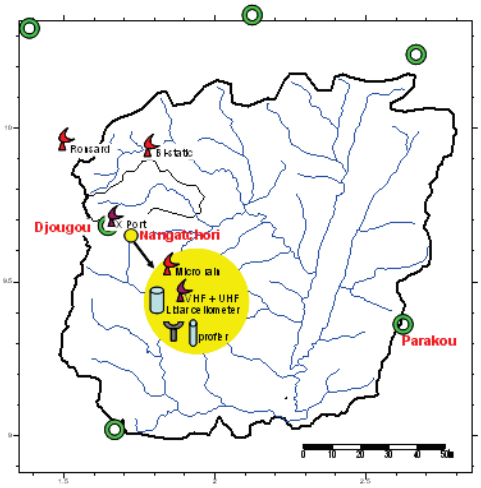


Figure 3 : Les différents dispositifs de mesure sur le bassin de l'Ouémé, un des trois sites de méso-échelle AMMA.

Le dispositif EOP sur le surpersite de la Donga



Les instruments SOP, essentiellement concentrés sur la Donga, avec un réseau de détecteurs d'éclairs (anneaux verts) couvrant tout le bassin de l'Ouémé.



1.2. Un emboitement de périodes de mesure

Les différentes composantes du cycle de l'eau à l'origine de la variabilité interannuelle de la mousson africaine et l'influence de cette variabilité sur la composition atmosphérique ont fait l'objet d'un programme d'observations à long terme (LOP, 2002-2010). Un objectif essentiel de ce suivi a été de documenter finement le cycle saisonnier moyen et ses modulations entre années sèches et humides.

Durant une période de trois ans (EOP, 2005-2007), le dispositif LOP a été renforcé pour fournir des observations plus détaillées sur certains processus couplés susceptibles de jouer un rôle important dans la variabilité interannuelle. L'instrumentation des compartiments concernés - couche limite de surface et couche limite atmosphérique, profils océaniques, circulations d'eau dans le sol, concentrations au sol et intégrées sur la verticale et distribution verticale des aérosols désertiques - repose souvent sur des capteurs sophistiqués, à déployer et maintenir (stations de flux, radars, lidars, …).

La période d'observations intensives (SOP, 2006), a quant à elle, permis d'acquérir des données permettant d'étudier de façon détaillée un cycle saisonnier en terme de processus, et plus particulièrement les systèmes météorologiques lors des différentes phases de la

mousson : (i) la saison sèche précédant la mousson (janvier-février), (ii) l'établissement de la mousson (juin), (iii) la mousson au stade mature (juillet-août), et (iv) la fin de la mousson (septembre). Six avions de recherche ont été déployés : le BAe146 britannique, le Falcon 20 et l'ATR-42 de SAFIRE (Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement, France), le Falcon 20 du DLR (Allemagne), le M55 du consortium Européen-Geophysica et le DC8 de la NASA. Plusieurs campagnes ballons se sont déroulées parallèlement pour documenter la couche limite, la haute troposphère et la stratosphère. Trois bateaux ont croisé dans l'Atlantique tropical et le golfe de Guinée. Les mesures au sol sur les super-sites et les cadences de radiosondage ont encore été intensifiées, avec en particulier le déploiement de radars, lidars et radiomètres au cours de la SOP. Au total, ce sont plus d'un millier de capteurs qui ont été mis en œuvre, mobilisant de 700 à 800 scientifiques.

2. Dynamique de la mousson Ouest africaine : océan ou continent ?

Le climat du système terrestre est avant tout conditionné par son bilan radiatif net, dont la répartition sur le globe n'est pas uniforme. Les transferts d'énergie permettant de rééquilibrer les bilans d'énergie entre les zones tropicales, globalement excédentaires, et les zones extratropicales, globalement déficitaires, se font par des circulations stables en moyenne : les cellules de Hadley. Dans cette circulation, le flux de basses couches, qui transporte majoritairement de l'énergie thermique et de l'énergie latente (vapeur d'eau), alimente les ascendances, et est équilibré par le flux des hautes couches qui transporte majoritairement de l'énergie potentielle (proportionnelle à son altitude), et alimente les subsidences en air sec. Le bilan global de ce transport indique un excédent d'exportation d'énergie de 10 %, dû à la plus grande quantité d'énergie potentielle.

Si les régions intertropicales sont globalement excédentaires, on peut observer, à latitude égale, des disparités régionales très importantes. L'exemple le plus frappant est, en été boréal, le Sahara, déficitaire en énergie alors que les océans subtropicaux sont fortement excédentaires. En effet la surface du Sahara a un albédo très important, le conduisant à ré-émettre vers l'atmosphère dans les courtes longueurs d'onde une grande partie du rayonnement solaire diurne et, du fait d'un air très sec, et à produire un fort rayonnement nocturne de grande longueur d'onde. Une partie du rayonnement solaire entrant est également ré-émis vers l'atmosphère sous forme de chaleur, du fait de l'important échauffement des basses couches. Les océans ont par contre un albédo faible et une bonne capacité à stocker l'énergie reçue dans sa couche de mélange, limitant ainsi les pertes par rayonnement infrarouge.

Les gradients de température et de pression entre l'océan et le continent sont maximum à l'approche de l'été. Le vent se dirige des hautes pressions situées au-dessus de l'océan (plus frais) vers les basses pressions thermiques situées au-dessus du continent, transportant ainsi des masses d'air chargées en humidité. La proximité de l'équateur induit de surcroît une rotation des vents qui va créer une convergence au travers de l'équateur météorologique entre les alizés déviés de l'hémisphère d'hiver et ceux de l'hémisphère d'été. Les zones de mousson correspondent aux configurations géographiques permettant cette convergence, ce qui est notamment le cas en Afrique de l'Ouest, même si la mousson indienne est plus connue en la matière. Cette zone de convergence intertropicale (ZCIT) est en conséquence bien alimentée en énergie et en humidité, ce qui favorise les précipitations, particulièrement fortes dans la zone de convergence maximale.

Le moteur de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) est donc le gradient thermique entre l'océan atlantique tropical et le continent. Au printemps, alors que les surfaces continentales s'échauffent au fur et à mesure que la position zénithale du soleil remonte vers le tropique du cancer, les eaux du Golfe de Guinée sont refroidies par une langue d'eau froide qui apparaît

en surface. Ces upwellings du Golfe de Guinée jouent un rôle important dans le déclenchement de la saison des pluies sur le continent en accroissant le gradient d'énergie statique humide qui constitue une puissante source d'instabilité.

Une spécificité de la géographie ouest-africaine est que le gradient zonal de température et d'humidité entre l'océan et le continent, se prolonge sur le continent lui-même du fait de la raréfaction de la végétation quand on monte vers le nord. On arrive ainsi à une configuration où l'énergie statique humide commence par croître fortement de l'équateur vers le nord, jusqu'à atteindre un maximum, avant de décroître à nouveau du fait d'un air très sec (figure 4). La position de ce maximum correspond au cœur de la ZCIT qui arrive à remonter jusque vers 11°N à 13°N selon les années. En bordure nord de la zone concernée par la MAO se forme une dépression thermique liée à la surchauffe du Sahara. Cette dépression thermique saharienne joue un rôle majeur, à la fois attracteur de l'air humide océanique et en même temps bloquant le développement de la convection du fait du couvercle de poussières qui monte jusqu'à 5000-6000 mètres d'altitude et s'étend vers le sud.

Avant le démarrage d'AMMA, plusieurs études se sont interrogées à propos de l'influence sur la dynamique de la mousson des modifications de température de l'océan (voir par exemple Fontaine et Bigot, 1993), d'un coté, et, d'un autre coté, de celle des changements de végétation (donc d'albédo et d'humidité) du continent (voir par exemple Eltahir and Gong, 1996). Des études par modélisation indiquent que si l'océan se réchauffe (par exemple en liaison avec le changement climatique global), et si, parallèlement, le continent s'assèche, du fait par exemple de la disparition des écosystèmes arborés, on peut effectivement s'attendre à une perte d'efficacité pluviométrique de la mousson. Pourtant, à échéance de la fin du siècle, les conclusions des modèles de climat divergent, certains prédisant un assèchement du Sahel, d'autres un regain de pluviométrie. Il est à noter que cette incertitude n'est pas spécifique à la mousson africaine ; on la retrouve pour d'autres régions intertropicales, en lien avec des défauts bien identifiés dans les modèles (résolution, paramétrisation de la convection, rôle des nuages bas sur les océans, représentation des effets des nuages et des aérosols). Mais sur l'Afrique de l'Ouest, compte tenu que la sécheresse de la fin du XX^{ème} siècle a été la plus longue et la plus massive de son genre depuis qu'existent les mesures météorologiques modernes, la question paradigmatique est de savoir si on a ici affaire aux prémisses d'un changement durable du climat régional ou à une simple manifestation d'une variation décennale particulièrement prononcée. AMMA apporte sa contribution à ce débat scientifique, qui est loin d'avoir trouvé sa conclusion finale, grâce à la documentation fine et concomitante des variables climatiques, hydrologiques et environnementales des différentes régions clefs mentionnées plus haut (upwellings du Golfe de Guinée, convection et bilans d'eau sein de la ZCIT, couvercle de poussières généré par la dépression thermique saharienne).

3. Connexions avec d'autres régions climatiques

Bien que l'Afrique de l'Ouest constitue une région bien identifiée, bordée par le Sahara au Nord, l'océan atlantique tropicale à l'Ouest et le Golfe de Guinée au Sud, son climat est tributaire de divers facteurs exogènes. Au plus proche c'est tout d'abord le Golfe de Guinée lui-même qui influence au premier chef le démarrage de la saison des pluies sur le continent. Mais il existe également des influences en provenance des latitudes moyennes malgré la barrière désertique, ou bien qui prennent leur origine loin vers l'Est dans la bande intertropicale. Les mesures spécifiques réalisées dans des régions peu documentées jusque-là et la mobilisation d'une vaste communauté de chercheurs, ont permis à AMMA de réaliser des avancées sur la nature et l'importance de ces liens entre la MAO et des régions climatiques plus ou moins connexes.

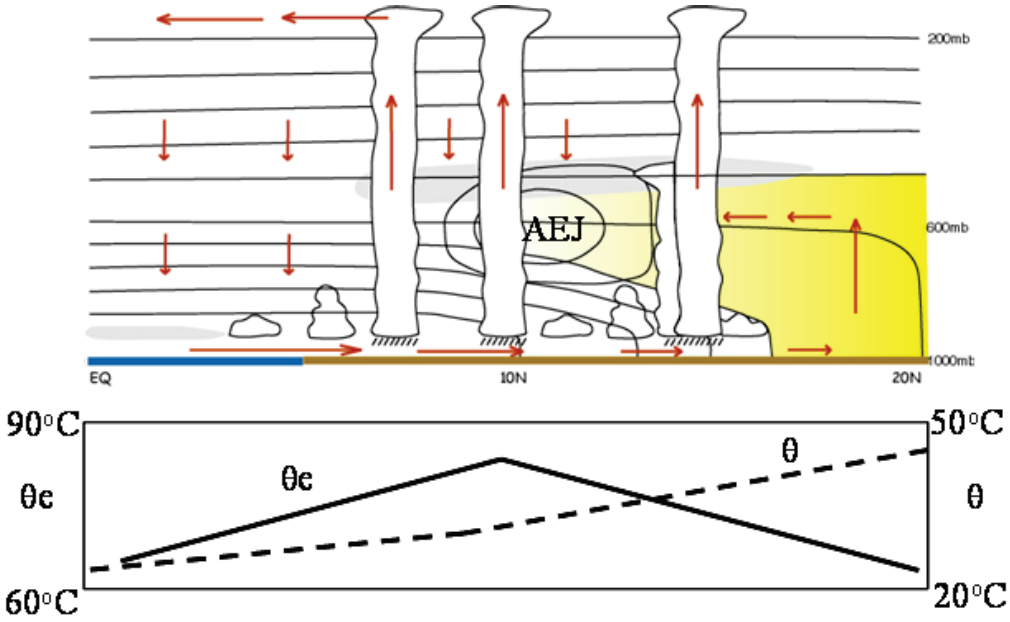


Figure 4 : Coupe méridienne de la circulation atmosphérique au sein de la moussons ouest-africaine durant l'été boréal. Les lignes fermées sont les lignes d'égale vitesse de vent autour du Jet d'Est Africain. Les flèches rouges indiquent la circulation moyenne de mousson, induite par les gradients thermiques. Les gradients méridiens d'énergie potentielle (θ) et d'énergie potentielle équivalente (ou énergie statique humide, θ_e) associés à cette circulation moyenne de mousson, sont figurés dans la partie inférieure du schéma. Au nord d'un maximum situé aux alentours de 10°N (limite qui peut remonter jusque vers 12 à 13°N en cœur de saison des pluies), θ_e commence à décroître alors que continue à croître, du fait de l'assèchement de la couche limite au nord du cœur de la ZCIT.

On a pu ainsi vérifier, par contraste entre 2005 et 2006, qu'une mise en place tardive de la langue d'eau froide dans le Golfe de Guinée se traduisait par une arrivée très retardée de la saison des pluies au Sahel. Les campagnes de mesure océaniques ont montré que la mise en place de la langue d'eau froide pouvait être contrariée ou au contraire favorisée par des coups de vent au niveau de l'équateur sur l'Atlantique tropical, établissant par-là un impact du couplage océan-atmosphère moins local que ce que l'on pensait auparavant.

D'autres mécanismes reliant la MAO à la circulation atmosphérique planétaire ont été identifiés grâce à AMMA, notamment les intrusions d'air sec (humidité relative inférieure à 5 %) en moyenne troposphère, qui prennent leur source sur le versant anticyclonique du jet polaire à 50°N, inhibant la convection en saison des pluies (Roca *et al*., 2005) ; ou bien des poussées d'air froid méditerranéen, associées à la pénétration vers le sud d'une perturbation d'onde de Rossby localisée sur l'Europe et l'Afrique du Nord (Chauvin *et al.*, 2010) : dans la phase « Ouest » de cette perturbation, la dépression thermique saharienne présente un maximum de température à l'Ouest sur la Mauritanie et un minimum au Nord de la Libye et il apparaît que la convection s'en trouve renforcée sur l'Est du Sahel. On observe d'ailleurs depuis le début des années 2000, une persistance de la sécheresse sur le Sahel Ouest et un retour vers de meilleures conditions sur le Sahel Est, que l'on peut relier à une modification des positionnements moyens respectifs des anticyclones des Açores et de Libye. A l'opposé géographique du Golfe de Guinée, la dépression thermique saharienne joue donc un rôle majeur dans la variabilité intrasaisonnière et interannuelle des pluies au sein de la MAO, à la fois comme facteur interne à la MAO mais également comme lieu de connexion avec la circulation des latitudes moyennes. Au cours des campagnes de 2006, on a ainsi observé que l'intensité de la dépression thermique saharienne s'est mise à diminuer fortement au cours des deux premières semaines de septembre. Simultanément, une forte activité convective s'est

installée sur le Sahel. Lavaysse *et al*. (2010) ont analysé les raisons possibles de ce lien entre contraction de la dépression thermique sur le Sahara et reprise de l'activité convective sur le Sahel. Cela les conduit à mettre en évidence une influence nette, dans une bande passante de 10-30 jours, des circulations de latitude moyenne. Au cours de la phase d'effondrement de la dépression thermique lors d'une pulsation 10-30 jours de l'épaisseur de la dépression thermique, une vallée dépressionnaire d'altitude est observée au-dessus de la partie nord de l'Afrique de l'Ouest. Cette situation génère une arrivée d'air froid à 700 hPa sur le Sahara, depuis la Libye, une intensification de la circulation anticyclonique à 925 hPa et une augmentation significative de l'activité convective sur le Sahel. Les analyses composites réalisées ultérieurement par Lavaysse *et al*. (2011) établissent la portée climatologique de l'analyse effectuée initialement sur le cas de 2006.

Une série d'études a également été consacrée aux liens entre la MAO et la mousson indienne. Les cycles d'activité et de *break* au sein de la mousson indienne influencent la MAO par le biais d'une circulation cyclonique de Rossby qui se propage vers l'Ouest au-dessus de l'Afrique du Nord depuis la source de chauffage située au nord de l'Inde. Il en résulte un renforcement des vents d'ouest et de l'advection d'humidité en basse couche au sein de la ZCIT sur l'Afrique. Janicot *et al*. (2009) ont établi que ce mécanisme était à l'origine d'un décalage moyen d'environ 15-20 jours entre une phase active de la mousson indienne et une phase active de la MAO. Dans un article subséquent, Janicot *et al*. (2010) ont montré qu'il existe un lien statistique entre le mode MJO au sein de la mousson indienne et le principal mode de variabilité convective sur l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale.

On voit à travers ces différents résultats - qui ne forment pas une liste exhaustive - que la compréhension et la modélisation des fluctuations intrasaisonnières, interannuelles et décennales de la mousson ouest-africaine, ainsi que la prédiction de son évolution dans un contexte de changements globaux, nécessitent que soient bien pris en compte ces différents facteurs de forçages qui prennent leur origine à l'extérieur de la zone d'intérêt proprement dite. Il s'agit certainement d'un élément important dans le débat entre modélisation globale et modélisation régionale du climat.

4. Interactions au sein du système de la mousson africaine

Bien qu'il existe de nombreuses interactions d'échelles et de processus dignes d'intérêt au sein de la MAO et que plusieurs d'entre elles ont été étudiées dans AMMA, notamment pour ce qui est de la partie purement atmosphérique du système (voir des exemples dans Lafore *et al*., 2010), la question centrale posée dans ce domaine au démarrage d'AMMA était celle des interactions entre l'atmosphère et la surface continentale et leur possible rôle dans la variabilité interannuelle de la dynamique de mousson, voire comme un élément d'explication de la grande sécheresse des années 1970 à 2000.

Le premier, Charney (1975) a émis l'hypothèse que la sècheresse sahélienne résultait de la disparition de la végétation (liée au surpâturage) dans la partie nord du Sahel, ce qui entraînait une augmentation de l'albédo, se traduisant elle-même par une modification de la circulation au sein de la cellule de Hadley, conduisant à une augmentation de la subsidence sur le Sahel et donc à une rétroaction positive vers plus de sécheresse. Bien que physiquement fondé, ce schéma ne prenait pas en compte les effets résultant des modifications du cycle de l'eau associées aux changements d'usage des terres et de végétation. Au cours des soixante dernières années, la modification de la végétation n'a pas concerné que la partie nord du Sahel, mais toute l'Afrique de l'Ouest, avec la disparition des forêts tropicales au Sud, la forte dégradation des savanes arborées plus au nord, le remplacement massif de la savane arbustive primaire par des cultures au Sahel et, partout, une baisse massive de la couverture en arbres, ces derniers étant utilisés pour fournir du bois de chauffe aux fins domestiques. Or, dans une

étude sur la prévisibilité des fluctuations interannuelles de la pluie au Sahel, Fontaine *et al*. (1999) ont montré que la prise en compte de l'énergie statique humide apportait une plus-value significative par rapport à l'utilisation des seules températures de l'océan. Une cause majeure de la variabilité interannuelle de l'énergie statique humide, étant le réservoir d'eau continental, on peut imaginer que la régression de la strate arborée sur toute la région est susceptible d'avoir influencé la dynamique de la MAO.

On notera au passage que la disparition de la végétation primaire sur toute la sous-région a profondément modifié le cycle de l'eau, faisant baisser l'évapotranspiration et augmenter le ruissellement local, non seulement en termes relatifs mais aussi en valeur absolue malgré la baisse sévère de la pluviométrie (Séguis *et al*., 2004). A petite échelle, une grande partie du Sahel est donc caractérisée par une forte hausse du ruissellement qui se traduit dans ce paysage bien souvent endoréique par l'apparition de mares plus nombreuses et durant plus longtemps, donc une source d'humidité locale pouvant impacter le déclenchement de la convection. A l'échelle régionale au contraire, on peut s'attendre à ce qu'une diminution du réservoir d'humidité au sud ait un impact négatif sur la vigueur de la mousson.

Comme précédemment pour les études concernant les liens entre la MAO et d'autres zones climatiques, les recherches menées dans AMMA sur cette question des rétroactions ont aussi bien fait usage des données spécifiques de la phase expérimentale que de données satellites ou opérationnelles. Dans cette deuxième catégorie figurent les recherches menées sur une éventuelle mémoire interannuelle au niveau du cycle de l'eau. Au départ de ce questionnement, on trouve l'étude de Philippon et Fontaine (2002), qui avaient remarqué qu'il existait une corrélation positive entre les précipitations enregistrées au cours de la deuxième saison des pluies en année *n* sur la zone soudanienne, et la pluie en année *n+1* sur le Sahel. Prolongeant ce travail, Philippon *et al.* (2007) se sont attachés à étudier une éventuelle mémoire au niveau de la végétation (et non plus des précipitations). A partir d'une série de 20 ans de données de NDVI-AVHRR sur le Sahel, ils ont constaté qu'il existait une corrélation positive entre le NDVI du mois de juin d'une année *n* et le maximum de NDVI observé au cours de l'année précédente sur la région. Ceci laisse à penser qu'il existe un effet bénéfique d'une bonne productivité de l'année antérieure au moment du démarrage de la végétation de l'année suivante, 9 mois plus tard. Au contraire de ce que l'on peut supposer pour la mémoire entre la zone soudanienne et la zone sahélienne, il est douteux que l'effet mémoire à l'intérieur du Sahel d'une année sur l'autre passe par l'humidité des sols, le réservoir sol étant remis à zéro chaque année en saison sèche. Il y a donc là une explication qui reste à trouver.

La combinaison des observations au sol, l'intensification de la cadence de lancement de radio-sondages (jusqu'à 8 par jour aux 5 stations du quadrilatère « bilans d'eau » montré en figure 2), et les mesures avion ont permis de confirmer le rôle important des conditions proches de la surface sur l'état de la couche limite. Alors que les études à échelle convective réalisées par Taylor et Lebel (1997) à partir des données d'HAPEX-Sahel, avaient établi un lien statistique entre de forts gradients d'humidité des sols et la persistance au cours de la saison des pluies de poches plus pluvieuses voisinant avec des poches plus sèches, la portée régionale du dispositif AMMA a permis de mettre à jour un autre type de couplage pour des échelles spatiales plus grandes. En se basant sur l'analyse de plusieurs milliers de cas par télédétection, Taylor *et al*. (2011) montre tout d'abord qu'en moyenne sur plusieurs saisons l'initiation de la convection peut se produire indifféremment sur des zones sèches ou humides (la résolution spatiale de l'étude, basée sur les observations de AMSR-E, est de 40 km). Par contre, si on rapporte l'humidité d'un pixel donné à la moyenne sur un domaine environnant de 200 x 200 km², il apparaît qu'en fait les systèmes convectifs apparaissent plus fréquemment au-dessus des pixels les plus secs et les plus chauds (25 % de cas en plus). Ce paradoxe n'est qu'apparent, car une étude à échelle plus fine montre que le développement de

systèmes convectifs précipitants sur ces zones en moyenne plus chaude dépend également de l'existence de fortes hétérogénéités de plus petite échelle à l'intérieur du pixel de 40 x 40 km². Ces hétérogénéités impliquent la présence de patchs humides qui vont fournir l'humidité nécessaire. De plus, les gradients entre zones humides et zones sèches favorisent des circulations de basse couche susceptibles de mobiliser l'énergie disponible sur une région globalement plus chaude que son environnement. Les systèmes convectifs qui naissent dans ce type d'environnement peuvent se propager sur plusieurs centaines de kilomètres et il apparaît que leur trajectoire est également contrainte par l'existence de gradients d'humidité. Bien qu'il soit difficile de mener des études précises des écoulements atmosphériques associés à chacun des cas ainsi détectés, on peut imaginer que la coexistence de patchs humides et secs tout au long de la trajectoire permet d'alimenter le système en mouvement à la fois en humidité et en énergie. Sous cet angle, les lignes de grains peuvent être vues comme des systèmes remarquablement bien adaptés à la génération de pluie dans un environnement où l'eau est peu présente et difficile à mobiliser.

Le contrôle des rétroactions de la surface continentale sur la dynamique des systèmes convectifs - et donc, à plus grande échelle, sur la dynamique de la mousson - est par essence multifactorielle. AMMA a permis d'avancer en favorisant des études systématiques et de grande ampleur sur cette question, par opposition aux études menées antérieurement sur des cas isolés et bien documentés. Comme le soulignent Guichard *et al*. (2012), les travaux menés dans AMMA « *suggèrent qu'une prise en compte plus précise des hétérogénéités de surface pourraient améliorer la prévision des systèmes convectifs précipitants … [et] qu'au-delà, les sensibilités observées montrent que ces rétroactions entre humidité du sol et précipitation sont susceptibles d'influencer les épisodes de sécheresse en milieu semi-aride, particulièrement sensibles aux évolutions climatiques* ».

Conclusions

Après 9 ans d'activité, AMMA s'est positionné comme le programme de référence sur le climat, la météorologie et le cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. L'ensemble des compétences rassemblées a permis des progrès significatifs sur nos connaissances et notre compréhension des aspects multi-échelles et multi-disciplinaires du système couplé océan-atmosphère-continent de la mousson ouest-africaine. De nombreuses publications (plus de 600 à ce jour dans des revues internationales, dont 9 numéros spéciaux) attestent de l'engouement et du foisonnement d'idées suscité par ce programme. Il était impossible en un seul article de couvrir toutes les réalisations d'un projet de cette ampleur. Plusieurs numéros spéciaux ou articles de synthèse permettront au lecteur intéressé de rentrer plus dans le détail des résultats obtenus par telle ou telle composante du programme : la dynamique atmosphérique, la convection et la modélisation (Lafore *et al*., 2010 *;* Xue and Ruti, 2010), le rôle de l'océan (Brandt *et al*., 2011 ; Caniaux *et al*., 2011), celui des aérosols (Haywood, 2008 *;* Dentener *et al*., 2008), l'hydrologie, l'agriculture et les surfaces continentales (Lebel *et al*., 2009 ; Peugeot *et al*., 2012 et Sultan e*t al*., 2012). Des visions transversales aux différents domaines d'étude sont également disponibles dans Polcher *et al*. (2011 – *Atmospheric Science Letters*) et dans Janicot *et al*. (2012 – *La Météorologie*).

Au-delà des premiers résultats scientifiques, AMMA a eu un fort effet structurant, que ce soit par la mise en œuvre de son programme de mesure, ou par toutes les recherches qui se sont agrégées autour - dont certaines n'utilisent d'ailleurs pas directement ces observations spécifiques, comme on l'a vu dans les exemples choisis pour cet article. Une communauté de recherche d'environ 600 personnes s'est ainsi constituée, incluant plus de 250 chercheurs africains, regroupés en un réseau AMMA-Afrique ; quatre grandes conférences internationales ont été organisées (2005, 2007, 2009 et 2012) dont deux en Afrique et ont

attiré jusqu'à plus de 400 personnes pour celle de Ouagadougou en 2009.

Le projet AMMA a constitué, et constitue encore, une opportunité pour une large communauté scientifique de travailler sur les interactions d'échelle et de processus au sein - mais aussi en lien avec l'extérieur - des systèmes climatiques régionaux. Il s'agit de questions conceptuellement complexes qui nécessitent de développer une culture transdisciplinaire. A ce titre, au-delà de ce qui en est attendu concernant une meilleure connaissance du système de mousson ouest-africain, AMMA peut contribuer à faire émerger de nouvelles approches, aussi bien instrumentales qu'en modélisation, qui seront utiles à toute autre étude portant sur les liens entre climat, cycle de l'eau, aérosols et impacts socio-économiques.

Enfin, le legs de cette première phase d'AMMA - une seconde phase a démarré en 2011 - est une base de données assez unique en son genre qui sera certainement source de recherche pour plusieurs dizaines d'années encore si on se réfère à ce qui s'est passé pour des expériences telles que GATE à la fin des années 1970 ou HAPEX-Sahel au début des années 1990, dont les données sont encore utilisées aujourd'hui.

Remerciements :

Basé sur une initiative française, AMMA a été élaboré par un groupe international de scientifiques et est actuellement financé par un grand nombre d'agence, spécialement en France, Royaume-Uni, Etats-Unis d'Amérique et Afrique. AMMA a reçu une contribution majeure de la Communauté Européenne dans le cadre du 6ème PCRD. Des informations détaillées sur la coordination et les financements peuvent être trouvées sur le site international d'AMMA http://www.amma-international.org.

Le projet AMMA n'aurait pu être lancé sans le soutien des organismes de recherche français et la confiance qu'ils ont placé dans le projet scientifique dès le début. Les programmes de l'INSU (PATOM, PNCA, PNEDC, PNTS, PNRH, PNBC) ont permis de construire une base solide à cet édifice complexe, avec les contributions du CNES, CNRS, IFREMER, IRD, Météo-France, des Universités Françaises et des Ministères de la Recherche et des Affaires Etrangères. Un projet si ambitieux n'a pas pu se construire sans des efforts coordonnés de très nombreuses personnes depuis les personnels administratifs jusqu'aux directions des organismes en passant par les personnels de la DT/INSU et de SAFIRE mis à lourde contribution. Nous aimerions toutes les remercier pour leur confiance, leur enthousiasme et leur contribution à AMMA.

Références bibliographiques

Brandt P., G. Caniaux, B. Bourlès, A. Lazar, H. Giordani, F. Marin, A. Funk, M. Dengler, V. Hormann, 2011 : Equatorial upper-ocean dynamics and their interaction with the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1).

Caniaux G., H. Giordani, J.L. Redelsperger, F. Guichard, E. Key, and M. Wade, 2011 : Coupling between the Atlantic Cold Tongue and the African Monsoon in boreal Spring and Summer. *J. Geophys. Res*, 116, C04003, doi:10.1029/2010JC006570.

Charney J. G., 1975 : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. Jour. Roy. Met. Soc.*, 101, 193-202.

Chauvin F., R. Roehrig and J.-P. Lafore, 2010 : Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with mid-latitudes. *J. Clim.,* 23(10), 2544-2561.

Dentener F., P. Formenti, C. Reeves and J. Williams (Ed.), 2008 : AMMA Tropospheric Chemistry and Aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics,* 8.

Eltahir E. A. B. and L. Gong, 1996 : Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Climate*, 9, 1030-1042.

Fontaine B. & Bigot S., 1993 : West African rainfall deficits and sea-surface temperatures. *Int. J. Climatology*, 13, 271-285.

Fontaine B., N. Philippon and P. Camberlin, 1999 : An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997). *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2041-2044.

Guichard F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux et F. Lavenu , 2009 : Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrology*, 375, 161-177. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.

Guichard F., L. Kergoat, C.M. Taylor, B. Cappelaere, M. Chong, J.-M. Cohard, F. Couvreux, C. Dione, A. Gounou, F. Lohou et M. Lothon, 2012 : Interactions entre surface et convection au Sahel. *La Météorologie*, sous presse.

Haywood J. (ED.), 2008 : African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observation Period 0: The Dust and Biomass-Burning Experiment (DABEX). *Journal of Geophysical Research,* 113(D23).

Janicot S., J.-L. Redelsperger et T. Lebel, 2012 : La mousson ouest-africaine : Introduction à quelques contributions du programme d'étude multidisciplinaire AMMA. *La Météorologie*, sous presse.

Janicot S., Mounier F., Gervois S., Sultan B., Kiladis G., 2010 : The Dynamics of the West African Monsoon. Part V: The Detection and Role of the Dominant Modes of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves. *J. Climate,* 23, 4005-4024.

Janicot S., Mounier F., Hall N., Leroux S., Sultan B., Kiladis G. 2009 : Dynamics of the West African Monsoon. Part IV: Analysis of 25–90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *J. Climate*, 22, 1541-1565.

Kalapureddy M. C. R., M. Lothon, B. Campistron, F. Lohou and F. Saïd, 2010 : Wind profiler analysis of the African Easterly Jet in relation with the boundary layer and the Saharan heat-low. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* 136 (S1), 77-91.

Lafore J.-P. *et al.* (Ed.), 2010 : Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* 136.

Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot and P. Knippertz, 2010 : Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.,* 136 (S1), 141-158.

Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot, 2011 : Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmospheric Science Letters,* 11:4, 255-264

Lebel *et al.* (Ed.), 2009 : Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-observing system. *J. Hydrol.,* 375.

Lebel T., Parker D.J., Flamant C., Bourles B., Marticorena M., Mougin E., Peugeot C., Diedhiou A., Haywood J.M., Ngamini J.B. *et al.*, 2010 : The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136 (S1), 8-33.

Peugeot C. , O. Bock, A. Boone, B. Cappelaere, M. Gosset, R. Meynadier, L. Séguis, T. Lebel, et J-L. Redelsperger., 2012 : Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, sous presse.

Philippon N. and B. Fontaine, 2002 : The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: amonsson regulation by soil wetness ? *Annales Geophysicae*, 20, 575-582.

Philippon N. *et al.*, 2007 : Characterization of the interannual and intraseasonal variability of West African vegetation between 1982 and 2002 by means of NOAA AVHRR NDVI data. *J. Climate*, 20, 1202-1218.

Polcher J., D. Parker and A. Gaye (Ed.), 2011 : AMMA: an integrated project for understanding of the West African climate system and its human dimension. *Atmospheric Science Letters*, 12(1).

Redelsperger J. L., Diongue A., Diedhiou A., Ceron J.P., Diop M., Gueremy J.F. & Lafore J.P., 2002 : Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon. *Quart.J. Roy Meteorol. Soc.*, 128, 1229-1257.

Redelsperger J.-L., Thorncroft C., Diedhiou A., Lebel T., Parker D. & Polcher J., 2006 : African Monsoon, Multidisciplinary Analysis (AMMA): An International Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 1739-1746.

Roca R., J.-P. Lafore, C. Piriou, et J.-L. Redelsperger, 2005 : Extratropical dry-air intrusions into the west african monsoon midtroposphere : An important factor for the convective activity over the sahel. *J. Atmos. Sci.*, 62, 390-407.

Séguis L., Cappelaere B., Milesi G., Peugeot C., Massuel S. & Favreau G., 2004 : Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrol. Processes*, 18, 3401-3413.

Sultan B., Alhassane A., Barbier B., Baron C., Bella Medjo Tsogo M.L., Berg A., Dingkuhn M., Fortilus J., Kouressy M., Leblois A., Marteau R., Muller B., Oettli P., Quirion P., Roudier P., Traoré S.B., Vaksmann M, 2012 : La question de la vulnérabilité et adaptation de l'agriculture sahélienne au climat au sein du programme AMMA. *La Météorologie*, sous presse.

Taylor C. M., A. Gounou, F. Guichard., P. P. Harris, R. J. Ellis., F. Couvreux, F et M. De Kauwe, 2011b : Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4, 430-344, DOI: 10.1038/NGEO1173.

Taylor C. M., D. J. Parker, N. Kalthoff, M. A. Gaertner, N. Philippon, S. Bastin, P. P. Harris, A. Boone, F. Guichard, C. Flamant, J.-Y. Grandpeix, P. Cerlini, M. Baldi, L. Descroix, H. Douville, J. Polcher et A. Agusti-Panareda, 2011 : New Perspectives on Land-Atmosphere Feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *Atmos. Sci. Lett*., 12, 38-44.

Taylor C., Lebel T., 1998 : Observational evidence of persistent convective scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review*, 126, 1597-1607.

Xue Y. and P.-M. Ruti (Ed.), 2010 : West African Monsoon and its Modeling. *Climate Dynamics*, 35(1).

UN EXEMPLE D'IMPACT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : LE VIGNOBLE DE LAVAUX (LAC LÉMAN, SUISSE), PATRIMOINE DE L'UNESCO

Martin BENISTON

Institut des Sciences de l'Environnement, Université de Genève, Suisse (www.unige.ch/climate)
Martin.Beniston@unige.ch

***Résumé** : Le changement climatique prévu pour les décennies à venir modifiera-t-il le "paysage culturel" du vignoble de Lavaux, situé sur la partie orientale du Lac Léman en Suisse, et inscrit depuis 2007 au Patrimoine Mondial de l'UNESCO ? Les changements de température et d'humidité projetés entre le climat actuel et le climat de la fin du XXIème siècle indiquent que les cépages actuellement cultivés dans la région seront soumis à un stress thermique et hydrique croissant. En conséquence, les variétés actuellement cultivées en Lavaux ne pourront probablement plus se maintenir d'ici la fin du siècle. Cependant, l'aspect visuel emblématique de la région, connu depuis le XIIIème siècle, pourrait perdurer si d'autres cépages devaient être élevés, notamment ceux que l'on trouve dans un climat méditerranéen plus chaud et sec. Le paysage de Lavaux pourrait ainsi rester très proche de celui d'aujourd'hui, même si les vins produits par les nouveaux cépages seraient différents de ceux pour lesquels le Lavaux s'est distingué depuis de nombreux siècles.*

***Mots-clés** : Changements climatiques, interactions climat-paysage, durabilité, vignobles, cépages.*

***Abstract**: Will climatic change modify the "cultural landscape" of the vineyards of the Lavaux region in the eastern part of Lake Geneva, Switzerland that was placed in 2007 on the list of UNESCO World Heritage sites? The projected shifts in temperature and moisture patterns from current to future climate suggest that the grape varieties cultivated in the Lavaux region are likely to be subject to increasing heat and drought stress. As a result, the grape varieties that are currently cultivated in the region may no longer be sustainable; however, the visual aspect of the vineyards, emblematic since the 13th Century, could be maintained if other grape varieties were to be planted, for example those that are endemic to warmer and drier Mediterranean-type climates. The scenery of the region would thus remain close to what it is today, even though the wine produced from other types of grape would certainly be different from those for which the Lavaux has become famous over the past centuries.*

***Keywords**: Climatic change, climate-landscape interactions, sustainability, vineyards, grape varieties.*

Introduction

Il sera question ici de l'application de simulations régionales du climat à une région relativement petite située sur la partie orientale du Lac Léman en Suisse, à savoir la région de Lavaux située entre Lausanne et Vevey, et son vignoble sur les coteaux escarpés de la région, classé en 2007 au Patrimoine Mondial de l'UNESCO (figure 1). L'exemple choisi pour cette contribution au Colloque 2012 de l'AIC fait intervenir l'utilisation de modèles climatiques à échelle spatio-temporelle fine et l'estimation des impacts thermiques et hydriques sur la physiologie de la vigne, pour voir si les changements climatiques en cours et attendus ces prochaines décennies seraient capables d'imposer des contraintes irréversibles à la vigne et ainsi, modifier irrémédiablement le paysage des coteaux de Lavaux qui a valu son inscription au Patrimoine de l'UNESCO. Le texte qui suit est tiré d'un article de Beniston (2008), qui paraît également dans l'édition française du livre « *Changements climatiques et impacts* » (Beniston, 2012).

1. Climat observé au XXème siècle

Dans la région de Montreux-Vevey, les températures minimales de l'hiver se sont passablement modifiées au cours du XXème siècle, passant en moyenne de -0,5°C dans les années 1930 à +1,8°C dans les années 1990, soit plus de 2°C de hausse en moins d'un siècle (figure 2, cadre du bas). Depuis le milieu des années 1980, la moyenne des températures

minimales des trois mois d'hiver n'a presque plus baissé en-dessous de 0°C, alors que c'était systématiquement le cas avant le début des années 1970.

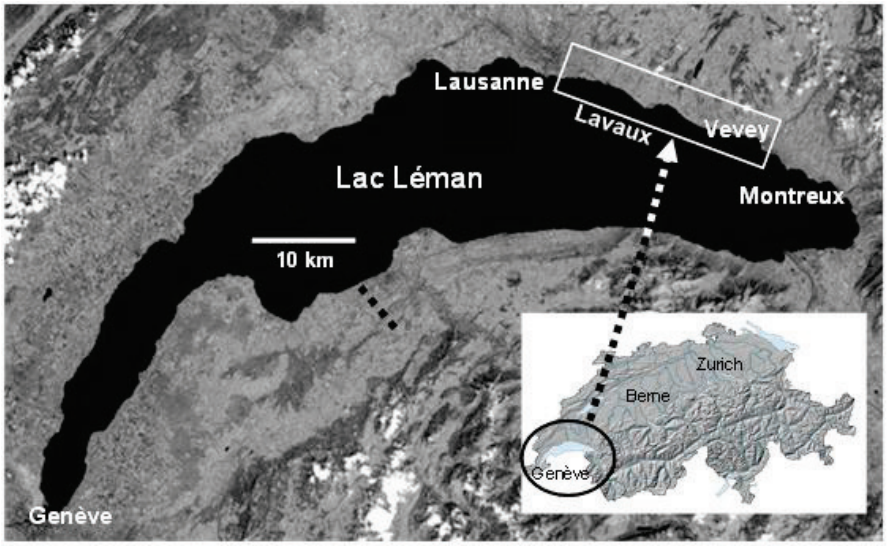


Figure 1 : Situation géographique du site inscrit au Patrimoine de l'UNESCO, les coteaux de Lavaux dans la région du Léman, Suisse.

Les températures maximales de l'été, illustrées dans la figure 2 (cadre du haut), ne suivent pas l'évolution des températures hivernales, bien que depuis les années 1970, une hausse progressive se manifeste, passant d'une moyenne de 22,8°C dans les années 1960 (la décennie la plus froide de la période) à 24,1°C dans les années 1990, soit une hausse de 1,3°C. Ce qui différencie l'évolution des températures de l'été par rapport aux minima de l'hiver, c'est le fait que les années 1940 ont connu des étés particulièrement chauds, qui se regroupent autour de l'année 1947, année qui détient le record de chaleur estivale pour cette région, que même la canicule de 2003 n'a pas réussi à battre. Il est vrai cependant que la journée la plus chaude jamais enregistrée à Montreux est celle du 11.08.2003, mais l'ensemble de l'été 2003 (la moyenne des températures diurnes de juin-juillet-août) à Montreux a été légèrement moins chaud que l'ensemble de l'été 1947. D'autres étés caniculaires dans la période la plus récente (1983 et 1991) montrent que la succession rapprochée (« clustering ») d'étés chauds des années 1940 (1947, 1949, 1952) ne s'est pas reproduite depuis.

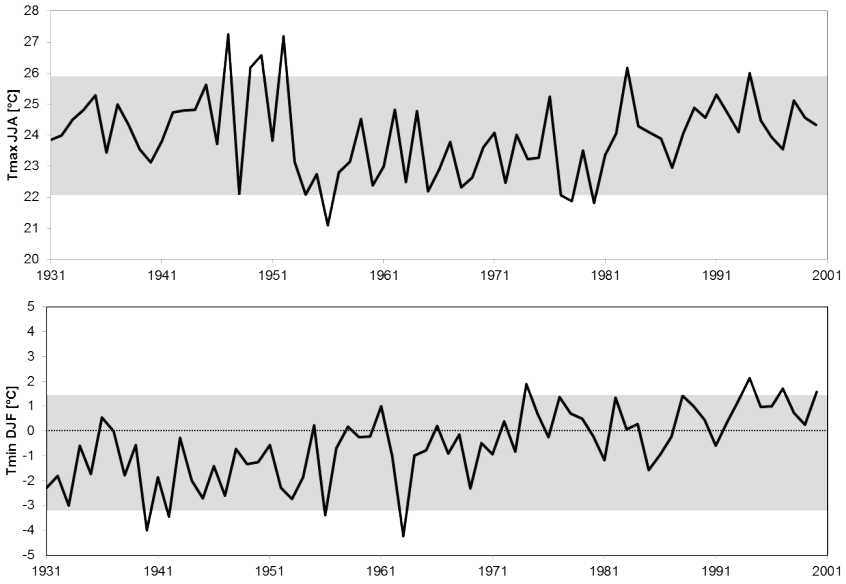


Figure 2 : Evolution des températures minimales de l'hiver (moyenne de décembre, janvier et février : cadre du bas) et des températures maximales de l'été (moyennes de juin, juillet et août : cadre du haut) observées au XXème siècle, entre 1931 et 2000. Les zones en gris donnent les limites des marges de 95 % de la variabilité des températures observées pour la période 1961-1990.

Quant aux précipitations dans la région, elles ont évolué autour d'une moyenne d'environ 1250 mm/an, avec une hausse de plus de 15 % succédant à la sécheresse de 1976, et avec un niveau supérieur à 1400 mm/an dans les années 1980. Depuis le milieu des années 1990, les pluies ont plus ou moins retrouvé leurs valeurs moyennes, avec cependant deux années particulièrement sèches : 2003 avec 904 mm (soit une baisse de près de 30 % par rapport à la moyenne), et 2004 avec 990 mm. L'année 1962 reste la plus sèche de la période concernée, avec moins de 800 mm de précipitations enregistrées.

2. Evolution climatique au XXIème siècle

Deux grands projets européens (« PRUDENCE », 2002-2005, *http://prudence.dmi.dk* ; et « ENSEMBLES », 2004-2009, *http://www.ensembles-eu.org*) ont permis d'établir des bases de données de simulation climatiques (multi-modèles, multi-ensembles) à haute résolution spatiale pour l'Europe. Les résultats de simulations de modèles mentionnées ci-après sont basés sur le scénario d'émissions A2 de l'IPCC (2007), qui correspond à un triplement de la teneur de carbone atmosphérique, par rapport à sa valeur préindustrielle, d'ici 2100, et à un réchauffement planétaire d'environ 4-5°C.

Un climat plus chaud dans le vignoble de Lavaux se répercutera à la fois sur les températures hivernales et estivales, avec une hausse certainement plus forte en été à cause de la diminution prévue des précipitations, qui fait que l'évaporation à la surface de sols de plus en plus secs ne pourra plus tempérer la chaleur de l'air proche du sol. Les graphiques de la figure 3 montrent respectivement les changements, entre la période de référence 1961-1990 et la période 2071-2100, des températures minimales de l'hiver et des températures maximales de l'été.

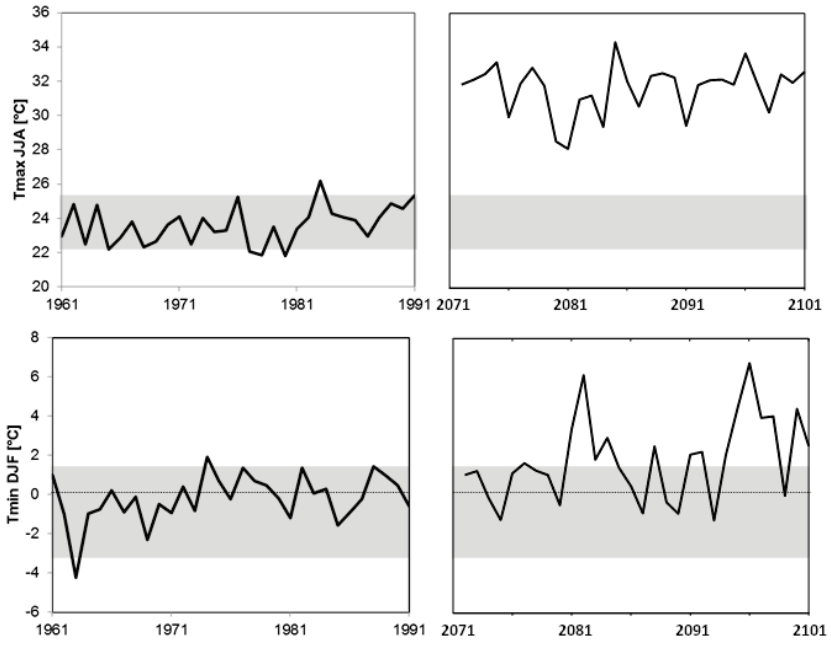


Figure 3 : Evolution des températures minimales de l'hiver (moyenne de décembre, janvier et février : cadres du bas) et des températures maximales de l'été (moyennes de juin, juillet et août : cadres du haut) observées pendant les années 1961-1990 (cadres de gauche) et simulées pour les années 2071-2100 (cadres de droite). Les zones en gris donnent les limites des marges de 95 % de la variabilité des températures observées pour la période 1961-1990.

On assiste à une hausse hivernale d'environ 3°C et de 6°C en été, à cause d'étés qui seront progressivement plus secs (voir plus loin) et où les sols de plus en plus secs auront tendance à amplifier la chaleur des basses couches atmosphériques. A l'avenir, c'est surtout pendant l'été

que l'on semble sortir complètement du régime actuel (tous les étés seront plus chauds qu'aujourd'hui), alors que quelques hivers pourraient encore être aussi froids que ceux mesurés dans la région pendant les années 1961-1990.

La distribution saisonnière des pluies (figure 4) sera proche de celle simulée pour d'autres régions de Suisse, avec près de 20-30 % d'augmentation des précipitations en hiver selon les modèles climatiques régionaux, et une diminution dans les trois autres saisons, particulièrement marquée en été (avec 25-35 % de pluies en moins qu'aujourd'hui). Le total des précipitations calculé sur l'année affiche une modeste baisse d'environ 5 % ; en effet, la baisse de pluies estivales est en large partie compensée par les chutes de pluie ou de neige en hiver.

D'après les calculs des modèles de climat, le nombre de jours très froids (avec des températures inférieures à -10°C) passeraient de 45 jours pour la période 1961-1990 à 8 jours sur les 30 dernières années du XXIème siècle. Le nombre de jours de gel printanier (avril-mai) diminuerait de 127 recensés pour les 30 années du climat de référence (environ 4 jours par an) à 20 jours d'ici 2100 (moins d'une journée par an).

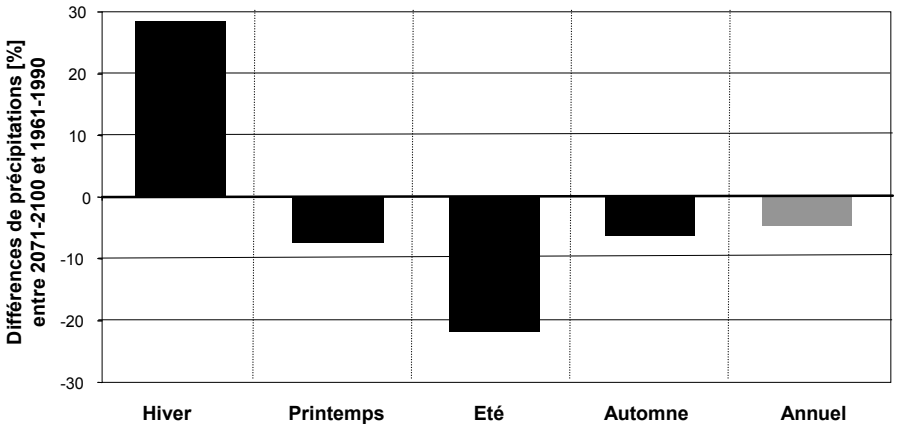


Figure 4 : Changements des précipitations saisonnières et annuelles entre la période de référence 1961-1990 et le climat de la fin du XXIème siècle, 2071-2100.

C'est surtout au niveau des températures diurnes (maximales) que le réchauffement climatique se fera sentir. La saison propice à la croissance des plantes se prolongera de près de 10 semaines par rapport à aujourd'hui. Le tableau 1 passe en revue les dépassements de seuils de 25, 30, 35 et 40°C sous forme de moyenne par année pour les deux périodes climatologiques, ainsi que pour l'été caniculaire 2003 à titre comparatif. Les étés caniculaires comme celui de 2003 deviendront probablement la norme d'ici la fin du siècle, puisque statistiquement, on peut s'attendre à ce qu'un été sur deux soit au moins aussi intense et persistant qu'en 2003 (Schär *et al.*, 2004 ; Beniston, 2007). Le tableau 1 indique que la sévérité de l'été 2003 reste en-deçà des étés qui pourraient se manifester d'ici la fin du siècle.

Tableau 1 : Comparaison des dépassements de seuils (jours par année) de températures maximales entre le climat de référence 1961-1990 et le climat futur 2071-2100. A titre de comparaison, les statistiques de l'été caniculaire 2003 figurent à la troisième ligne.

	Nombre de jours par seuils thermiques			
Périodes	**>25°C**	**>30°C**	**>35°C**	**>40°C**
1961-1990	28	4	0,15	0
2071-2100	92	41	11	2
2003	78	34	4	0

Au niveau des pluies extrêmes (qui peuvent, sous certaines conditions, impliquer des orages de grêle), il est à noter que si elles pourraient augmenter à certains endroits en Suisse, cela ne semble pas être le cas en Lavaux. La saison à laquelle ces précipitations extrêmes se manifestent, et la fréquence d'apparition de fortes pluies et de risque de grêle semblent ne pas se modifier sensiblement entre le climat actuel et un climat plus chaud. L'intensité des événements, lorsqu'ils surgissent, pourrait cependant être plus grande qu'actuellement, à cause de l'énergie supplémentaire qu'un climat plus chaud fournit à de tels systèmes orageux.

3. Impacts sur la vigne et sur le paysage de Lavaux, Patrimoine de l'UNESCO

Il appartient évidemment aux experts de la vigne et de la végétation de se prononcer sur les conséquences possibles d'une évolution climatique rapide et importante telle qu'esquissée ci-dessus. Ce qui est certain, c'est qu'une simple corrélation entre le climat et la physiologie des plantes n'est pas évidente, car chaque phase phénologique peut se modifier selon les conditions météorologiques du moment. Ainsi, il n'y aura pas nécessairement de changements « moyens » du comportement de la végétation en fonction de changements moyens du climat. De plus, bien que le climat soit un mécanisme de contrôle majeur pour les plantes, il n'est pas le seul ; la pédologie, l'effet fertilisant du CO_2 dans l'atmosphère et l'intervention humaine directe sont aussi des facteurs importants, particulièrement pour le vignoble de Lavaux qui est par excellence un paysage façonné depuis toujours par l'Homme.

En regardant les statistiques viticoles dans le monde, on remarque que la culture de la vigne est possible dans les climats ayant des températures annuelles moyennes qui s'échelonnent entre 10°C et 20°C, selon le cépage. On constate aussi que, de manière générale, la qualité des vins s'est améliorée dans de nombreuses régions ces dernières années, en partie grâce à de nouvelles techniques de vinification, mais aussi en raison de la hausse des températures globales.

Les températures moyennes du climat de référence (1961-1990) dans la région de Lavaux sont proches de 11°C pour la partie inférieure du vignoble, et de moins de 9°C dans la partie supérieure. Grâce à son exposition orientée au sud et au surplus d'énergie fourni par la présence du Lac Léman, les températures au sol sont certainement un peu plus élevées que ces valeurs. Selon les hypothèses concernant le climat futur (2071-2100), les moyennes annuelles pourraient s'élever d'environ 4°C, ce qui implique que le seuil supérieur pour la survie d'un vignoble (20°C) ne sera pas dépassé et que la vigne pourra se maintenir en Lavaux. Il reste à savoir si les cépages seront les mêmes qu'actuellement, car le chasselas qui domine sur les pentes du Lavaux pourrait subir des contraintes hydriques et thermiques de plus en plus fortes dans les décennies à venir. En effet, si la récolte 2003 a été d'une remarquable qualité pour beaucoup de vins suisses suite à la chaleur et à la sécheresse exceptionnelle de cet été, il n'est pas certain que les rendements et la qualité des récoltes se maintiennent à l'avenir. Si des étés fortement caniculaires se succèdent d'année en année plutôt que, comme actuellement, une fois tous les 5 à 10 ans, les contraintes sur la vigne seront beaucoup plus sévères que celles de l'été caniculaire isolé de 2003.

A l'avenir, l'un des facteurs critiques pour la vigne sera la disponibilité en eau des sols, permettant à la plante de survivre à des étés caractérisés par de longues périodes de fortes chaleurs et un manque de précipitations qui se manifestera déjà au printemps. La diminution des réserves en eau utilisable dans les sols suite à une succession d'étés chauds et secs (et une éventuelle difficulté de recharge en eau des sols d'une année à l'autre) pourrait être considérable pendant les périodes critiques pour la croissance des plantes. Alors que la contrainte hydrique modérée pour la vigne, définie par le seuil de 20 % d'eau utilisable contenue dans les sols, s'est manifestée en 2003 pendant environ 60 jours, et la contrainte forte (seuil de 8 %) a été observée pendant 1-2 jours, des estimations pour la fin du siècle

laissent entrevoir des contraintes modérées pendant plus de 100 jours et fortes pendant 70 jours en moyenne. De telles réductions, se succédant d'année en année, seront capables d'engendrer des effets physiologiques négatifs, voire irréversibles, pour de nombreuses plantes.

Face à des contraintes hydriques aussi fortes, une plante est capable de mettre en œuvre des stratégies lui permettant de survivre à des conditions climatiques adverses. La fermeture des stomates qui réduisent la perte en eau des plantes par évapotranspiration, sera rendue encore plus efficace par une atmosphère plus chargée en CO_2. Il appartient aux spécialistes de démontrer que de telles stratégies physiologiques seront capables de maintenir le chasselas comme principal cépage de Lavaux. Dans le cas contraire, il serait envisageable d'apporter des solutions techniques pour pallier la diminution d'eau dans les sols, voire même l'utilisation de cépages plus adaptés à des climats de type méditerranéen.

Outre les extrêmes, qui imposeront certainement des contraintes importantes à la vigne, des changements plus subtils se manifesteront au niveau de la phénologie des plantes, car le cycle biologique saisonnier et les degrés-jours de croissance (le cumul des températures au-delà d'un seuil particulier, qui représente en quelque sorte l'énergie à disposition pendant le cycle végétatif de la plante) se modifieront sensiblement. Avec une floraison précoce, la maturation interviendra elle aussi plus tôt dans l'année, ce qui impliquera certainement à l'avenir la mise en œuvre de pratiques différentes quant à la récolte, la presse et peut-être aussi la vinification. La saison durant laquelle l'activité biologique des plantes est importante sera plus longue qu'actuellement ; en effet, les températures supérieures à 5°C feront leur apparition probablement deux mois plus tôt qu'aujourd'hui et se termineront deux mois plus tard (il n'y aura pratiquement plus aucun jour avec des températures moyennes inférieures à 5°C). Pour les températures supérieures à 10°C, la saison se prolongera également, avec un début plus précoce d'environ 10 jours et une fin près de 6 semaines plus tard d'ici 2100. Comme illustré au tableau 2, la période de végétation moyenne d'ici 2071-2100 sera encore plus longue que celle observée pendant l'année 2003. On voit également dans ce tableau que les degrés-jours de croissance au-delà du seuil de 5°C augmentent de près de 45 %, et au-delà du seuil de 10°C, de 35 % environ ; ces chiffres représentent une énergie pour le développement de la plante nettement supérieure à ce qui a été enregistré en 2003, mais aussi des risques physiologiques plus importants.

Tableau 2 : Statistiques climatiques liées à la période de végétation, pour la période de référence 1961-1990 et le climat futur 2071-2100 ainsi que, à titre de comparaison, pour l'été caniculaire 2003. Le début et la fin de la saison dépassant chaque seuil sont représentés par des moyennes pour les 30 années, ainsi que la durée de la saison dépassant 5°C ou 10°C. DJ : degrés-jours mesurés à partir du seuil concerné.

	Seuil de 5°C				Seuil de 10°C			
Périodes	**Début**	**Fin**	**Durée (jours)**	**DJ>5°C**	**Début**	**Fin**	**Durée (jours)**	**DJ>10°C**
1961-1990	11.03	20.01	255	3462	18.04	19.09	185	2948
2071-2100	05.01	21.12	351	4959	08.04	03.11	210	3939
2003	26.02	06.12	284	4140	14.04	20.09	190	3471

Les changements parfois subtils auxquels le Lavaux sera confronté nécessiteront une réflexion à long terme sur la manière de gérer la vigne et la nature de la région. Dans tous les cas de figure, le Lavaux ne deviendra pas un désert et le paysage de vignes devrait pouvoir se maintenir, moyennant quelques ajustements technologiques, par exemple l'irrigation pendant l'été ou encore la culture de nouveaux cépages. Une gestion à long terme sera donc nécessaire

pour maintenir l'état esthétique de Lavaux proche de celui d'aujourd'hui, et ce d'autant plus que la nature de la région est dominée depuis de nombreux siècles par l'intervention humaine.

Références bibliographiques

Beniston M., 2007 : Entering into the "greenhouse century": recent record temperatures in Switzerland are comparable to the upper temperature quantiles in a greenhouse climate. *Geophysical Research Letters*, 34, L16710.

Beniston M., 2008 *:* Sustainability of the landscape of a UNESCO World Heritage Site in the Lake Geneva region (Switzerland) in a greenhouse climate. *International Journal of Climatology,* 28, 1519-1524.

Beniston M., 2012 : Changements climatiques et impacts : du global au local. *Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR), Lausanne, Switzerland,* 2e édition.

IPCC, 2007 : The 4th Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*.

Schär C., Vidale P.L., Lüthi D., Frei C., Häberli C., Liniger M. et Appenzeller C., 2004 : The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature*, 427, 332-336.

Résumés des communications

VARIABILITÉ HYDRO-PLUVIOMÉTRIQUE ET DYNAMIQUE DU COUVERT VÉGÉTAL DANS LE BASSIN DE L'OUÉMÉ À BÉTÉROU (BÉNIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

Djafarou ABDOULAYE [1], Martin ASSABA [1], Expédit Wilfried VISSIN [2], François Cohovi TCHIBOZO [1] et Michel BOKO [2]

[1] *Laboratoire de Biogéographie et d'Expertise Environnementale, Université d'Abomey-Calavi, BP 677, Abomey-Calavi, Bénin. djaf_2006@yahoo.fr*
[2] *Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystème et Développement' (LACEEDE), 03 BP 1122, Jericho, Cotonou, Bénin. exlaure@yahoo.fr*

Résumé : *Dans le bassin supérieur du fleuve Ouémé (Bénin), la tendance climatique est marquée par une diminution des hauteurs et du nombre de jours de pluie. Cette situation entraîne une diminution des ressources en eau et la dégradation du couvert végétal. L'objectif de la présente étude est de déterminer le lien entre la dynamique des unités du couvert végétal et l'écoulement dans le sous-bassin du fleuve Ouémé à Bétérou. Pour atteindre cet objectif, les données météorologiques, hydrologiques (écoulements) sur la période 1965-2007, et les données des états de surface (taux de recouvrement des unités du couvert végétal et l'Indice Normalisé de la Végétation – NDVI) ont été utilisées. La démarche méthodologique adoptée comprend la collecte des données météorologiques (pluie, débit, écoulement de 1965 à 2007), planimétriques (images Landsat et Spot, photographies aériennes, et l'étude diachronique (réalisation des cartes du couvert végétal de 1978, 1995 et 2006). A l'issue du traitement des données et l'analyse des résultats, il ressort qu'à l'échelle annuelle, les relations entre l'écoulement et l'activité photosynthétique des mosaïques de cultures sont faibles, comme celle des formations naturelles (forêt claire, savane boisée, savanes arborées et savanes arbustives).*

Mots-clés : *Variabilité pluvio-hydrologique, dynamique du couvert végétal, NDVI, écoulement, bassin de l'Ouémé supérieur.*

Abstract**: **Hydro-pluviometric and dynamic variability of vegetation cover in the Ouémé basin at Bétérou (Benin, Western Africa).
In the upper Ouémé basin (Benin), the climatic trend is marked by a decrease in rainfall amounts and number of rainy days. This results in a decrease of water resources and degradation of vegetation cover. The objective of this study is to determine the link between the dynamics of vegetation units and the flow in the sub-basin of the river Ouémé at Bétérou. The methodology adopted includes the collection of meteorological data (rainfall, flow, flow between 1965 and 2007), planimetric (aerial photographs (1978), SPOT (1995) and Landsat ETM (2006) and NDVI (1981-2003). At the end of data processing and analysis results show that at annual scale, the relationship between NDVI units of vegetation cover and flow show a weak link.

***Keywords**: Hydrological rainfall variability, dynamics of vegetation cover, NDVI, flow.*

Introduction

En Afrique, le rythme de croissance démographique est élevé et se traduit par une dégradation accélérée des ressources biologiques, des ressources en eau et des sols. Cette dégradation est due au défrichement lié à la culture itinérante (Mercier, 1991). La longue période de sécheresse qui a frappé l'Afrique de l'Ouest (1970 à 1990) a diminué de manière significative la pluviométrie de la région soudanienne (-11 %), principalement en réduisant le nombre d'événements pluvieux. Ces tendances soulèvent des questions importantes pour le développement durable de toute la région, notamment pour ce qui concerne les ressources en eau et de surcroît, la dégradation des terres et la sécurité alimentaire (Le Barbé *et al.*, 2002). En Afrique de l'Ouest en général, et au Bénin en particulier, il a été enregistré une baisse relativement brutale de la pluviométrie, ce qui a entraîné une diminution sensible des ressources en eau et des productions qui en dépendent (Vissin, 2001). Sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, on constate vers 1970 une baisse relativement brutale de la pluviométrie de près de 180 mm en moyenne annuelle (Tapsoba, 1997). Ceci se traduit par une diminution des débits bien plus importants (environ 35 %) sur l'Ouémé supérieur (Le Lay, 2002). Les

modifications affectant la couverture végétale d'un espace donné, qu'elles soient d'origine anthropique ou naturelle, ont une influence plus ou moins directe sur la relation existant entre les précipitations et les écoulements de surface (Vissin, 2007). Dans un espace géographique donné, comme un bassin versant, les caractéristiques du couvert végétal déterminent les ressources en eau réelle, c'est aussi l'eau qui transite dans les cours d'eau, par rapport aux ressources en eau potentielles que sont les précipitations. Mais quelle est la relation entre les précipitations, l'écoulement et les unités du couvert végétal dans le bassin de l'Ouémé supérieur ?

1. Données et méthodes

Les données pluviométriques constituées des hauteurs de pluie journalières sur la période 1965-2007 ont été collectées à l'ASECNA (Cotonou). Cette étude s'appuie sur les valeurs quotidiennes enregistrées de 1965 à 2007 sur 20 stations localisées aux environs du secteur d'étude, dont 3 stations synoptiques. Pour ces 3 stations existent des données de pluie (par jour) et d'ETP (par décade) tandis que les 17 autres stations sont des postes pluviométriques pour lesquels sont seulement disponibles les données de pluie journalière et mensuelle.

Pour conduire un bilan hydrologique, il convient d'estimer la pluie sur l'ensemble du bassin de l'Ouémé supérieur. Pour ce faire et dans le cadre de cette étude, à partir d'un nombre limité de mesures ponctuelles, une interpolation des mesures pluviométriques aux pas de temps mensuel et annuel a été réalisée. Cette régionalisation des pluies à l'échelle du bassin a utilisé des modèles de régression linéaire multiple construits à partir de trois paramètres des postes de mesure : la latitude, la longitude et l'altitude.

Les données planimétriques correspondent aux images satellites Landsat TM de 1995 et 2005 à l'échelle 1/100 000. Elles ont notamment servi à l'élaboration des cartes des états de surface de 1978, 1995 et 2006, également analysées grâce à l'indice de végétation normalisé (NDVI issu de MODIS). La cartographie dynamique des types d'occupation du sol a consisté à superposer les cartes issues de l'analyse de l'occupation du sol de 1978 et 1995 pour établir celle de l'évolution de la végétation entre ces deux états. Dans cette étude, nous avons seulement réalisé un tableau de synthèse récapitulant les types d'occupation du sol en 1978, 1995 et 2006 et les progressions ou régressions enregistrées au niveau de chacun des types d'occupation du sol.

2. Résultats

2.1. La variabilité hydro-pluviométrique

La figure 1 présente l'évolution des anomalies pluviométriques dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou sur la série 1970-2007.

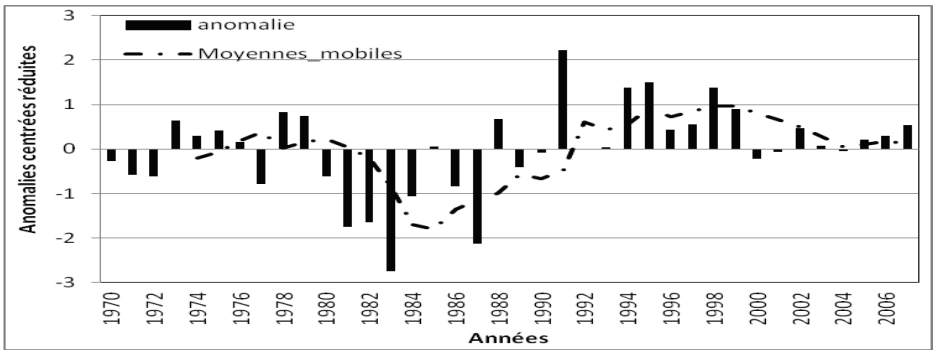


Figure 1 : Variabilité interannuelle (1970-2007) des précipitations dans le bassin de l'Ouémé à Bétérou (source : ASECNA, 2010).

Les excédents pluviométriques sont plus significatifs durant la période 1990-2007. La période 1965-1987 est marquée par l'occurrence d'années beaucoup plus déficitaires. Par ailleurs, sur la série étudiée, un point d'inflexion brusque a été observé en 1987, faisant de celle-ci 'l'année charnière' entre deux périodes à comportement pluvieux distincts. La figure 2 présente l'évolution interannuelle des pluies efficaces dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou.

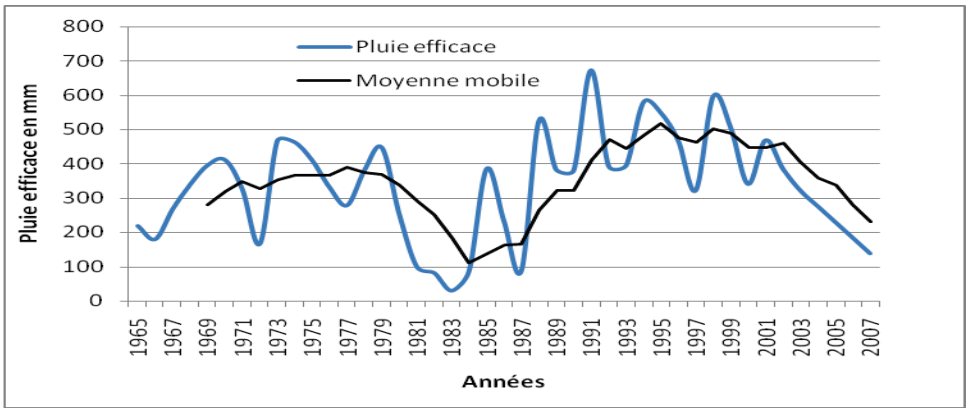


Figure 2 : Variabilité interannuelles des pluies efficaces dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou (source : ASECNA, 2010).

Il ressort que le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou a également enregistré une baisse considérable des pluies efficaces de 1980 à 1987, mais qu'au cours de la période 1990-2007, ces pluies ont connu un accroissemnt. L'étude de la variabilité des écoulements permet ensuite d'apprécier la dynamique hydrologique dans le sous-bassin (figure 3)**.**

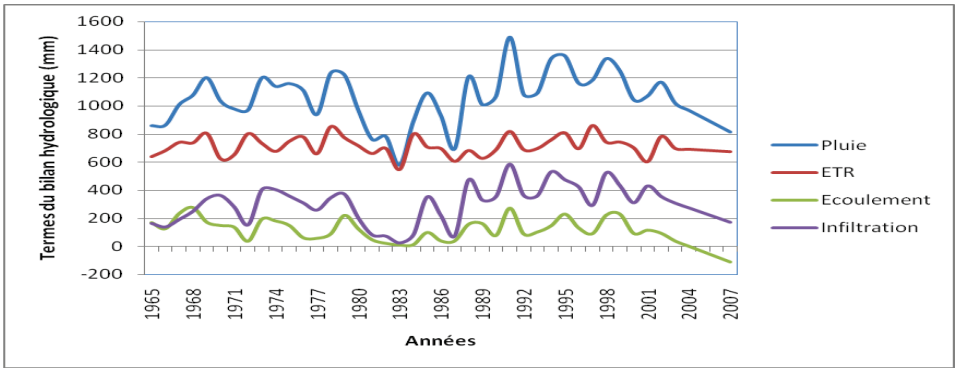


Figure 3 : Variabilité interannuelle des termes du bilan hydrologique dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou (sources : DG-EAU, 2007 et ASECNA, 2010).

Les termes du bilan hydrologique représentés ici par les précipitations, l'évapotranspiration réelle, l'écoulement et l'infiltration ont une évolution semblable dans le sous-bassin de l'Ouémé. L'application du test de Pettitt à ces paramètres montre une rupture de série significative au seuil de 99 % en 1987, cette année marquant une évolution progressive du bilan hydrologique régional dans le sous-bassin.

2.2. La dynamique du couvert végétal entre 1978, 1995 et 2006

L'évolution des différentes unités du couvert végétal entre 1978, 1995 et 2006 est présentée en figure 4. Son analyse révèle que sur les neuf types d'unités du couvert végétal identifiés dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou, cinq ont connu une régression relativement importante, ce qui représente 21,4 % de la superficie totale du sous-bassin. Il

s'agit des forêts galeries, des forêts denses semi-décidues, des forêts claires et savanes boisées, des savanes saxicoles et les plans d'eau. Par ailleurs, quatre unités d'occupation du sol ont connu une légère progression. Cette augmentation est estimée à environ 21 428 100 ha et concerne les unités d'occupations suivantes : les savanes arborées et arbustives, les mosaïques de cultures et jachères, les plantations et les agglomérations.

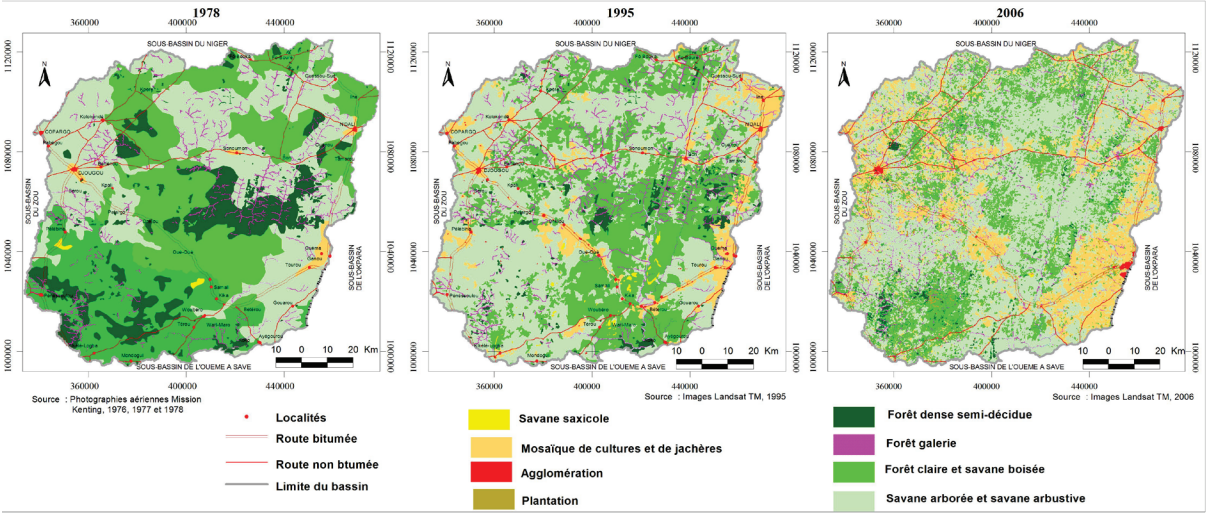


Figure 4 : Variabilité interannuelle des termes du bilan hydrologiques dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou.

De cette analyse, on déduit la synthèse de l'évolution des différentes unités du couvert végétal (tableau 1), l'étude diachronique de l'occupation du couvert végétal entre 1995 et 2006 montrant un changement notable des superficies de certaines unités d'occupation du sol.

Tableau 1 : Synthèse des superficies par unité d'états de surface, et évolution entre 1978 et 2006 (source : CENATEL, 1978 et 2006 : résultat d'interprétation des photographies aériennes).

	Etat en 1978		Etat en 2006		Progression (1978-2006)	Régression (1978-2006)
Unités d'occupation du sol	*en ha*	*%*	*en ha*	*en %*	*en ha*	*en ha*
Galerie forestière	85 104	5,94	50 680	3,54	/	- 34 424
Forêt dense semi-décidue	34 387	2,4	15 179	1,06	/	-19 208
Forêt claire et savane boisée	352 462	38,59	60 756	18,21	/	-291 706
Savanes arborée et arbustive	454 052	45,62	576 157	54,17	122 105	/
Savanes saxicoles	3 128	0,22	1 628	0,11	/	-1 500
Mosaïque de cultures et jachères	69 701	7,03	276 808	21,5	207 107	/
Plantation	122	0,01	14 018	0,97	13 896	/
Agglomération	1 822	0,13	5 552	0,38	3 730	/
Total	**1 000 778**	**100**	**1 000 778**	**100**		

Les formations naturelles ont connu une régression remarquable de leur superficie (figure 4). Ces unités concernent les forêts galeries, les forêts denses sémi-décidues, les forêts claires et savanes boisées, les savanes saxicoles, les savanes arborées et arbustives. Par ailleurs, certaines unités d'occupation du sol, notamment les unités anthropisées, ont connu une légère progression. Cette hausse est estimée à environ 20,82 % et concerne les unités comme les mosaïques de cultures et jachères, les plantations et les agglomérations, avec une forte progression des surfaces cultivées et/ou mises en jachère. Toutefois, l'évolution des unités d'occupation du sol n'est pas totalement identique dans tout le sous-bassin.

2.3. Les effets de la dynamique des états du couvert végétal sur l'écoulement

Les variations des superficies des unités de couvert végétal et de l'écoulement de surface dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou est représentée en figure 5.

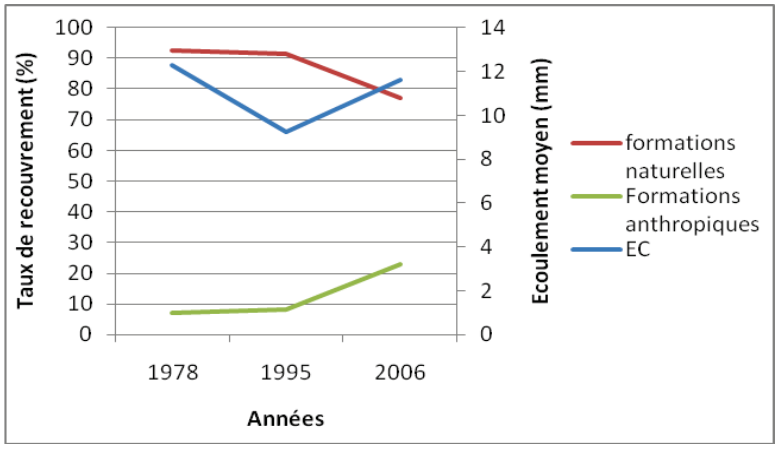


Figure 5 : L'évolution des deux principaux types d'unités de couvert végétal dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou, comparé aux variations de l'écoulement de surface, à trois dates différentes (1978, 1995 et 2006 (sources : CENATEL, 1978 et 2006 ; DG-EAU, 2007).

L'analyse indique que sur la sous période 1965-1995, l'écoulement dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou évolue dans le même sens que les variations des principales formations naturelles. En effet, de 1965 à 1995, l'évolution à la baisse de la superficie des formations naturelles (qui est passée de 95,7 % à 91,1 %) a entrainé une diminution de l'écoulement annuel dans le sous-bassin. Ceci peut notamment s'expliquer par un début d'encroûtement qui a commencé par s'installer dans ledit bassin.

Conclusion

L'étude de la variabilité climatique et de la dynamique du couvert végétal dans le sous-bassin de l'Ouémé à Bétérou a permis d'évaluer certaines implications de la régression du couvert végétal dans le sous-bassin. L'étude diachronique des unités de l'occupation du couvert végétal entre 1978 et 2006 montre que ces unités ont connu de grandes mutations. Ainsi, les formations végétales naturelles composées de forêts galeries, de forêts denses semi-décidues, de forêts claires et de savanes boisées, de savanes arborées et arbustives ont régressé, passant de 1 329 133 à 1 104 400 ha. Les formations anthropisées (mosaïque de cultures et de jachères, plantation et agglomération) ont en revanche connu une progression de leurs superficies (de 102 645 à 327 378 ha pour la même période), ces évolutions pouvant expliquer certaines conséquences régionales sur les bilans hydrologiques de surface.

Références bibliographiques

Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y., Gualde R., 1993 : *Les ressources en eau superficielles de la République du Bénin*. Editions de l'ORSTOM, collection monographies hydrologiques n° 11, 540 pages.

Le Lay M., 2006 : *Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, INPG, LTHE, 251 pages.

Mercier J. R., 1991 : *La déforestation en Afrique : situation et prospectives*. Edisud, Paris, France, 176 pages.

Tapsoba D., 1997 : *Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques ouest-africains et de leur récent changement*. Thèse de Doctorat de l'Université de Paris-XI (Orsay), 300 pages.

Vissin E. W., 2001 : *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger*. Mémoire de DEA Université de Bourgogne, 52 pages.

Vissin E.W., 2007 : *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, 267 p + Annexes.

ETUDE CLIMATOLOGIQUE DES LONGUES SÉRIES DES PRÉCIPITATIONS DANS LE NORD-OUEST DE L'ITALIE

Fiorella ACQUAOTTA et Simona FRATIANNI, avec la collaboration de Roberto AJASSA

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125, Turin, Italie.
fiorella.acquaotta@unito.it, simona.fratianni@unito.it

Résumé : *Dans cette étude, les valeurs journalières des précipitations de 10 stations météorologiques ont été analysées afin de quantifier les tendances climatiques pendant la période 1937-2010 dans le Nord-Ouest de l'Italie. Afin d'étudier correctement ces variations, une recherche historique et de rigoureuses procédures de contrôle de qualité ont été menées pour obtenir les séries journalières homogénéisées sur lesquelles les tendances ont été calculées avec le test non paramétrique de Mann-Kendall. Enfin, les données ont été utilisées pour calculer les indices climatiques qui évaluent principalement les valeurs extrêmes sur toute la période considérée.*

Mots-clés *: Précipitations, changement climatique, indices climatiques, NO de l'Italie.*

Abstract: Climatological study of precipitation long series in the North West of Italy.
In this study, daily precipitation values from 10 weather stations were analyzed to detect climate change during the period 1937-2010 in the Northwest of Italy. In order to properly study these variations, historical research and stringent quality control procedures were conducted and daily homogeneous series were obtained on which trends were calculated with the nonparametric Mann-Kendall test. Finally the data were used to calculate climatic indices that assess primarily the extreme values over the entire period.

Keywords: *Precipitation, climate changes, climate indices, NW Italy.*

Introduction

L'étude des phénomènes météorologiques et du climat a toujours intéressé l'homme puisque elle en affecte considérablement la vie. Si nous considérons le problème de ce point de vue, il faut dire que ce ne sont pas les changements qui menacent l'existence mais plutôt le risque d'une aggravation de l'intensité du changement. En effet, selon le dernier rapport de l'IPCC (2012), le réchauffement global va provoquer une augmentation d'événements climatiques extrêmes qui touchera les hommes avec une population et une vulnérabilité qui s'accroissent au fil du temps. La présence de plus en plus fréquente de sécheresses, inondations ou ouragans, a rendu très actuel l'approfondissement de l'étude du climat et ses variations, et incite la communauté scientifique à intensifier ses efforts afin d'identifier les changements à échelle globale (WMO, 2007). À cette fin, le travail effectué dans cette recherche vise à identifier les changements climatiques intervenant dans le Nord-Ouest de l'Italie dans le dernier siècle en utilisant les séries de précipitations instrumentales, qui offrent des informations précieuses, car elles sont directement observées et mesurées.

1. Données et méthodologie

Nous avons effectué une recherche historique visant à sélectionner les stations météorologiques avec une bonne continuité dans l'enregistrement de la variable. Nous avons étudié dix séries journalières de précipitations sur la période de 1937 à 2009. Les stations météorologiques analysées sont uniformément réparties dans le Piémont (NO Italie) avec une altitude comprise entre 132 et 1800 m (figure 1, tableau 1). Sur les séries, un contrôle de qualité des données a été réalisé en utilisant le logiciel RClimDex (Zhang *et al.*, 2004) qui permet d'identifier les erreurs de transcription des données et les valeurs aberrantes (outliers). Puis, sur les séries des précipitations et des jours de pluie (jours avec précipitations ≥ 1 mm) ont été calculées les tendances annuelles avec une régression linéaire simple (Brunetti *et al.*,

2001). Pour évaluer la significativité statistique du coefficient de régression, le test non paramétrique de Mann Kendall a été appliqué avec un niveau de confiance de 95 % (Sneyer, 1990).

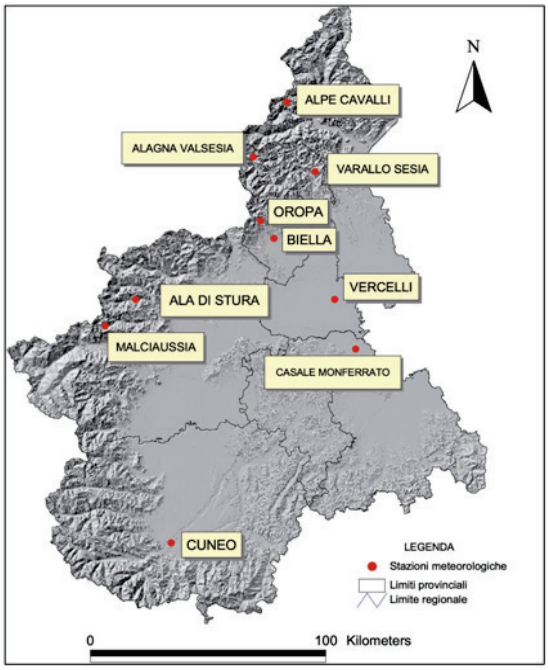


Figure 1 : Localisation des stations de mesure.

Tableau 1 : Stations météorologiques analysées, altitude, latitude Nord (LAT) et longitude Est (LON).

STATION	ALTITUDE (m)	LAT	LON
ALA DI STURA	1006	451848	71841
MALCIAUSSIA	1800	451231	70858
ALAGNA VALSESIA	1196	455231	75614
OROPA	1186	453740	75856
BIELLA	405	453335	80327
VARALLO SESIA	470	454914	81630
VERCELLI	132	451932	82326
CUNEO	575	442214	73139
ALPE CAVALLI	1500	445617	84218
CASALE MONFERRATO	118	450759	83019

Pour l'analyse, nous avons aussi utilisé les indices climatiques choisis parmi l'Équipe d'experts sur la surveillance et détection des changements climatiques et les indices (ETCCDMI) afin d'évaluer plus précisément les variations des valeurs moyennes et des valeurs extrêmes qui ont eu lieu ces 73 dernières années. Ont été considérées les périodes sèches (CDD), le nombre de jours consécutifs avec précipitations < 1 mm, les périodes humides, le nombre de jours consécutifs avec précipitations ≥ 1 mm, les précipitations extrêmes (R99, les précipitations > 99ème percentile calculé sur la période de référence 1961-1990) et les classes d'intensité des pluies qui permettent de partager la précipitation journalière en 5 catégories : CL1 = précipitations ≤ 2 mm, CL2 = précipitations comprises entre 2,1 et 10 mm, CL3 = précipitations entre 10,1 et 20 mm, CL4 = précipitations entre 20,1 et 40 mm et CL5 = précipitations > 40 mm. Les trois premières catégories comprennent les pluies faibles, tandis que les autres catégories présentent les pluies fortes et très intenses. Pour chaque catégorie d'intensité des précipitations, les pourcentages mensuels ont été calculés

afin d'évaluer comment chaque classe a une incidence sur la moyenne des précipitations mensuelles.

2. Résultats

Sur les séries de précipitations et du nombre de jours de pluie, de 1937 à 2009, nous avons calculé les tendances annuelles. Les précipitations, dans la plupart des cas, montrent une tendance à la diminution, sauf pour les stations de Vercelli, Biella, Alpe Cavalli et Oropa. Dans tous les sites, les tendances ne sont pas statistiquement significatives. Les tendances montrent des valeurs décroissantes entre -3 et -1 mm/an. La diminution maximale, -3 ±2 mm/an, est calculée aux stations de Alagna et Varallo Sesia suivie par Casale Monferrato et Cuneo avec -2 ±1 mm/an, tandis qu'on estime la baisse minimale à la station de Malciaussia (-1 ±1 mm/an). La tendance à la hausse est plutôt observée avec des coefficients de régression entre 0,2 et 0,8 mm/an. L'augmentation maximale est détectée à Alpe Cavalli (0,8 ±2 mm/an) et à Oropa (0,8 ±2,8 mm/an) (tableau 2 ; figure 2). Pour le nombre de jours de pluie, la plupart des tendances sont à la baisse, sauf Alpe Cavalli, Malciaussia, Alagna Valsesia et Oropa. Dans tous les cas, les coefficients ne sont pas statistiquement significatifs, sauf à Oropa (avec un test de Mann Kendall). Les tendances montrent des valeurs décroissantes entre -0,14 et -0,04 jours/an.

La diminution maximale s'élève à -0,14 ±0,08 jours par an et est enregistré à Casale Monferrato et à Cuneo avec -0,14 ±0,09 jours par an, tandis que la baisse minimale, -0,04 ±0,07 jours par an est estimée à Ala di Stura. Les tendances croissantes s'accompagnent de coefficients allant de 0,02 à 0,2 jours/an. La « hausse » la plus faible (0,02 ±0,07 jours par an) est identifiée à la station de Alpe Cavalli, tandis que la plus forte croissance est repérée avec la station de Alagna Valsesia (0,2 ±0,1 jours par an) et de Oropa (-0,2 ±0,08 jours par an).

Tableau 2 : Tendances calculées sur les séries annuelles des précipitations P (mm/an) et les jours de pluie JP (nombre de jours/an), b = tendance, ±σ = erreur associée à la tendance et u = test de Mann-Kendall, avec * indiquant les tendances statistiquement significatives.

		P (mm/an)			JP (jours/an)		
Station	**Altitude**	**b**	**±σ**	**u**	**b**	**±σ**	**u**
Ala di Stura	1006	-1,2	2	-0,12	-0,04	0,07	-0,03
Alagna Valsesia	1196	-3	2	-0,12	0,2	0,1	0,11
Alpe Cavalli	1500	0,8	2	-0,001	0,02	0,07	0,001
Biella	405	0,77	2,1	0,07	-0,06	0,1	-0,04
Casale Monferrato	118	-2	1	-0,13	-0,14	0,08	-0,15
Cuneo	575	-2	1	-0,11	-0,14	0,09	-0,16
Malciaussia	1800	-1	1	-0,05	0,06	0,07	0,04
Oropa	1186	0,8	2,8	0,02	0,2	0,08	-0,21*
Varallo Sesia	470	-3	2	-0,09	-0,09	0,08	-0,08
Vercelli	132	0,2	1,1	0,02	-0,09	0,07	-0,10

Des indices climatiques ont ensuite été calculés à partir des séries journalières de précipitations. Les tendances estimées sur les périodes de sécheresse (CDD) présentent, pour toutes les stations, des tendances à la hausse, mais, dans la plupart des cas, non significatives. La seule exception est identifiée pour la station de Casale Monferrato. A Malciaussia, Ala di Stura, Alpe Cavalli et Oropa, les coefficients présentent des valeurs positives, mais proches de zéro. Les valeurs sont comprises entre 0,005 ±0,062 et 0,02 ±0,07 j/a, tandis que dans les autres stations ont été calculées des tendances plus élevées, comprises entre 0,10 ±0,07 à Cuneo et 0,15 ±0,09 j/a à Vercelli (tableau 3). Les périodes de sécheresse ont des valeurs moyennes entre 29 jours consécutifs sans précipitation (Malciaussia) et 39 jours (Casale

Monferrato). Le maximum (107 jours) a été calculé pour Casale Monferrato en 2000 suivi par Vercelli avec 104 jours en 1997. La valeur minimale (12 jours) a été estimée en 1960 à Alpe Cavalli et en 1980 à Malciaussia.

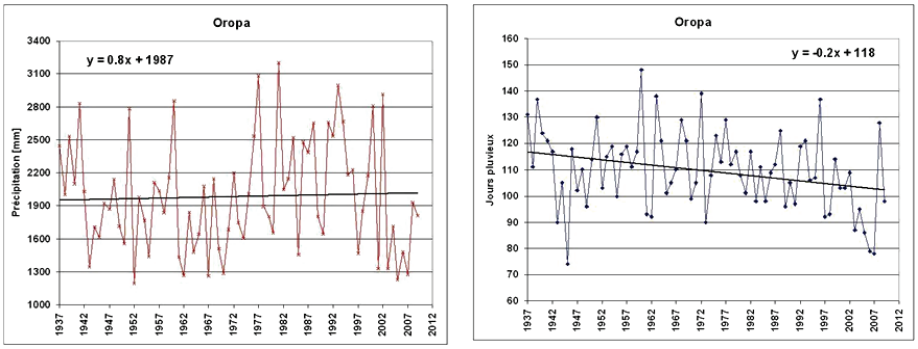


Figure 2 : Tendances interannuelles des précipitations et du nombre de jours pluvieux pour la station de Oropa.

Les tendances calculées sur les périodes humides (CWD) identifient une croissance non significative pour les stations de Alpe Cavalli, Cuneo, Malciaussia et Alagna Valsesia (tableau 3). Dans les autres stations, les périodes humides présentent des tendances à la baisse et ne sont pas significatives, sauf pour Casale Monferrato et Oropa. Les périodes humides analysées présentent des valeurs moyennes entre 10 jours à Oropa et 6 jours à Casale Monferrato, Vercelli et Cuneo (tableau 3). La valeur maximale (20 jours) est calculée à Oropa en 1971, suivi par Ala di Stura et Malciaussia avec 19 jours respectivement en 1971 et 2008. La valeur minimale (3 jours) est identifiée pour les stations de Cuneo (1965), Alagna Valsesia (1982) et Casale Monferrato (1983).

Tableau 3 : Indices climatiques analysés : périodes de sécheresse CDD (jours/an), périodes humides CWD (jours/an), pluies extrêmes R99 (mm/an), valeur moyenne (V moy), valeur maximale (V max), valeur minimale (V min), b = tendance, ±σ = erreur associée à la tendance et u = test de Mann-Kendall ; en gras sont indiquées les tendances statistiquement significatives.

Station	Variable	V moy	V max	V min	b	±σ	u
Ala di Stura	**CDD**	33	78 (1993)	16 (1960, 1963)	0,02	0,07	-0,003
	CWD	8	19 (1971)	4 (2006)	-0,01	0,01	-0,01
	R99 (%)	10	44 (2000)	0 (30 ans)	-1	1	-0,14
Alagna Valsesia	**CDD**	33	83 (2002)	16 (1955)	0,11	0,08	0,08
	CWD	8	15 (1940)	3 (1982)	0,02	0,01	0,09
	R99 (%)	7	43 (1945)	0 (30 ans)	-0,5	0,7	-0,06
Alpe Cavalli	**CDD**	30	64 (1989)	12 (1960)	0,03	0,05	0,05
	CWD	8	16 (2008)	4 (1985, 1995)	0,01	0,01	0,02
	R99 (%)	8	37 (2000)	0 (33 ans)	0,8	0,9	0,001
Casale Monferrato	**CDD**	39	107 (2000)	18 (1977)	0,16	0,08	**0,17**
	CWD	6	11 (1972)	3 (1983)	-0,02	0,01	**-0,17**
	R99 (%)	5	23 (2005)	0 (35 ans)	0,3	0,2	0,11
Cuneo	**CDD**	33	61 (1983)	16 (1963)	0,1	0,07	0,12
	CWD	6	12 (1974)	3 (1965)	0,01	0,01	0,07
	R99 (%)	8	27 (1948)	0 (27 ans)	-0,6	0,6	-0,1
Malciaussia	**CDD**	29	78 (1993)	14 (1980)	0,005	0,062	-0,03
	CWD	8	19 (2008)	5 (1947, 1958, 1961, 1966, 1974, 1975, 1991)	0,01	0,02	0,07
	R99 (%)	9	34 (1981)	0 (29 ans)	-0,3	0,7	-0,11
Oropa	**CDD**	30	63 (1989)	16 (1940, 1960, 1963, 1982, 1996)	0,05	0,06	0,05
	CWD	10	20 (1971)	5 (1991, 2003, 2006)	-0,03	0,02	-0,14
	R99 (%)	8	50 (1981)	0 (37 ans)	2	1	0,03
Vercelli	**CDD**	38	104 (1997)	18 (1992)	0,15	0,09	0,13
	CWD	6	11 (1997)	4 (1937, 1944, 1950, 1961, 1967, 1973, 1980, 1985, 1990, 1995, 1999, 2006)	-0,003	0,008	-0,04
	R99 (%)	7	28 (1945)	0 (35 ans)	0,1	0,4	0,06

Pour les précipitations extrêmes (pluie supérieure au 99ème percentile, R99), on observe a priori une diminution pour les stations de Ala di Stura, Cuneo, Alagna Valsesia et Malciaussia et une augmentation pour les stations de Vercelli, Casale Monferrato, Alpe Cavalli et Oropa, mais les coefficients ne sont jamais statistiquement significatifs (tableau 3). La diminution maximale de -1 ±1 mm/an est calculée pour Ala di Stura suivie par Cuneo avec -0,6 ±0,6 mm/an. Le taux de croissance le plus élevé est estimé à Oropa avec 2 ±1 mm/an, suivi par l'Alpe Cavalli, avec 0,8 ±0,9 mm/an. Les précipitations extrêmes représentent 8 % des précipitations moyennes annuelles.

Pour étudier plus en détail la répartition des précipitations pendant l'année, 5 classes d'intensité des pluies ont été utilisées. Dans tous les sites, les pluies faibles (CL1, CL2 et CL3) présentent une distribution presque uniforme tout au long de l'année. Les valeurs maximales sont enregistrées pendant l'été et dans les mois d'hiver. La valeur maximale est calculée dans la station de Malciaussia en juillet, où les pluies faibles représentent 71 % des précipitations moyennes mensuelles, tandis que la valeur minimale (35 %) est présente à Varallo Sesia (figure 3).

Dans la plupart des stations, les fortes pluies (CL4) présentent des valeurs maximales en janvier et juillet. La valeur maximale (32 % des précipitations moyennes mensuelles) est calculée en janvier pour la station de Alagna Valsesia et en juillet (34 %) pour Casale Monferrato (figure 3). Les pluies intenses, représentées par la classe CL5, détectent des valeurs maximales en particulier les mois d'automne et d'été. Dans la plupart des stations, la valeur maximale est calculée au cours du mois d'octobre, sauf pour Alagna, Casale Monferrato, Cuneo et Vercelli.

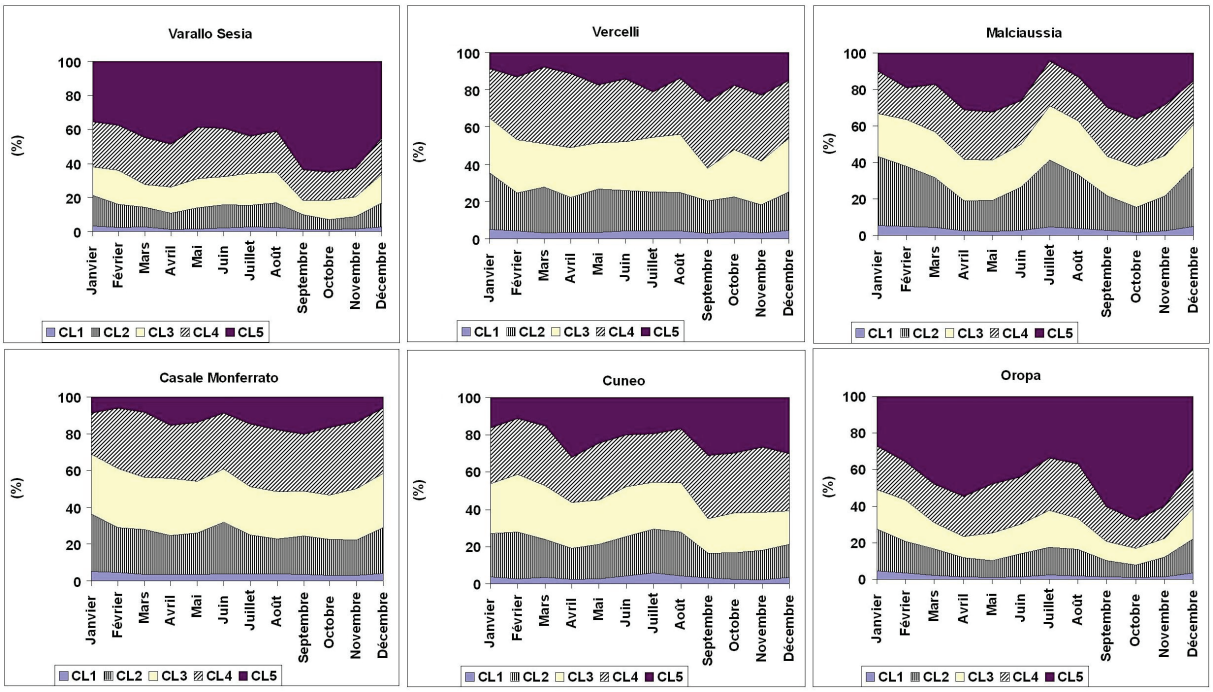


Figure 3 : Classes d'intensité pluviométrique pour 6 stations étudiées.

Conclusion

L'analyse climatique effectuée sur les longues séries de pluies journalières n'a pas détecté un changement généralisé dans la distribution et dans la quantité de précipitations annuelles en Piémont. Les analyses conduites n'ont montré aucune tendance statistiquement significative pour les séries de pluie et pour toutes les variables dérivées (les jours de pluie,

les périodes sèches, les périodes humides et les précipitations extrêmes). Les tendances calculées sur les séries annuelles de précipitations et du nombre de jours de pluie ont identifié quatre comportements différents. Pour les stations de Oropa et Alpe Cavalli, on assiste à une augmentation soit des précipitations soit des jours pluvieux, tandis que dans les sites de Casale Monferrato, Cuneo, Ala di Stura et Varallo Sesia, on détecte une diminution pour les deux variables analysées. A Vercelli et Biella, on identifie une croissance de l'intensité des précipitations en raison d'une augmentation de la quantité de pluie et une diminution du nombre de jours de pluie. Par contre, une diminution de l'intensité des précipitations est enregistrée dans les stations de Malciaussia et Alagna Valsesia où on a calculé une diminution des précipitations et une augmentation du nombre de jours de pluie.

Des tendances soit positives soit négatives sont enregistrées aussi pour les périodes humides et les précipitations extrêmes. En effet, on trouve des tendances à la diminution pour quatre stations (Ala di Stura, Casale Monferrato, Oropa et Vercelli) pour les périodes humides et pour trois stations (Ala di Stura, Alagna Valsesia et Cuneo) pour les précipitations extrêmes. Les tendances à la hausse des périodes de sécheresse sont toujours non statistiquement significatives, sauf à Casale Monferrato.

L'étude de la répartition annuelle des pluies réalisée en utilisant 5 classes d'intensité des précipitations montre une distribution uniforme pendant l'année des pluies faibles. Les valeurs maximales sont enregistrées en été et en hiver, tandis que les fortes pluies présentent dans la plupart des stations des valeurs maximales en janvier et juillet. Enfin, les pluies intenses se produisent en particulier en automne et pendant l'été. L'analyse des tendances dans les séries de précipitations n'a pas détecté de changements dans la quantité de pluie et dans l'occurrence d'événements extrêmes. Afin de valider ou de réfuter les résultats obtenus, nous devons continuer l'étude avec l'aide de la climatologie dynamique et en comparant les précipitations en différentes périodes, d'une durée d'au moins trente ans, comme établi par l'Organisation Météorologique Mondiale, afin d'évaluer les changements possibles dans la distribution des précipitations annuelles et des phénomènes extrêmes.

Références bibliographiques

Brunetti M., Colacino M., Maugeri M. et Nanni T., 2001 : Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *Int. J. Climatol.* 21, 299-316.

IPCC 1996 : *The science of climate change. Contribution of working group I to the second assessment report of the IPCC*. Cambridge University.

IPCC 2012 : *Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2012.* http://www.ipcc-wg2.gov/SREX

Peterson T., Easterling D., Karl T. et Groisman P., 1998 : Homogeneity adjustment of in situ atmospheric climate data: a review. *Int. J. Climatol.,* 18, 1493-1517.

Sneyer R., 1990 : On *the statistical analysis of series of observations*. WMO, N° 415, 192 pages.

WMO 2007 : *World climate news. Extreme storms and climate patterns*. WMO, N° 31, 12 pages.

Zhang X. et Yang F., 2004 : *RClimDex(1.0).* Software.

PARAMÉTRISATION PHYSIQUE DU MODÈLE ETA : PRÉVISION MÉTÉOROLOGIQUE EN ALGÉRIE

Abd El Hamid ADANE [1], Bachir HAMADACHE [2], Rabah NAILI [2] et Kamel CHIKHAR [2]

[1] *U.S.T.H.B. (Université des Sciences et de la Technologie d'Alger), Faculté d'Electronique et d'Informatique, Laboratoire Traitement d'Images et Rayonnement, BP 32 El Alia, Bab Ezzouar 16111, Algérie. tirgedz@yahoo.fr, aadane@usthb.dz.*

[2] *Office National de la Météorologie (O.N.M.), Bd Khemisti, Dar El Beida, Alger, Algérie. b.hamadache@meteo.dz, r.naili@meteo.dz*

Résumé *: Ce résumé porte sur la paramétrisation du modèle Eta en vue de l'amélioration de ses prévisions. Ce type de modèle numérique est exploité actuellement par l'Office National de la Météorologie pour la prévision du temps en Algérie. La paramétrisation a pour but d'identifier les processus physiques à intégrer dans le modèle Eta. Ceux-ci sont la turbulence, les effets de surface, l'évaporation, la condensation, la convection, les précipitations et le rayonnement. Chacun de ces processus est désactivé, tour à tour, dans l'organigramme de la partie physique du modèle Eta et son impact sur la prévision du temps est apprécié. En modifiant le schéma de convection de ce modèle, l'évolution du temps en Algérie est plus efficacement simulée et la prévision des chutes de pluies est réalisée sur de courtes échéances (2 à 5 jours).*

Mots-clés *: Météorologie, climat, modélisation, prévision.*

Abstract*: **Physical parametrisation of Eta model: Meteorological forecasting in Algeria.***
This paper deals with the parameterization of Eta model to improve its predictions. This kind of digital model is today exploited by the National Office of Meteorology for the climate prevision in Algeria. The parameterization aims at identifying the physical processes to be integrated in the Eta model. These are turbulence, surface effects, evaporation, condensation, convection, precipitations and radiation. Each of these processes is disabled by turns, in the flowchart of the physical part of Eta model and its impact on weather prevision is appraised. When changing the convection scheme of this model, we get that the weather evolution in Algeria is more efficiently simulated and rainfall is forecasted in the short term (2 to 5 days).

Keywords*: Meteorology, climate, modelling, forecasting.*

Introduction

Le réchauffement climatique, les fortes perturbations atmosphériques à courte échéance et certaines dégradations à long terme observées actuellement sur Terre, rendent cruciale la prévision des situations climatiques et de l'ampleur des phénomènes atmosphériques (Masson-Delmotte, 2011). Aussi, les centres météorologiques se sont dotés de l'instrumentation adéquate, de calculateurs puissants et de modèles de prévision numérique tels que Arpège, Aladin, Eta, WRF et Arome. Tous ces modèles permettent de simuler les phénomènes atmosphériques, d'apprécier leur évolution et de prévoir leur impact dans une région donnée. En bref, ils se composent d'une partie dynamique et d'une partie physique. Ils diffèrent surtout les uns des autres par les coordonnées verticales, la résolution spatiale et les schémas de paramétrisation employés dans leur partie physique.

En Algérie, l'Office National de la Météorologie (O.N.M.) exploite depuis près d'une dizaine d'années le modèle Eta (Janjik, 1990, 1994). C'est un modèle hydrostatique qui, en numérisant les équations primitives exprimant les lois de conservation des processus atmosphériques, rend compte de leur évolution dans l'espace et dans le temps. Dans ce travail, la partie physique du modèle Eta est analysée et une paramétrisation adéquate de celle-ci est recherchée en vue d'améliorer les prévisions climatiques en Algérie. Pour cela, la méthodologie utilisée ci-après, consiste à identifier les processus physiques intervenant de façon pertinente dans la prévision du temps et à les intégrer dans le modèle Eta.

1. Le modèle Eta

Comme l'illustre la figure 1, le modèle Eta décompose l'espace en mailles parallélépipédiques dont les points sont repérés dans le plan horizontal par la grille E d'Arakawa et dans le sens vertical par la coordonnée eta (η) (Mesinger et Arakawa, 1976). Cette coordonnée permet de réduire les erreurs de calcul du gradient horizontal de la pression, de l'advection et de la diffusion horizontale sur un terrain accidenté. La grille E est un système de coordonnées obtenu par rotation des latitudes et des longitudes formant la grille géographique du globe. Dans ce système, l'intersection du méridien zéro et l'équateur est placée au centre du domaine d'étude pour mieux uniformiser la répartition des points de grille. Etant centré sur l'Algérie, autour de 33°N et 0°E, ce modèle couvre le territoire de 18°W à 18°E en longitude et de 17°N à 47°N en latitude, avec des mailles de 36 x 36 km^2 et il discrétise l'altitude en 24 niveaux se resserrant vers la surface terrestre.

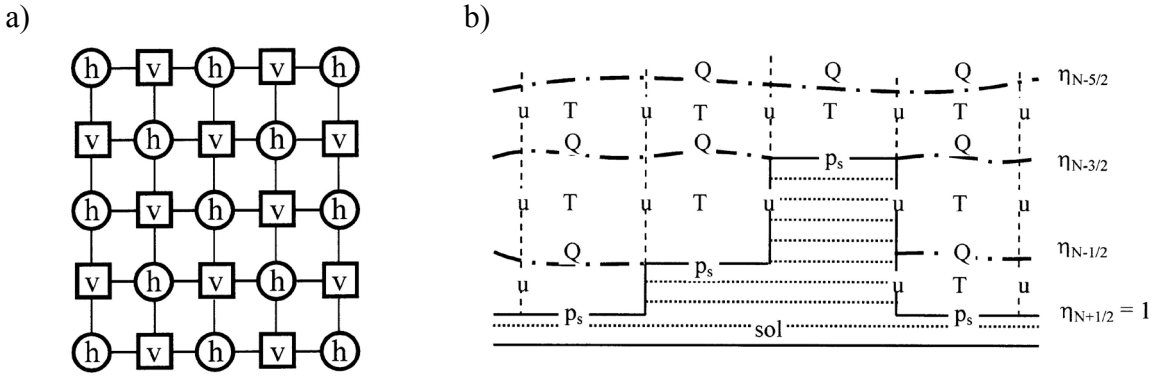


Figure 1 : Structure du modèle Eta : a) Grille d'Arakawa ; b) Verticale suivant la coordonnée Eta.

Pour chacune des mailles du modèle Eta, les variables pronostiques sont les grandeurs (T) et (h) liées au champ de masse, les composantes (u) et (v) du vent, la pression atmosphérique (p_s) à la surface terrestre et l'énergie cinétique turbulente (Q). Soit p, la pression atmosphérique prévue à l'un des niveaux (η), p_{at}, la pression au niveau le plus élevé, $p_o(0)$ = 1013 hPa, la pression standard au niveau de la mer et $p_o(z_s)$, la pression standard à l'altitude z_s repérant le niveau du sol le plus bas. On aura, par définition :

$$\eta / \eta_s = (p - p_{at}) / (p_s - p_{at}) \qquad (1)$$

Avec $\eta_s = (p_o(z_s) - p_{at}) / (p_o(0) - p_{at})$

Le schéma de la figure 2 décrit la partie physique du modèle Eta considérée ici. Celle-ci se compose des routines TURBL (processus de turbulence et de surface), GSCOND (évaporation/condensation, nuages), CUCNVC (convection, précipitations convectives) PRECPD (précipitations à grande échelle) et RADTN (rayonnement).

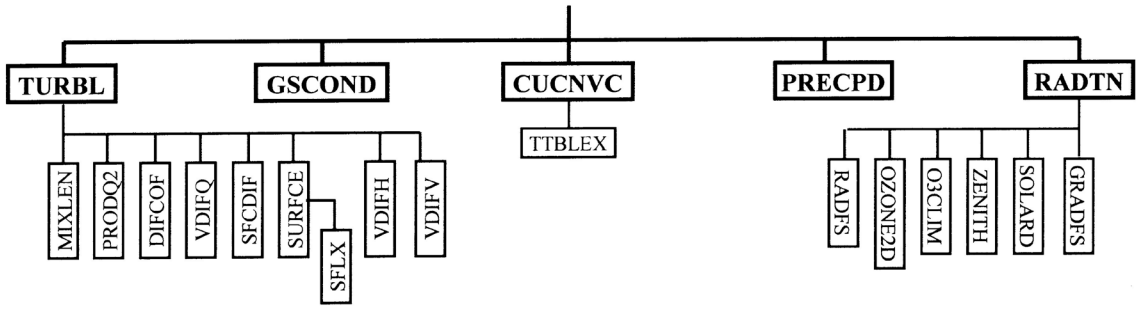


Figure 2 : Partie physique du modèle de prévision numérique Eta.

Les sous-programmes de TURBL sont MIXLEN (longueur de mélange), PRODQ2 (production/dissipation d'énergie turbulente), DIFCOF (diffusion en atmosphère libre), VDIFQ (diffusion verticale d'énergie turbulente), SFCDIF (couches de surface, coefficients d'échange), SURFCE (processus thermiques et hydrologiques au sol, interface sol-atmosphère), SFLX (évapotranspiration, température et humidité à différentes profondeurs), VDIFH (diffusion verticale de température et de vapeur d'eau) et VDIFV (diffusion verticale de quantité de mouvement et composantes du vent). TTBLEX (température pseudo-adiabatique saturée) est une sub-routine de CUCNVC. Les sub-routines de RADTN sont GRADFS (données initiales de O_3 et CO_2), SOLARD (distance Terre-Soleil par date), ZENITH (angle de zénith pour chaque point par date et heure de prévision), O3CLIM (climatologie saisonnière de la concentration d'ozone), OZONE2D (rapport de mélange de O_3) et RADFS (différents flux radiatifs).

2. Tests et résultats

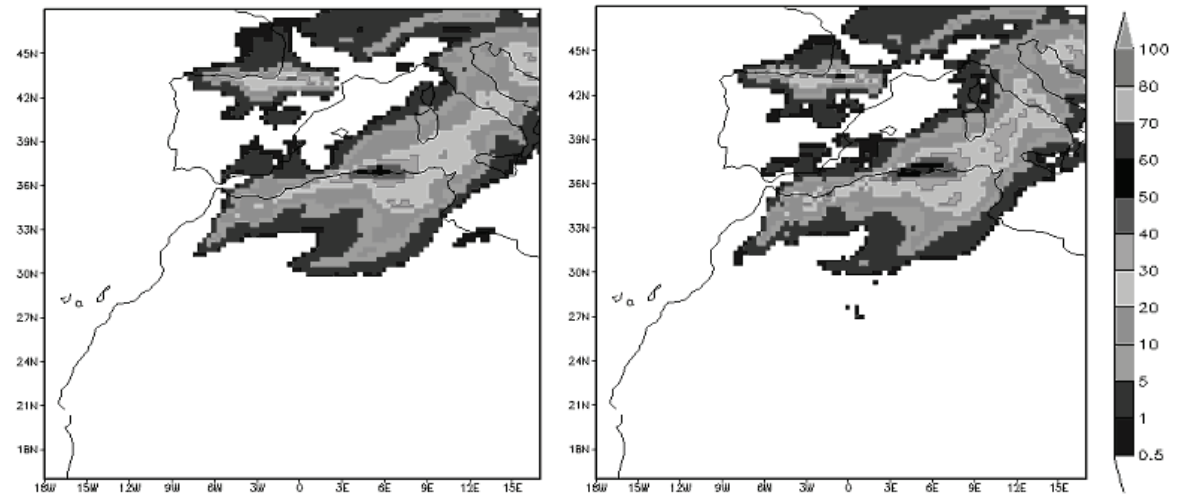
Divers processus météorologiques ont été simulés au Centre National des Prévisions Météorologiques de l'Office National de la Météorologie (Alger). La version du modèle Eta exploitée actuellement par l'O.N.M., permet d'intégrer tous ces processus sur près de cinq jours, d'ajuster la résolution horizontale soit à 36 km, soit à 12 km, et de modifier la résolution verticale de 24 à 38 niveaux (η). La méthodologie adoptée consiste à désactiver, tour à tour, chacune de ces routines et de leurs sub-routines pour apprécier l'impact de la partie physique du modèle Eta sur la prévision du temps. Les tests ont surtout été effectués pour des périodes de grosses perturbations comme celles du 9 au 11 novembre 2001 pendant laquelle la région d'Alger a subi des averses catastrophiques, et celles du 3 au 4 mars 2005 au cours desquelles d'intenses chutes de pluie ont affecté tout le nord de l'Algérie. Les simulations ont été faites en utilisant le réseau de base de 00TU et le modèle Eta a été intégré jusqu'à l'échéance de 48 h ou plus. La suppression des processus physiques de ce modèle, soit individuellement, soit en totalité, induit d'importantes erreurs de simulation. Mais elle permet d'apprécier la sensibilité de ce modèle, notamment aux processus de rayonnement, de turbulence et de convection. Ainsi, sans CUCNVC, les indices d'instabilité convective sont élevés et traduisent une certaine persistance de l'instabilité, avec la possibilité d'apparition d'orages, tandis qu'en désactivant GSCOND et PRECPD, on observe la possibilité d'une production importante de pluies convectives.

3. Paramétrisation de la convection

Le processus de convection a été analysé en considérant deux sortes de schéma de paramétrisation. Ce sont le schéma BMJ, établi par Betts et Miller en 1986, puis modifié en 1990 et 1994 par Janjic et le schéma KF, conçu par Kain et Fritsch en 1993. Brièvement, le schéma BMJ initialement inclus dans le modèle Eta est une méthode d'ajustement des profils verticaux de température et d'humidité, reposant sur les mélanges au sein d'une couche instable. Le schéma KF considère les flux de masse permettant à l'atmosphère d'éliminer l'énergie potentielle disponible par convection ou CAPE (Convective Available Potential Energy). A cet effet, il réarrange verticalement la masse par le biais des mouvements ascendants et descendants d'air humide et d'air sec. Soit g, l'accélération due à la pesanteur, T_{env}, la température de l'environnement, $T_{par} > T_{env}$, la température d'une parcelle d'air chaud et w, sa vitesse ascensionnelle. En utilisant les données de radiosondage, le CAPE s'écrit ainsi (Yau et Rogers, 1989) :

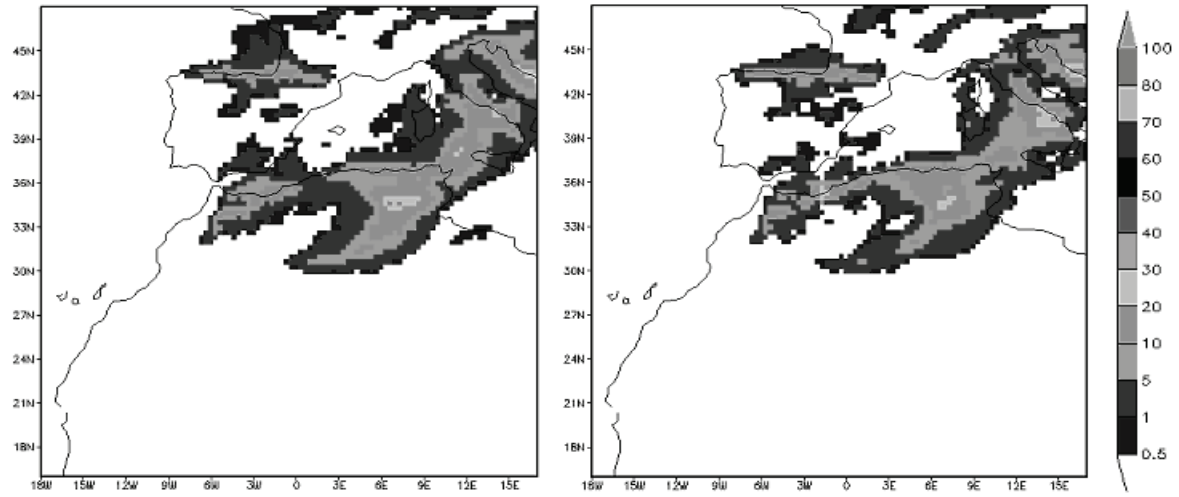
$$\mathrm{CAPE} = g \int_{z_{cl}}^{z_{equ}} \frac{\left[T_{par} - T_{env}\right]}{T_{env}} dz = \frac{w^2}{2} \qquad (2)$$

Le CAPE représente alors l'énergie accumulée par la parcelle d'air quand elle part de son point de convection libre z_{cl} et atteint l'altitude d'équilibre z_{eq} où $T_{par} = T_{env}$. Les précipitations ont été simulées avec les résolutions horizontales de 36 km en mode hydrostatique et de 12 km en mode non hydrostatique. Pour illustrer cette étude, le cas des pluies particulièrement intenses qui se sont déversées sur Alger du 09 au 11/11/2001 a été considéré. Ces pluies ont surtout affecté le nord du pays, avec un pic de 260 mm au centre, et une grande variabilité de leur distribution spatiale. Les simulations ont débuté le 09/11/2001 à 0h et les processus étudiés ont été intégrés pendant 48 h. Dans le cas de la résolution de 36 km, les figures 3, 4 et 5 représentent respectivement les champs de pluies totales (cumuliformes et stratiformes), de pluies convectives et de pluies stratiformes à grande échelle cumulées sur 48 h. On constate que le schéma KF engendre des cumuls de pluies plus élevés que ceux générés par le schéma BMJ, surtout dans les zones de fortes averses. La figure 6 donne les distributions des champs de pluie totale obtenues avec une résolution de 12 km. On voit qu'en passant de 36 à 12 km de résolution, les deux schémas engendrent des précipitations ayant augmenté de près de 10 mm (voir figures 3 et 6). Ce résultat met en évidence le gain qu'apporte une meilleure résolution.



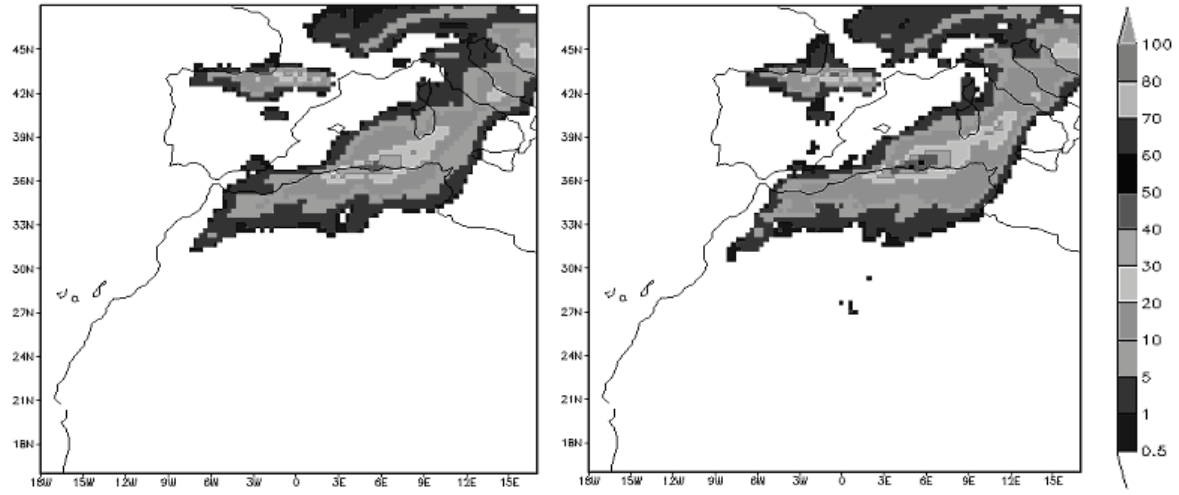
(a) BMJ. (b) KF.

Figure 3 : Pluies totales (cumuliformes et stratiformes) cumulées sur 48 h, avec une résolution de 36 km.



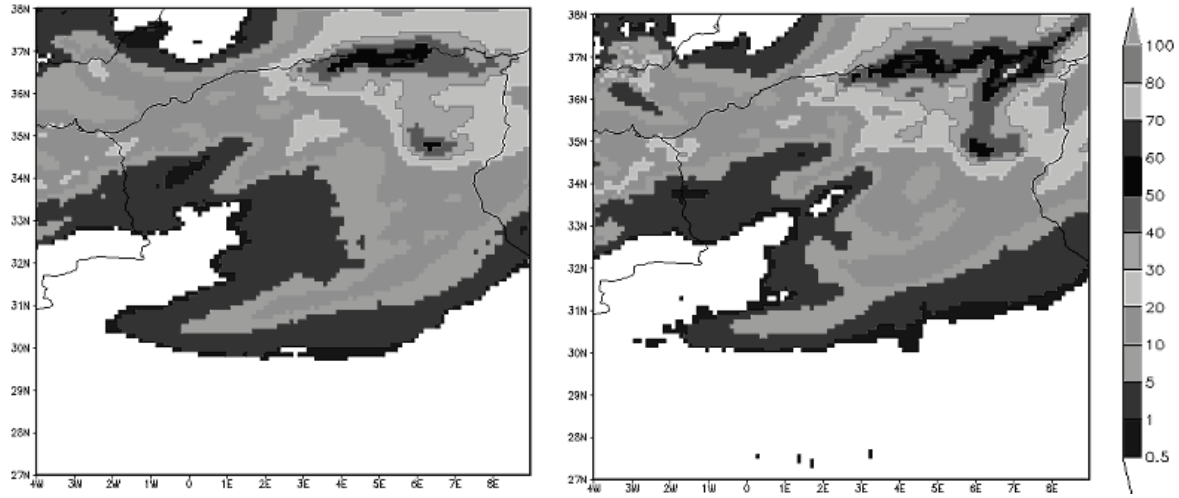
(a) BMJ. (b) KF.

Figure 4 : Pluies convectives cumulées sur 48 h, avec une résolution de 36 km.



(a) BMJ. (b) KF.

Figure 5 : Pluies à grande échelle cumulées sur 48 h, avec une résolution de 36 km.



(a) BMJ. (b) KF.

Figure 6 : Pluies totales (cumuliformes et stratiformes) cumulées sur 48 h, avec une résolution de 12 km.

Le CAPE a été étudié pour la région couverte par la station météorologique de Sétif où sont réalisées des observations de l'atmosphère par radar et par ballon-sonde. Cette étude a été restreinte à la zone située entre 5,8°E et 7,5°E de longitude et entre 34°N et 35,5°N de latitude, soumise aussi à une perturbation orageuse du 09 au 11/11/2001 (voir figures 3 à 6). La figure 7 illustre l'évolution du CAPE dans cette région pour les différentes simulations pendant toute la durée de l'intégration. Comme CAPE < 180 J/kg, il s'ensuit que la région sétifienne a subi un orage ordinaire, avec des pluies bien moins intenses qu'en zone algéroise. C'est ce que montrent les observations sur le terrain. D'après ce diagramme, le schéma BMJ stabilise l'atmosphère plus vite que le schéma KF à cause des conditions imposées par ce dernier. En effet, la stabilisation de la convection induit des états dynamiques, thermiques et hygrométriques de l'atmosphère, qui diffèrent d'un schéma à l'autre. Mais le schéma KF améliore sensiblement les résultats de la simulation car d'après la figure 6b, il est plus précis et fournit plus de détails. Avec une résolution de 12 km, les valeurs du CAPE sont plus élevées. Aussi, elles expliquent les différences de plus de 10 mm de pluies observées quand on améliore la résolution de 36 à 12 km.

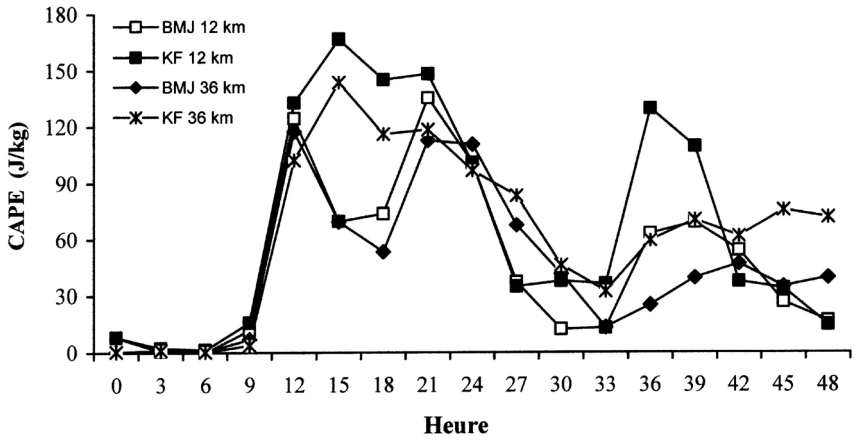


Figure 7 : Evolution du CAPE pour les différents types de simulation.

Conclusion

En désactivant les différentes routines de la partie physique du modèle Eta, nous avons mis en évidence leurs effets sur la simulation des processus météorologiques qui font notamment intervenir la température, la pression, le vent et les précipitations. Ces effets qui contribuent à dégrader les prédictions du modèle Eta, s'accentuent avec la durée d'intégration et sont surtout perceptibles en surface, dans les basses couches de l'atmosphère. Cependant, la simulation de la convection avec les schémas BMJ et KF à différentes résolutions, a permis d'améliorer la qualité de la prévision des précipitations. Le schéma BMJ stabilise l'atmosphère en résorbant le CAPE plus rapidement. Mais, bien que sa réaction soit plus lente, le schéma KF donne de meilleurs résultats. Ainsi, en modifiant l'organigramme de la convection à l'aide ce schéma, de meilleures prévisions des pluies ont pu être réalisées sur près de cinq jours successifs. Toutefois, il serait intéressant de poursuivre notre analyse sur diverses situations météorologiques et de voir si d'autres schémas de paramétrisation peuvent améliorer davantage les prévisions du temps. A ce sujet, notons que le modèle Eta a servi à concevoir le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) utilisé aux USA et dans d'autres pays pour réaliser de meilleures prévisions.

Références bibliographiques

Betts A.K., 1986 : A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 677-691.

Betts A.K. and Miller M.J., 1986 : A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112, 693-709.

Janjic Z.I., 1990 : The step-mountain eta coordinate model: Physical package. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 1429-1443

Janjic Z.I., 1994 : The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 927-945.

Kain J.S. and Fritsch J.M., 1993 : Convective parameterization for mesoscale model: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models. *Meteor. Monogr.*, 46, 165-170.

Masson-Delmotte V., 2011 : *Climat: le vrai et le faux.* Le Pommier, 203 pages.

Mesinger F. and Arakawa A., 1976 : Numerical methods used in atmospheric models. *GARP Publ. Ser. No. 17, ICSU/WMO*, Geneva, 64 pages.

UCAR (University Corporation for Atmospheric Research), 2006 : Weather forecast accuracy gets boost with new computer model, Press Release, Boulder, on line: www.ucar.edu/news/releases/2006/wrf.shtml

Yau M. K. and Rogers R. R., 1989 : *Short Course in Cloud Physics, 3rd*. Butterworth-Heinemann, 304 pages.

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET PALUDISME A KARA, UNE VILLE DU NORD-TOGO

Essotalani ADEWI [1] et Vincent DUBREUIL [2]

[1] Université de Kara, B.P 43 Kara, Togo. essotalani@yahoo.fr
[2] COSTEL, UMR 6554, Université de Rennes 2, France. vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr

Résumé : *Au Togo, les campagnes de santé publique ne donnent pas beaucoup d'importance au climat. Le présent travail met en évidence l'étroite relation entre les variables du climat et le paludisme. En effet, l'étude a montré que l'association des données climatiques et entomologiques contribue de manière significative à une meilleure compréhension des conditions pluviométriques et thermiques associées au paludisme. Ainsi, seule une meilleure compréhension des interactions entre le climat et la santé permettra d'élaborer des stratégies, des politiques et des mesures efficaces pour faire face et s'adapter aux nombreuses conséquences de la variabilité climatique.*

Mots-clés : *climat, paludisme, variabilité, Togo.*

Abstract: Climate variability and malaria in Kara, a city of north Togo.
In Togo, the public health campaigns do not give much importance to climate. This work has highlighted the close relationship between climate variables and malaria. Indeed, the study showed that the combination of climate and entomological data contributes significantly to a better understanding of heat and rainfall conditions associated with malaria. Thus, only a better understanding of the interactions between climate and health will develop strategies, policies and effective measures to cope and adapt to the many consequences of climate variability.

Keywords: *Climate, malaria, variability, Togo.*

Introduction

Le paludisme constitue le premier problème de santé publique au Togo. Selon les statistiques sanitaires nationales de 2001, il représente 38,9 % des consultations dans les formations sanitaires et 21,9 % des hospitalisations. Sachant que le climat conditionne la prolifération d'un ensemble de maladies transmissibles et ce par l'intermédiaire de l'action des différents vecteurs (Rouquayrol, 1993), l'approfondissement des connaissances climatiques locales est d'une importance fondamentale pour traiter le problème de paludisme aujourd'hui. Cet article traite de la variation des admissions hospitalières pour paludisme en rapport avec l'ambiance climatique actuelle à travers l'exemple de Kara (figure 1).

Les études qui traitent de l'effet du climat sur la santé sont encore très peu nombreuses au Togo et les campagnes de santé publique ne donnent pas non plus beaucoup d'importance au climat. La principale question à laquelle nous voulons répondre est de savoir s'il est possible de mettre en évidence une relation entre les événements paludiques et les conditions climatiques actuelles. L'objectif est de mettre en relation deux variables, l'une relative à la population de patients admis dans les hôpitaux et l'autre aux paramètres du contexte climatique.

1. Données et méthodes

Les données climatologiques utilisées proviennent de la station synoptique de Kara. Il s'agit particulièrement de la pluviométrie et de la température. La série de données recueillie s'échelonne de 1961 à 2010. Les informations pluviométriques sont normalisées, cette standardisation des pluies et des températures permettant de comparer facilement les écarts aux valeurs normales (1961-2010) entre paramètres d'unités différentes.

Pour dresser le profil épidémiologique de la zone d'étude, nous avons rassemblé les données mensuelles cliniques provenant des structures hospitalières disposant de moyens

adéquats de dépistage du paludisme notamment la goutte épaisse. L'analyse porte sur une population de patients, tout âge confondu admis, chaque mois, dans les hôpitaux (CHU de Kara et CHR de Tomdè) durant la période 2000-2010.

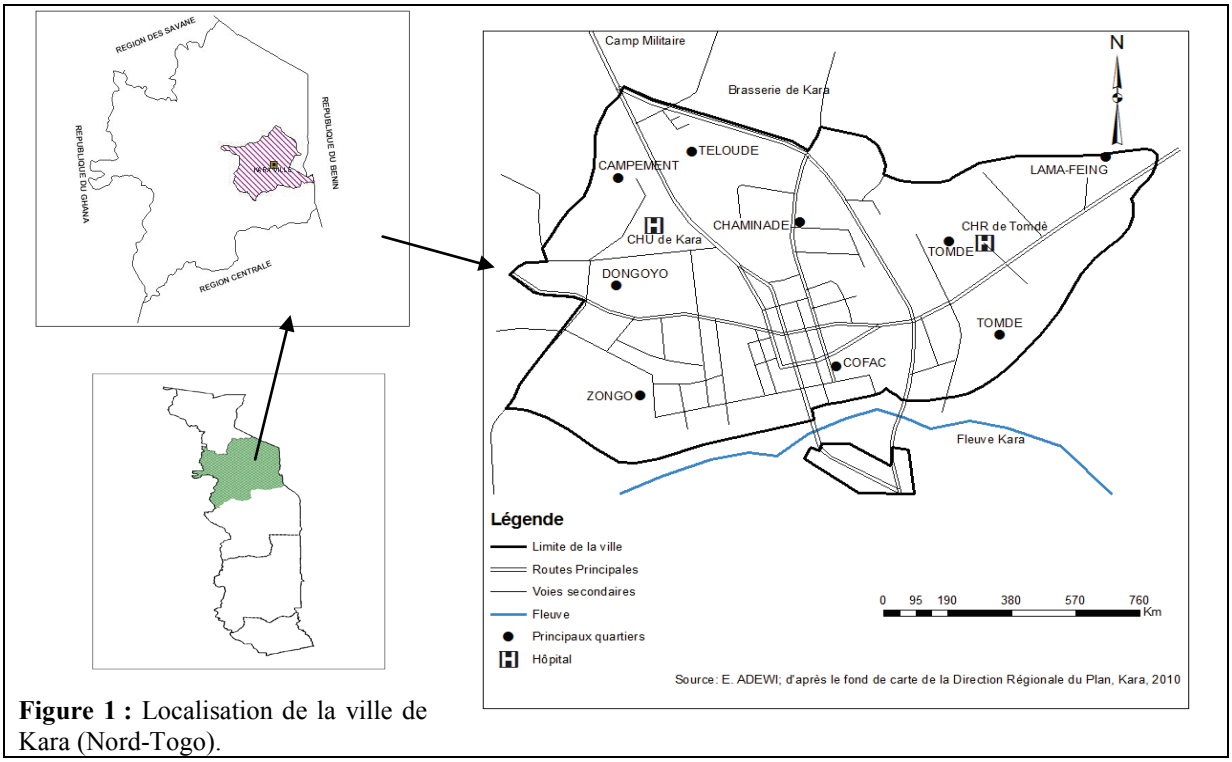


Figure 1 : Localisation de la ville de Kara (Nord-Togo).

Dans le but de quantifier la relation entre les ambiances climatiques et les admissions hospitalières pour paludisme, nous avons effectué une régression linéaire entre les variables humaines et météorologiques retenues. Le coefficient de détermination (R^2) permet d'expliquer le pourcentage d'admissions hospitalières pour paludisme en fonction du temps.

2. Résultats

2.1. Variation des indices climatiques

2.1.1. Evolution de la température

Durant les trois dernières décennies, nous remarquons une hausse des températures moyennes qui se traduit par une forte corrélation (r = 0,73) entre les années et les températures moyennes (figure 2a). L'évolution des températures moyennes à la station de Kara a révélé une tendance générale à la hausse marquée par deux phases. Le premier mouvement à la hausse est perceptible dès l'année 1980. Ce mouvement se poursuit jusqu'à la fin des années 80. A partir de cette date, on note un fléchissement des valeurs sur le quinquennat 1990-1994. Au-delà de cette limite, les températures repartent à la hausse pour fléchir une seconde fois à partir du début des années 2000.

L'étude des minima (figure 2b) et des maxima (figure 2c) confirme la tendance à la hausse des températures. En effet, la courbe des minima est marquée par une progression très nette. On note aussi qu'à partir de 1980 et durant plus d'un quart de siècle, les écarts à la moyenne affichent une succession de valeurs positives. La courbe des températures maximales montre une progression similaire à celle des températures minimales. Durant la période 1980-2010, on note 15 années avec des valeurs supérieures à +1°C. Cette phase est ponctuée cependant de quelques années qui enregistrent de faibles valeurs positives (1988-1992).

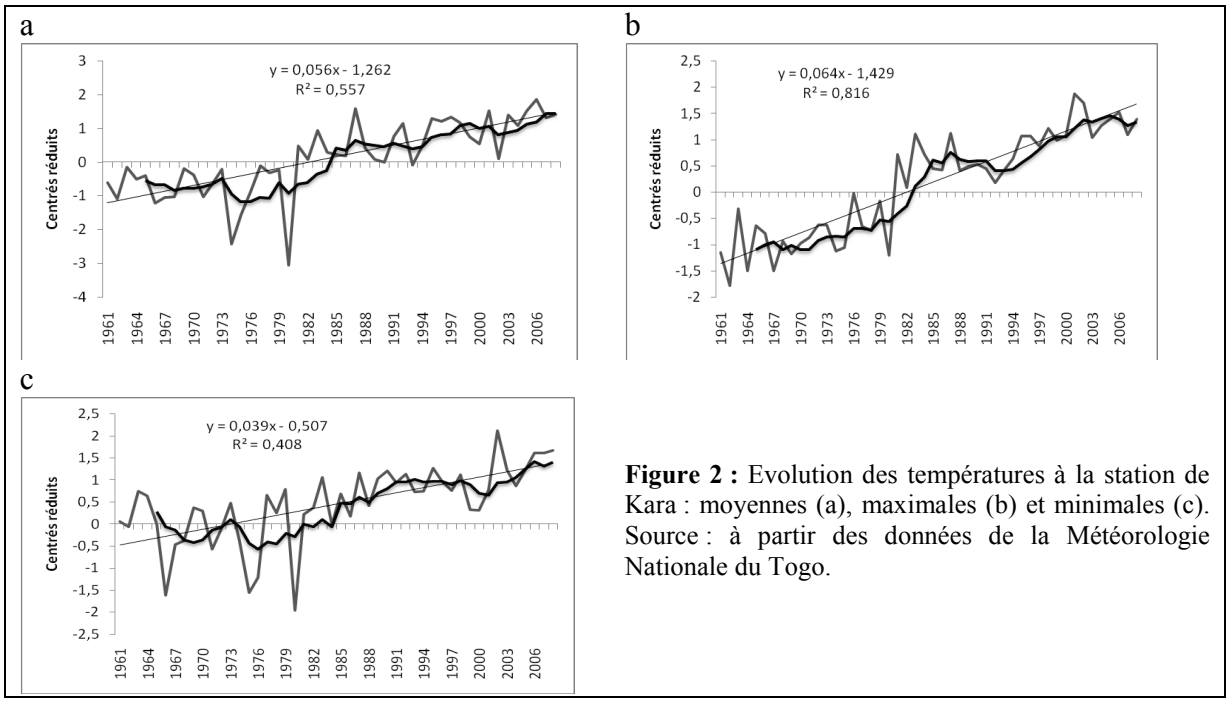


Figure 2 : Evolution des températures à la station de Kara : moyennes (a), maximales (b) et minimales (c). Source : à partir des données de la Météorologie Nationale du Togo.

À partir de 2000, la hausse est beaucoup plus nette, puisqu'à neuf reprises, l'écart est supérieur à +1°C et atteint un maximum de +1,8°C en 2001. Les températures les plus chaudes s'observent au début de l'année (janvier à avril) et à la fin de l'année (novembre-décembre). Les températures les plus élevées s'observent pendant les mois d'avril et mai. Ainsi, la température moyenne des mois d'avril et de mai (1961-80) passe respectivement de 28,5°C à 29,9°C pour les mêmes mois de 1981 à 2010.

2.1.2. Variation temporelle des précipitations

L'analyse de la situation pluviométrique à Kara entre 1961 et 2010 permet de distinguer deux phases importantes. La première phase (1961-1979) a enregistré d'importants excédents pluviométriques. La seconde (1981-2010) qui est la plus déficitaire, s'est caractérisée par une alternance entre années humides et celles sèches avec cependant la poursuite de la forte instabilité pluviométrique. La tendance générale de l'évolution pluviométrique est à la baisse (figure 3). La variabilité mensuelle de la pluviométrie montre une nette augmentation des totaux pluviométriques des mois de juillet, août et septembre de 1981 à 2010 par rapport à la période 1961-1980. Contrairement, les autres mois enregistrent des déficits pluviométriques depuis 1980 (figure 4). La crise pluviométrique est induite par la faiblesse des précipitations annuelles, un démarrage tardif de la saison pluvieuse et la concentration des pluies sur une courte période (juillet-septembre).

2.2. Les impacts sanitaires de la variabilité climatique

L'évolution des hospitalisés palustres mensuels montre une distribution unimodale bien nette. Sept et neuf fois (sur 11 années au CHU de Kara et au CHR de Tomdè), l'hospitalisation palustre a atteint un pic en septembre. Un accroissement très rapide a été observé à partir de juillet, ainsi qu'une décroissance symétrique à partir de novembre (figure 5).

Les données météorologiques et d'hospitalisation palustre présentent des distributions différentes. Les paramètres météorologiques présentent tous un extremum en août : il s'agit de maxima pour la pluie et d'un minimum pour la température moyenne. Le nombre de cas palustres, quant à lui, présente un maximum en septembre.

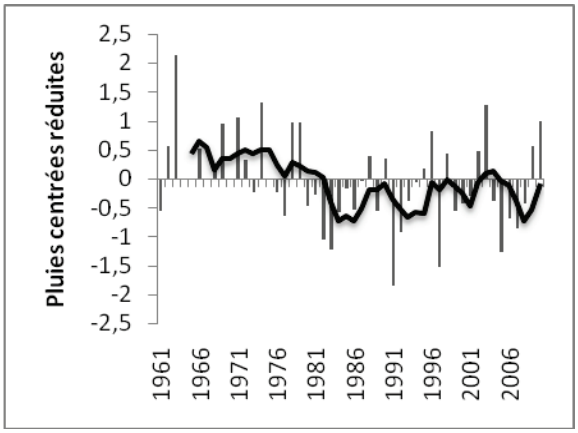


Figure 3 : Evolution des indices d'anomalies pluviométriques à Kara (1961-2010). Source : données de la Météorologie Nationale.

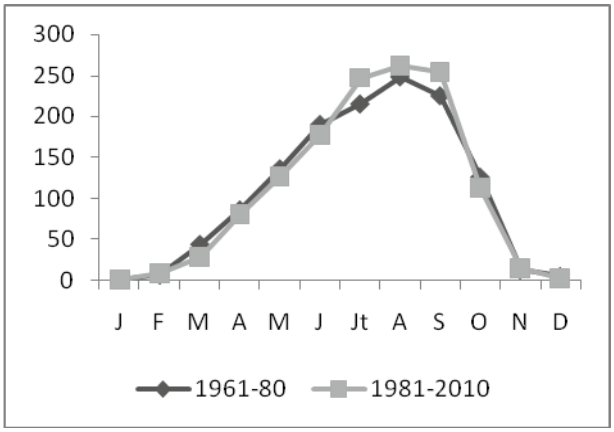


Figure 4 : Evolution des précipitations mensuelles (en mm) des périodes 1961-1980 et 1981-2010. Source : données de la Météorologie Nationale.

2.2.1. Sensibilité des infections aux précipitations

La figure 5 met en évidence l'évolution des hauteurs de pluie et le nombre de cas de paludisme. De l'analyse de cette figure, il ressort qu'on enregistre des cas d'impaludation tout au long de l'année ; cependant, les cas de paludisme les plus élevés sont enregistrés pendant la saison des pluies. Ainsi, avec le démarrage des pluies, on constate une augmentation progressive des d'hospitalisés avec un maximum en septembre. On peut mentionner que le nombre de cas de paludisme diminue lorsque la pluviométrie baisse.

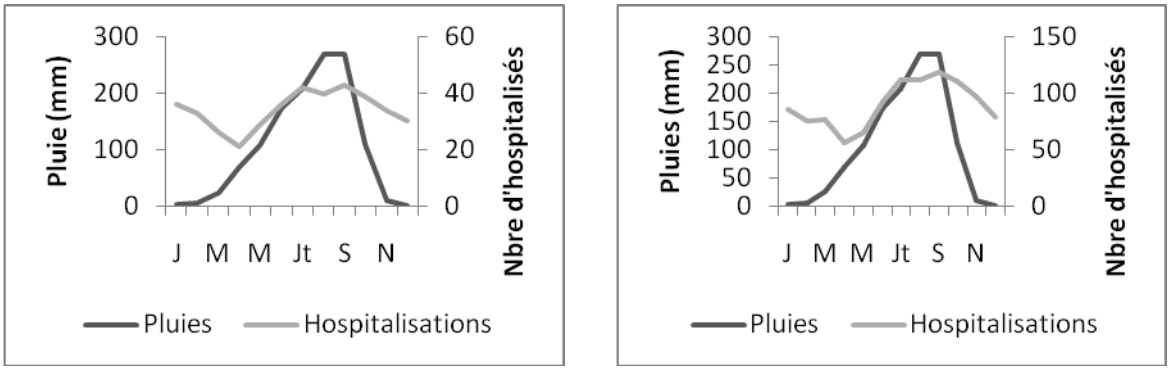


Figure 5 : Hauteurs de pluies et le nombre d'hospitalisés palustres au CHU de Kara (à gauche) et au CHR de Tomdé (à droite). Source : données cliniques et de la Météorologie Nationale.

Une régression linéaire simple montre qu'entre 2000 et 2010, le nombre d'hospitalisés palustres a connu une augmentation au cours du temps (r = 0,94 et a = 0,064 au CHR de Tomdé et r = 0,87 et a = 0,058 au CHU de Kara). La corrélation entre les hospitalisés annuels attribués au paludisme et les précipitations est négative (r = -0,35 au CHU de Kara et r = -0,51 au CHR de Tomdé). En d'autres termes, la relation met en évidence le nombre d'hospitalisés qui augmente alors que les pluies annuelles sont en baisse. Une des raisons de cette recrudescence palustre se trouve dans le cumul pluviométrique des mois de juillet, août et septembre anormalement pluvieux sur la période 1980-2010. Ainsi, plus l'événement pluvieux est intense, plus la surface inondée va augmenter et plus les gîtes larvaires submergés seront grands et plus le nombre d'éclosion sera élevé. Cette concentration pluviométrique engendre aussi de fréquentes périodes de sécheresse et d'humidité, transformant la rivière Kara et ses affluents en une succession de mares, lieu de reproduction préféré des moustiques.

Par ailleurs, les stratégies d'adaptation aux variations climatiques, comme l'irrigation, peuvent augmenter le risque de transmission du paludisme. En effet, les précipitations diminuent et/ou les marécages s'assèchent, il pourrait se trouver moins de gîtes larvaires potentiels pour les moustiques. Cependant, une telle réduction pourrait être en partie compensée par l'utilisation par les moustiques d'autres gîtes, comme les mares se formant dans les lits de rivière en voie d'assèchement ou dans les puisards utilisés par les jardiniers pour stocker l'eau.

2.2.2. Sensibilité des infections à la température

La variation positive de la température n'est pas négligeable, car elle amplifierait les risques sanitaires. En effet, les températures élevées favorisent une reproduction rapide des microbes par scissiparité, c'est-à-dire par division transversale (Mbaye et Paul, 2010). De ce fait, ceux-ci manifestent une vitalité et une virulence maximales, tout en renforçant leur degré de résistance hors de l'organisme humain (Diata, 1991). Ainsi, la prévalence du paludisme et sa recrudescence saisonnière peuvent s'expliquer partiellement par la persistance de l'inconfort sur une bonne partie de l'année (figure 6).

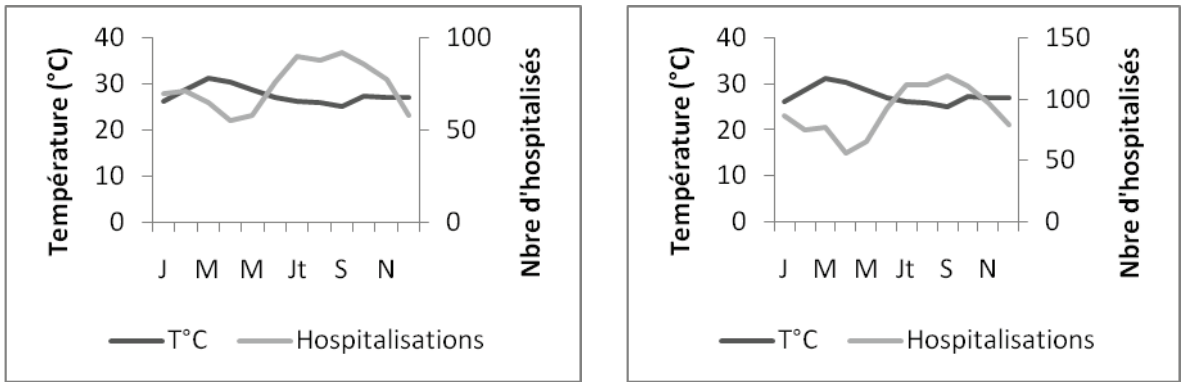


Figure 6 : Variation mensuelle de la température de l'air (en °C) et du nombre d'hospitalisés palustres au CHU de Kara (à gauche) et au CHR de Tomdé (à droite). Source : données cliniques et de la Météorologie Nationale.

La légère hausse de la température sur la période 1981-2010 semble donc expliquer en partie la recrudescence saisonnière de pathologies palustres. On peut conclure que les températures moyennes ont été favorables à l'augmentation des cas et à l'existence du pic épidémiologique. Cette hausse des températures accélérera le cycle de développement du parasite dans le moustique, favorisant la transmission et augmentant ainsi le fardeau de la maladie.

Les parasites responsables du paludisme se développent dans le moustique vecteur lorsque les conditions optimales sont réunies, quand la température moyenne se situe entre 20°C et 30°C. Cette température est de 25,8°C au mois de septembre (moyenne thermique de 1980 à 2010) qui enregistre le pic épidémiologique. Comme la corrélation précédente, le coefficient de corrélation entre le nombre d'hospitalisés et la température moyenne mensuelle est négatif. La valeur absolue maximale de la corrélation est observée en septembre (r = -0,36 au CHU et 0,28 au CHR). Quand le nombre des hospitalisés palustres atteint son maximum en septembre, la température présente un minimum (figure 6).

Il faut préciser que les conditions climatiques ne sont pas les seuls éléments responsables de l'évolution temporelle du paludisme et que les éléments socio-environnementaux entrent également en jeu pour répandre la maladie. Le mode de vie de la population (consommation et déchet de résidus solides urbains à ciel ouvert), l'inefficacité des politiques de santé publique (concernant le contrôle ou les programmes de combat de la maladie), le manque

d'intérêt par rapport aux situations de risque sont autant de facteurs favorisant le développement de la maladie (Mendonça *et al.*, 2010).

Conclusion

Les changements climatiques dans la ville de Kara au nord du Togo sont perceptibles à travers la baisse de la pluviométrie et la hausse de la température. La présente étude a montré la part du climat dans l'apparition du paludisme qui est caractéristique de la saison pluvieuse. Cette corrélation entre le climat et le paludisme, loin d'être synonyme de causalité, est aussi inhérente à des conditions environnementales malsaines à Kara.

Seule une meilleure compréhension des interactions entre le climat et la santé permettra l'élaboration de stratégies, de politiques et de mesures efficaces pour faire face à la variabilité et aux changements climatiques. Ainsi, le ministère de la Santé togolais doit intégrer la gestion des risques climatiques aux politiques et aux programmes de santé publique. Le ministère de l'Education pourrait aussi incorporer aux programmes scolaires les questions liées aux changements climatiques et ces derniers pourraient tenir une place plus large dans la formation des médecins, des infirmiers et des autres professionnels de la santé.

Références bibliographiques

Boko M., 1989 : *Première approche des bioclimats humains du Bénin*. in « climat et santé », cahier de bioclimatologie et météorologie humaines N°1 DGR 102, Dijon, 47-60.

Diata V., 1991 : Climat et maladies pulmonaires chez l'enfant à Brazzaville. *Climat et santé*, 5, 115-133.Mbaye I. et Paul P., 2010 : Enjeux agricoles et sanitaires du changement climatique en Casamance (Sénégal). *Publications de l'Association internationale de climatologie,* 23, 391-396.

Mendonça F., Aquino J.J. et Roseghini W.F.F., 2010 : Changement climatique et expansion de la dengue dans le sud du Brésil. *Publications de l'Association internationale de climatologie,* 23, 403-408.

Ndiayé O., Lehesran J-Y, Etard J-F, Diallo A., Simondon F., Ward M. N. et Robert V., 2001 : Variations climatiques et mortalité attribuée au paludisme dans la zone de Niakhar, Sénégal, de 1984 à 1996. *Cahiers d'études et recherches francophones/santé*, volume 11, n°1, 23-33.

Rouquayrol M.Z., 1993 : *Epidemiologia e saude*. Rio de Janeiro: MEDSI, 527 p.

PLUIE MAXIMALE PROBABLE (PMP) : SYNTHÈSE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES, ANALYSE DE LA MÉTHODE D'HERSHFIELD ET RETOUR D'EXPÉRIENCE D'ARTÉLIA

Lucie ALAZARD, Christian ODEYER et Luc BAZERQUE

ARTELIA Eau & Environnement, 6 rue de Lorraine, 38130 ECHIROLLES. lucie.alazard@arteliagroup.com, christian.odeyer@arteliagroup.com, luc.bazerque@arteliagroup.com

Note : depuis le 2 janvier 2012, les bureaux d'études SOGREAH et COTEBA ont fusionné pour donner ARTELIA. Le présent article reflète et s'appuie donc sur les nombreuses années d'expérience de la SOGREAH.

Résumé *: Afin de dimensionner au mieux les évacuateurs de crues des ouvrages hydrauliques majeurs, une réflexion interne a été menée par ARTELIA sur les méthodes de détermination de la PMP généralement utilisées dans les pays anglo-saxons. L'applicabilité de la méthode d'Hershfield, méthode possédant l'avantage d'être applicable dans le domaine de l'ingénierie, a notamment été analysée en détail. Les résultats obtenus confirment la fiabilité de l'utilisation de la méthode si, toutefois, les consignes établies par l'auteur sont respectées. Pour les régions étudiées, le facteur entre la PMP et la pluie décamillénale est de l'ordre de 1 si le coefficient K_m est déterminé régionalement et de l'ordre de 2 à 3 si le K_m est lu sur la courbe-enveloppe établie par Hershfield. Enfin l'étude a également montré l'importance de la qualité et de la quantité des données disponibles sur la fiabilité de la valeur de la PMP.*

Mots-clés *: PMP, barrage, crue, Hershfield.*

Abstract: Probable Maximum Precipitation (PMP): Overview of the different methods, focus on the Hershfield's approach and feedback from ARTELIA.
In order to optimize the design of the spillways of major hydraulic works as the large dams, in-house researches on the different methods for assessing PMP have been performed by ARTELIA. A detailed analysis has been carried out concerning the applicability of the Hershfield's method which matches the constraints of engineering. The obtained results confirm the reliability of the method if, nevertheless, the instructions given by the author are respected. For the studied areas, the ratio between the PMP and the 10000-year return period rainfall is around 1, if the K_m coefficient is determined locally, and between 2 to 3 if the K_m coefficient is assessed on the curve established by Hershfield. Finally, the analysis has shown the importance of the quality and the quantity of the available data on the reliability of the PMP value.

Keywords*: PMP, dam, flood, Hershfield.*

Introduction

Le dimensionnement des évacuateurs de crues des ouvrages hydrauliques majeurs tels que les grands barrages est basé sur le calcul des crues de projet et de sécurité. A l'heure actuelle, aucun critère international n'a encore été établi sur le choix du type de méthode à employer (ICOLD, 1990). En France, la détermination des crues dimensionnantes s'appuie généralement sur des ajustements statistiques des pluies et la méthode du Gradex. En revanche, la majorité des pays anglo-saxons utilisent des méthodes dîtes déterministes de type PMP/PMF (Probable Maximum Precipitation/Probable Maximum Flood).

ARTELIA est amenée à concevoir de nombreux ouvrages hydrauliques aussi bien en France qu'à l'étranger et de plus en plus fréquemment le Maître d'Ouvrage exige la PMF (crue issue d'une pluie de type PMP) comme choix de la crue de sécurité. Il était donc important de s'intéresser aux méthodes de détermination de la PMP pour pouvoir les utiliser en toute connaissance de cause.

1. Les méthodes de détermination de la PMP

A ce jour, il existe un grand nombre de méthodes de détermination de la PMP (OMM, 1973). Les méthodes généralement utilisées peuvent se regrouper en trois catégories. On trouvera :

- **Les méthodes déterministes** telles que la méthode de Maximisation et Transposition d'averses (Berod, 1992 ; Shreiner et Riedel, 1986). Cette méthode se fonde sur une observation des perturbations atmosphériques ayant affecté le bassin versant. Une maximisation des valeurs de précipitations observées est, ensuite, réalisée en fonction de certains paramètres météorologiques tels que la température de rosée, la vitesse du vent, etc. Une transposition des résultats d'un bassin versant à l'autre peut être réalisée dans le cas où les données disponibles sur le bassin étudié ne sont pas suffisantes.
- **Les méthodes de type statistique** telles que la méthode d'Hershfield (Hershfield, 1960 et 1977) et la méthode du Flood Studies Report (Institute of Hydrology, 1975) basées sur une analyse statistique des pluies maximales journalières. Les précipitations extrêmes ainsi observées sont majorées, non par un paramètre physique, mais par un paramètre statistique.
- **Les méthodes empiriques**, et parmi ces méthodes, on trouvera (Wiesner, 1970) : la courbe-enveloppe des précipitations extrêmes qui a été établie à partir des évènements extrêmes mondiaux observés ; des formules empiriques basées sur des observations régionales établies en Australie et aux Etats-Unis notamment ; une méthode consistant à adapter les courbes Depth-Area-Duration (DAD – Hauteur-Surface-Durée) établies aux Etats-Unis (Schreiner et Riedel, 1986) en fonction du climat de la zone étudiée.

Parmi les méthodes disponibles de détermination de la PMP, peu d'entre elles sont utilisables dans le domaine de l'ingénierie, soit car les données nécessaires à leur applicabilité sont indisponibles ou incomplètes, soit car le temps de mise en œuvre de la méthode est trop long. La méthode développée par Hershfield possède l'avantage d'être cohérente avec les contraintes de l'ingénierie.

2. La méthode d'Hershfield

La méthode d'Hershfield est une méthode statistique permettant de déterminer une valeur de PMP en fonction de la moyenne $\overline{X}$ et de l'écart-type S d'une série de précipitations maximales annuelles observées, et d'un facteur de fréquence noté K_m :

$$PMP = \overline{X} + K_m.S$$

2.1. Zones étudiées

Afin de pouvoir analyser la méthode d'Hershfield et de connaître son applicabilité sous différents climats, il était important de trouver des sites caractéristiques possédant de bonnes séries pluviométriques. Il a été choisi d'étudier trois régions distinctes.

La région de Wadi Rafsah à Oman se situe au Nord-Est du pays et possède un climat typiquement désertique dont les précipitations sont aléatoires. Cependant, en 2007 et 2010, deux évènements de précipitations rares et extrêmes sont survenus le long de la côte omanaise, engendrés par les cyclones GONU (2007) et PHET (2010) venant de l'océan Indien. Les précipitations journalières enregistrées pour ces deux évènements sont de l'ordre de 300 mm (Ville de Sur). L'intérêt de l'étude d'une telle région et d'analyser l'applicabilité de la méthode d'Hershfield dans une région où la population est de type « mixte » : les pluies ordinaires et les cyclones. La station de la ville de Muscat, située en dehors du bassin versant de Wadi Rafsah, a été incluse dans l'échantillon du fait de son grand nombre de données (>100 ans).

Le bassin versant de l'Ardèche en France se trouve au sud du département de l'Ardèche. Le climat de cette région est de type méditerranéen caractérisé par de faibles pluies estivales et ponctué par des évènements orageux violents.

La région définie à l'intérieur des départements de la Haute-Marne, Haute-Saône et Côte-d'Or possède un climat de type tempéré océanique avec influence continentale, caractérisé par des pluies fréquentes en toute saison. L'étude de cette région permet de tester l'applicabilité de la méthode d'Hershfield pour des régions où la pluviométrie est globalement régulière et du même ordre de grandeur que la pluviométrie nationale française (700 mm).

Les caractéristiques principales des trois régions étudiées sont présentées dans le tableau 1.

Tableau 1 : Principales caractéristiques des trois régions étudiées.

Régions étudiées	Type de climat	Nombre de stations	Nombre d'années de données (Min, Max, Moy)	Pluie moyenne annuelle [mm]	Intérêt de la région étudiée
Wadi Rafsah (Oman)	Désertique	7	(14, 118, 39)	80	Population de type mixte : pluies ordinaires et cyclones Peu d'années d'observations (~ 30ans) Peu de stations disponibles
Ardèche (France)	Méditerranéen	26	(35, 143, 96)	900	Population de type mixte Bonne qualité de données et longueur de données d'observations > 35 ans.
Côte-d'Or (France)	Océanique à tendance continentale	25	(40, 100, 50)	732	Zone où la pluviométrie est régulière Bonne qualité de données et longueur de données d'observations > 40 ans.

2.2. Analyse de sensibilité

La méthode d'Hershfield a été appliquée sur les trois régions considérées. L'influence de l'homogénéité de l'échantillon (caractérisée par sa moyenne et son écart-type) et l'influence du choix du paramètre K_m sur les résultats obtenus ont été analysées.

2.2.1. Influence de l'homogénéité de l'échantillon (moyenne/écart-type)

L'influence de l'homogénéité de l'échantillon a été étudiée en considérant une station caractéristique (période d'observation supérieure ou égale à 100 ans) de chaque région. Pour ces trois stations, les valeurs de pluies maximales annuelles de durée 24 h ont été recueillies et la méthode d'Hershfield appliquée sur différentes périodes d'observations : sur l'échantillon global, sur les 20 dernières années d'observations, sur les 20 premières années d'observations. Les résultats obtenus pour chaque station sont présentés dans le tableau 2.

On remarque que la valeur de PMP obtenue pour la région de la Côte-d'Or où la pluviométrie est régulière est très peu influencée par la longueur de l'échantillon. L'écart entre les valeurs obtenues est inférieur à 7 %.

Pour la station de Muscat, on remarque que la valeur de PMP obtenue pour la période 1893-1913 et celle obtenue pour tout l'échantillon est de –3 %. Ce résultat nous montre que les deux valeurs de précipitations cycloniques n'influencent que très peu la valeur de la PMP lorsque l'échantillon est complet. Par contre, l'écart de 49,5 % entre la PMP obtenue pour tout l'échantillon disponible et celle obtenu à partir des 20 dernières années observées s'explique par la présence de valeurs extraordinaires (Cyclones : GONU (2007) et PHET (2010) de

l'ordre de 200 mm), qui pour des séries d'observations courtes font augmenter considérablement la moyenne des pluies journalières maximales annuelles et l'écart type, augmentant ainsi la valeur de la PMP.

Pour la station de Pont-de-Monvert, les observations faites à la station de Muscat sont applicables.

Tableau 2 : PMP (mm) calculée pour 3 stations pluviométriques pour différentes longueurs d'échantillon (la valeur de K_m a été déterminée à partir de la courbe enveloppe établie par Hershfield).

	WADI RAFSAH (Muscat)			ARDECHE (Pont-de-Monvert)			COTE-D'OR (Aubaine)		
Longueur de l'échantillon (années)	117 *(1893-2010)*	20 *(1990-2010)*	20 *(1893-1913)*	138 *(1872-2010)*	20 *(1990-2010)*	20 *(1872-1893)*	77 *(1877-2002)*	20 *(1992-2002)*	20 *(1921-1941)*
Moyenne	38,3	49,3	36,7	118,7	138,2	125,9	38,9	37,7	42,7
Ecart-type	26,5	41,6	25,5	49,2	53,6	59,9	13,1	14,1	13,8
K_m*	17,9	17,2	18	14,6	14,1	14,5	17,8	18,09	17,8
PMP Hershfield (mm)	604	903	586	985	1056	1171	324	346	340
Ecart de la PMP avec PMP obtenu pour tout l'échantillon (%)	0	+ 49,5	- 3	0	+ 7,2	+ 18,9	0	+ 6,7	+4,9

En conclusion, pour des régions où il n'existe qu'un seul type de pluie, la valeur de la PMP est peu influencée par la longueur de l'échantillon à condition que celui-ci soit homogène. Cependant, dans les régions où deux types de pluie coexistent, la méthode d'Hershfield est très sensible à l'homogénéité de l'échantillon. Il est donc important, dans ce cas, que les données disponibles soient fiables et caractérisent bien les deux types de précipitations.

2.2.2. Influence du paramètre K_m

Hershfield indique dans sa méthode (Hershfield, 1960 et 1977) que la valeur du facteur de fréquence K_m pour une station provient d'une analyse statistique de la série à disposition sur la station. La formule de détermination de K_m proposée par Hershfield est indiquée ci-dessous, avec X_1 la valeur de précipitation maximale annuelle observée et $\overline{X}_{n-1}$ et σ_{n-1}, la moyenne et l'écart-type de la série obtenue à partir des valeurs de précipitations maximales annuelles excluant la valeur maximale observée :

$K_m = (X_1 - \overline{X}_{n-1}) / \sigma_{n-1}$, la valeur de K_m déterminée par cette formule sera noté $K_{m\ calculé}$.

Hershfield a pour sa part analysé les précipitations de différentes durées sur près de 2600 stations aux Etats-Unis et en a déduit une courbe-enveloppe de K_m en fonction de la pluie journalière maximale annuelle et de la durée de la précipitation. La valeur de K_m déterminée à partir de cette courbe-enveloppe sera notée $K_{m\ Hershfield}$.

Pour chaque station des trois régions étudiées, les deux valeurs de K_m ont été déterminées : $K_{m\ Hershfield}$ lu sur la courbe-enveloppe établie par Hershfield et $K_{m\ calculé}$ déterminé par une analyse régionale (pour chaque station la valeur de $K_{m\ calculé}$ a été déterminée à partir de la formule établie par Hershfield. La valeur maximale obtenue a, ensuite, été sélectionnée comme valeur caractéristique de la région considérée – A noter qu'aucune consigne n'est prescrite par Hershfield quant au choix de cette valeur). La PMP de chaque station en a ensuite été déduite. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 3 récapitulatif.

Tableau 3 : Comparaison $K_{m\ Hershfield}$ et $K_{m\ calculé}$.

	Wadi Rafsah (7 stations étudiées)		Ardèche (26 stations étudiées)		Côte d'Or (25 stations étudiées)	
	Min	**Max**	**Min**	**Max**	**Min**	**Max**
$K_{m\ Hershfield}$	17,2	18,4	13,1	16.8	17,6	182
$K_{m\ calculé}$	2,7	8	2,9	6,7	27	6
Choix de $K_{m\ calculé}$	8		6,7		6	
PMP ($K_{m\ Hershfield}$)	600	1373	755	1197	90	411
PMP ($K_{m\ calculé}$)	242	560	265	621	150	232

En conclusion, pour les trois types de climat la valeur de la PMP obtenue avec l'estimation de $K_{m\ Hershfield}$ diffère considérablement de celle obtenue par une étude régionale. L'écart entre les deux valeurs est généralement d'un facteur 2 à 3. De plus, on remarque que le $K_{m\ calculé}$ est cohérent avec le plus grand nombre de valeurs de K_m obtenues par Hershfield (généralement comprises entre 0 et 10) lors de son analyse sur les 2600 stations pluviométriques analysées aux Etats-Unis. Cependant, Hershfield ayant pris l'enveloppe de quelques points rares, il est normal de trouver des valeurs de K_m plus élevées à partir de sa courbe-enveloppe.

Pour mémoire, Hershfield préconise bien de calculer le K_m caractéristique du bassin versant et de se reporter à la courbe-enveloppe seulement si les données nécessaires ne sont pas disponibles pour réaliser une étude régionale. Une utilisation systématique de la courbe enveloppe risque d'entrainer le surdimensionnement des ouvrages hydrauliques.

2.3. Comparaison entre la méthode d'Hershfield et la méthode SPEED

Les résultats obtenus à partir de la méthode d'Hershfield pour chaque région étudiée ont été comparés avec ceux obtenus à partir de la méthode SPEED (Système Probabiliste d'Etude par Evènements Discrets) (Cayla, 1993 et 1995). Cette méthode, développée par ARTELIA, est fondée d'une part sur une analyse régionale des pluies et, d'autre part, sur la relation mise en évidence par ARTELIA, entre pluie et débit de crue (relation établie en reprenant le principe du GRADEX). L'analyse régionale des pluies proposée par cette méthode (ajustement des pluies suivant une loi de Gumbel et détermination du pivot ; Cayla, 1993 et 1995) a donc été utilisée pour déterminer la pluie décamillénale. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 4.

Tableau 4 : Comparaison PMP/ Pluie décamillénale (P_{10000}).

		P_{10000} (mm)	**PMP ($K_{m\ Hershfield}$)**	**PMP ($K_{m\ calculée}$)**
Wadi-rafsah	Pluies extrêmes	582	1373	560
	PMP/P_{10000}	/	2,4	1,0
Ardèche	Pluies extrêmes	652	1197	621
	PMP/P_{10000}	/	1,8	1,0
Côte d'Or	Pluies extrêmes	171	411	150
	PMP/P_{10000}	/	2,4	0,9

La PMP calculée à partir de $K_{m\ Hershfield}$ est, pour les trois régions étudiées, la valeur maximale de précipitations extrêmes déterminées. Cette valeur est comprise entre 1,8 et 2,4 fois la valeur de la pluie décamillénale. Par ailleurs, la PMP évaluée à partir d'un K_m déterminé régionalement est de l'ordre de la pluie décamillénale pour les trois régions étudiées.

Retour d'expérience d'ARTELIA et conclusion

Suite à cette analyse approfondie de la méthode d'Hershfield, d'anciennes études d'ARTELIA, où la PMP avait été déterminée, ont été analysées. Les méthodes employées par les hydrologues se basaient, principalement, sur des analyses régionales et sur des coefficients de sécurité. Les résultats obtenus, lors de ces études, montrent une cohérence avec ceux déterminés, *a posteriori*, avec la méthode d'Hershfield. Cette comparaison démontre ainsi que cette méthode est en accord avec les méthodes empiriques et l'expertise des hydrologues de terrain.

La méthode d'Hershfield nous semble, donc, fiable à appliquer en respectant toutefois les règles fournies par l'auteur (calcul de K_m par une analyse régionale si les données nécessaires sont disponibles). Les résultats montrent que, pour les régions étudiées, le facteur entre la PMP et la pluie décamillénale est de l'ordre de 1 si le coefficient K_m est déterminé régionalement et de l'ordre de 2 à 3 si le K_m est lu sur la courbe-enveloppe établie par Hershfield. De plus, la valeur de PMP obtenue est très sensible à la longueur de l'échantillon lorsque deux populations de pluies coexistent. Il est donc important, dans ce cas, que les données disponibles soient fiables et caractérisent bien les deux types de précipitations.

Enfin, l'hydrologie étant, avant tout, une science d'expérience et de terrain, le rôle de l'hydrologue est, ensuite, de s'assurer de la pertinence de la valeur de la PMP obtenue.

Références bibliographiques

Berod D., 1992 : *Calcul des crues extrêmes par des méthodes déterministes du type pluie maximale probable (PMP)/Crue maximale probable (PMF). Application au cas de la Suisse.* Rapport de l'institut d'Aménagement des Terres et des Eaux, Ecole polytechnique Fédérale de Lausanne.

Cayla O., 1993 : Probabilistic calculation of design floods – SPEED, International Symposium of Engineering Hydrology, ASCE, San Francisco, July 25-30.

Cayla O., 1995 : Probability Calculation of Design Floods and Inflows – SPEED, Waterpower 1995, ASCE, San Francisco, July 25-28.

Hershfield D.M., 1960 : Estimating the Probable Maximum Precipitation. Proceedings, ASCE, *Journal Hydraulics Division*, 87, 99-106.

Hershfield D.M., 1977 : Method for Estimating Probable Maximum Rainfall. *Journal of American Waterworks Association*, vol 57, n°8, 965-972.

ICOLD, 1990 : *La crue de projet, Recommandations*. Commission Internationale des Grands Barrages, Comité de la Crue de Projet.

Institute of Hydrology, Wallingford, 1975 : *Flood Studies Report*. vol II, Meteorological Studies, London.

OMM, 1973 : *Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation*. Secrétariat de l'organisation mondiale de meteorology, Genève, n°332.

Schreiner L.C. et Riedel J.T., 1986 : *Probable Maximum Precipitation Estimates*. United States East of the 105th Meridian. Hydrometeorological Report n°51, NWS-NOAA, Washington DC, 1978 et 1986.

Wiesner C.J., 1970 : *Hydrometeorology*. Chapman and Hall Ltd, London.

VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DES FLUX SÉDIMENTAIRES DANS LA BASSE VALLÉE MONO-COUFFO (GOLFE DE GUINÉE)

Ernest AMOUSSOU [1, 2], Michel BOKO [1], Pierre CAMBERLIN [2] et Gil MAHE [3]

[1] *Laboratoire Pierre Pagney, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE) 03 BP1122 Cotonou, Bénin. ajernest@yahoo.fr, bokomichel@gmail.com*
[2] *Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel 21000 Dijon, France. pierre.camberlin@u-bourgogne.fr*
[3] *Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Faculté des Sciences, Université Mohamed 5-Agdal, Rabat, Maroc. gil.mahe@ird.fr*

Résumé : *L'objectif de cette étude est de caractériser les variations spatio-temporelles des flux sédimentaires de la basse vallée du Mono-Couffo (bassin versant partagé par le Bénin et le Togo), à partir des données de matières en suspension (MES), de débits solides (TSS), de pluie, du débit et des données concernant l'occupation du sol pour mieux apprécier l'impact de la dégradation du couvert végétal sur le flux des sédiments terrigènes. Il ressort de l'analyse une diminution de plus de 60 % des formations naturelles entre les années 1956 et 2000, contribuant à une augmentation des apports spécifiques dans la basse vallée. Une charge solide considérable en matière en suspension est enregistrée pendant 8 % de la durée des hautes eaux. Ces charges associées aux apports ruisselés et aux activités humaines contribuent à la réduction de la superficie de la basse vallée de 4 %, avec pour conséquence la destruction de la biocénose, une migration voire disparition des ressources halieutiques et une désorganisation de l'économie locale.*

Mots-clés *: Bénin, Mono-Couffo, flux sédimentaire, MES.*

Abstract: Space time variation of sediment flux in the lower valley of Mono Couffo (Gulf of Guinea).
This paper is focused on the characterisazion of space and time variations of deposits flux in the lower valley of Mono-Couffo, from data of suspended matter (MES), solid flows (TSS), rain, flow and land use maps for better appreciation of impact of vegetation cover degradation on terrigenous sediments flux. A decrease by more than 60% of the natural vegetation of this basin is observed from 1956 to 2000. That enables an increase of new specific contributions in the lower valley of river Mono-Couffo. A large sediment load of the river is recorded during 8% of the period of waters higher level. This sediment associated with runoff contributions and human activities contribute to the lower valley area reduction by 4 %, with consequence of biocenosis destruction, a migration or disappearance of halieutic resources and a disorganization of the local economy.

Keywords*: Benin, Mono-Couffo River, deposit flux, suspended matter.*

Introduction

L'objectif de cette étude est de caractériser les variations spatiales des transports solides et celles des processus de transferts sédimentaires dans la basse vallée du Mono-Couffo. La variation pluvio-hydrologique couplée avec une dégradation continue de la couverture végétale du bassin a accentué le volume des lames d'eau ruisselées et l'érosivité des sols (Amoussou, 2010). De même, les techniques culturales (agriculture itinérante sur brûlis, billons parallèles à la pente…) entraînent également des pertes de matières par érosion superficielle et conduisent à une mutation de la dynamique sédimentaire de la basse vallée. L'intrusion saline dans cette vallée précipite le dépôt des sédiments et donc une modification morphologique du lit (Amoussou, 2010). L'étude des processus hydro-sédimentaires va permettre d'évaluer les charges solides et leur relation avec la variation des pluies, l'écoulement et l'état du couvert végétal dans le bassin-versant Mono-Couffo.

Le bassin-versant du complexe Mono-Couffo, situé dans la région du golfe de Guinée est partagé entre le Bénin et le Togo. La basse vallée à l'interface des terres et de la mer s'étend entre 06°16' et 07°45'N et 0°42' et 2°25'E (figure 1). Elle couvre une superficie de 24 500 km². C'est une plaine inondable longeant le tronçon d'Athiémé - Guézin et ses environs.

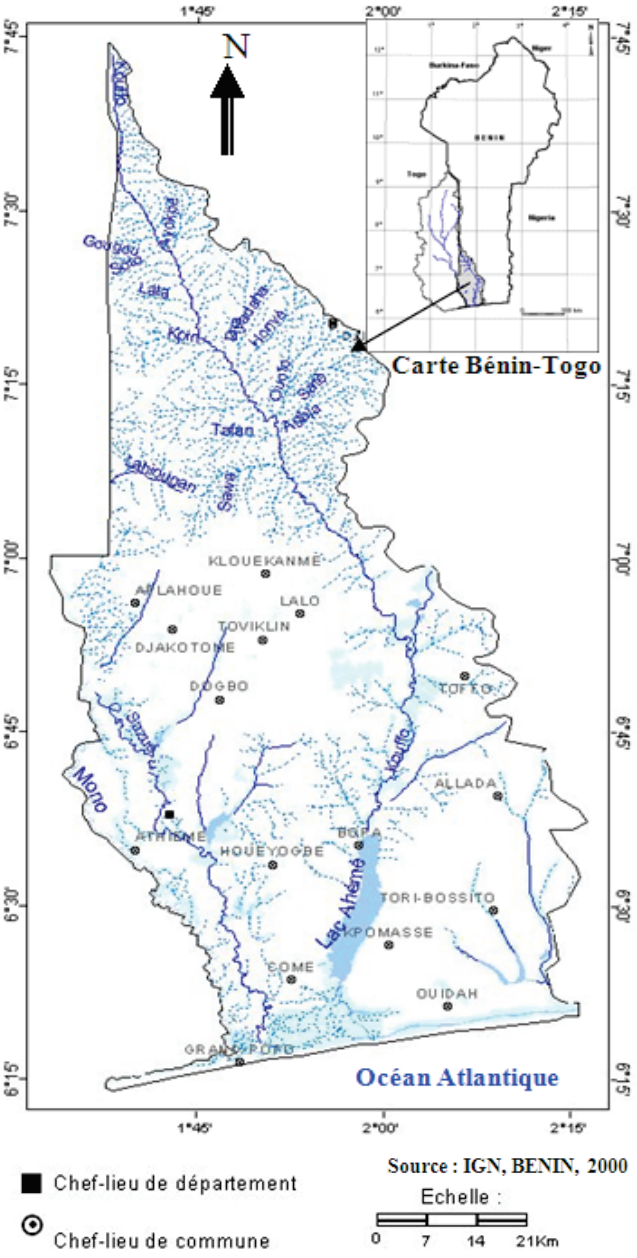


Figure 1 : Localisation du secteur d'étude.

Le secteur d'étude bénéficie d'un climat subéquatorial caractérisé par deux saisons de pluies et deux saisons sèches. Les précipitations proviennent généralement d'orages d'évolution diurne avec des averses modérées mais aussi des passages de lignes de grains assez violentes de trajectoires NE-SW (Houndénou, 1999). La basse vallée reçoit les eaux du Mono et du Couffo en amont et de la mer en aval. Elle est aussi sous l'influence des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto. Ainsi, la salinité diminue voire s'annule à l'ouest de l'embouchure, ce qui facilite le développement des jacinthes d'eau envahissant la surface de l'eau. Les activités anthropiques que sont la saliculture, la pêche, le maraîchage et l'installation humaine sur les versants immédiats des cours et plans d'eau sont autant de facteurs de la dégradation de la basse vallée.

1. Données et méthodes

Les données utilisées sont la précipitation spatialisée obtenue à partir de l'interpolation spline (Amoussou, 2010), les débits du Mono à Athiémé et du Couffo à Lanta de 1961 à 2004. Les données journalières et mensuelles de matière en suspension (MES) et de charges solides (TSS), disponibles en 1966 et 1967 (Colombani, 1967a et 1967b) et en 1999 (Roche International, 1999), sont utilisées.

Ces séries sont analysées, en sachant toutefois que ce sont des années hydrologiquement humides ayant enregistré des débits maxima respectivement en septembre et en octobre. Les données de charges solides devant les localités de Towonou, Guezin et Djondji de novembre 1991 à mars 1992 sont également utilisées.

Le calcul du débit solide en suspension est fonction du débit liquide observé (valeurs instantanées Q en m^3/s) et de la concentration de matières en suspension (Bouanani, 2004). La formule est :

$$TSS = C_{MES} \times Q \times 86400$$

avec TSS = Total Suspended Sediment (kg/j), C_{MES} = concentration ou turbidité (g/l) et Q = débit liquide (m^3/s).

Les apports solides peuvent être quantifiés annuellement, mensuellement ou saisonnièrement.

2. Résultats et discussion

2.1. Variation pluvio-hydrologique dans le bassin-versant

La basse vallée reçoit les eaux pluviales du domaine subéquatorial et celles du domaine tropical. Ces dernières commandent toutefois la majeure partie de l'écoulement de surface de la basse vallée. La figure 2 présente la variation saisonnière des écoulements en fonction de la lame d'eau précipitée dans chaque sous-bassin-versant. Elle montre l'écart entre le début de l'écoulement et des pluies. Ainsi, on constate que la réponse à l'écoulement varie dans le temps et se justifie par la nature du substratum géologique.

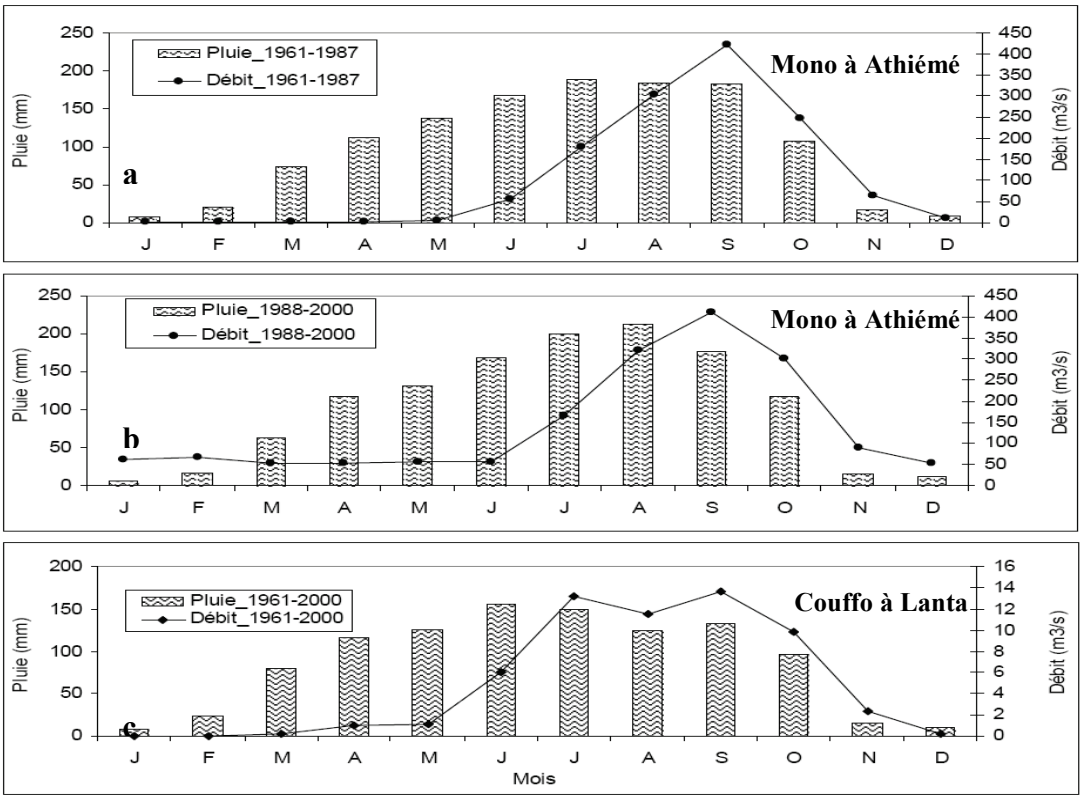


Figure 2 : Variation mensuelle moyenne de la lame d'eau précipitée/lame d'eau écoulée dans les sous-bassins-versants de l'hydrosystème Mono-Couffo

Il ressort de la figure 2 que le régime hydrologique du fleuve Couffo est de type bimodal à deux maxima (juillet et septembre) conforme au régime pluviométrique subéquatorial (figure 2c), alors que le Mono avant (figure 2a) et après (figure 2b) le barrage, présente un régime de type tropical avec un pic en saison des pluies. Ceci montre que les apports solides du Couffo parviennent à la basse vallée au cours des deux saisons de pluie et ceux du Mono au cours de la seule période des hautes eaux. Ceci peut *a priori* supposer que les apports du Couffo seraient plus importants que ceux du Mono. Mais, les études menées par Oyédé (1991), Roche International (1999), Amoussou *et al.* (2007) et Amoussou (2010), ont montré que c'est le bassin du Mono qui apporte plus de charges solides à la basse vallée. Ils l'ont justifié aussi par la taille du bassin (21 500 km²) et son courant de débit moyen qui est de 108 m^3/s avant le barrage et 141 m^3/s après à Athiémé, contre un débit moyen de 4,9 m^3/s à Lanta pour le Couffo (3000 km²). Avant la construction du barrage, le courant du fleuve Mono apportait à Nangbéto 900 000 m^3 de sédiments par an (soit une érosion spécifique moyenne de 60 $m^3/km^2/an$), dont 100 000 m^3 parvenaient à l'embouchure (Oyédé, 1991 ; Rossi et Blivi, 1995). Mais, le calcul de capacité de transport théorique en aval de Nangbéto donnait 1 800 000 m^3/an, soit 106 $m^3/km^2/an$ (Rossi, 1996).

A cela s'ajoutent les courants littoraux qui jouent un rôle fondamental dans la configuration du littoral, dans sa morphodynamique et dans les déplacements et la distribution des espèces vivantes dans l'hydrosystème (Amoussou, 2010). Au large du golfe du Bénin, ces courants ont une vitesse moyenne de 1 m/s d'ouest en est, avec une capacité de transport de 1,2 millions m^3/an (Vincent-Cuaz, 1960). Tout ceci confirme l'importance des apports solides apportés par les eaux continentales et marines dans la basse vallée du Mono-Couffo.

2.2. Dynamique de l'occupation du sol dans le bassin

Des études d'Amoussou (2010) sur la dynamique de l'occupation du sol dans le bassin du Mono-Couffo, il ressort qu'une forte pression humaine s'exerce sur les écosystèmes et en particulier sur les formations végétales du bassin. Ainsi, les superficies occupées par les forêts-galeries et les forêts denses ont connu une forte diminution. Elles passent de 14 % en 1956 à 5 % en 1985 et à 4 % en 2000, soit une réduction de 67 % entre 1956 et 1985 et de 11 % entre 1985 et 2000 (Amoussou, 2010). Quant à la forêt claire et aux savanes boisées, arborées et arbustives, leur superficie a diminué de 12 % entre 1956 et 1985 et de 13 % entre 1985 et 2000, une superficie passant de 58 % en 1956 à 33 % en 2000, soit une diminution de 43 % sur l'ensemble du bassin. La mangrove a connu également un net déclin, passant de 0,70 % en 1956 à 0,38 % en 1985, soit une diminution de 46 % de sa superficie. Mais, il a été constaté que le sous-bassin du Couffo est plus dégradé que celui du Mono, quelles que soient les unités paysagères (Amoussou, 2010). Cette dégradation du couvert végétal constitue un facteur de vulnérabilité des terres à l'érosion et donc à l'augmentation des matières en suspension (MES) dans le bassin. Ceci est contraire en milieu équatorial, où les fleuves ont toujours une forte charge en MES, malgré la présence du couvert végétal, car la décomposition accélérée en milieu humide libère les particules colloïdales qui restent en suspension.

2.3. Evolution des charges solides dans la basse vallée du Mono-Couffo

La figure 3 montre l'évolution des charges solides en surface et au fond du lit sur trois sites (Towonou, Guézin et Djondji) de la basse vallée du Mono-Couffo. Au cours de cette période de novembre 1991 à mars 1992, les charges solides ont varié en moyenne – en surface – de 0,2 à 0,5 g/l à Towonou, pour atteindre 1,5 g/l le 07 mars. Elles sont de 0,3 à 0,5 g/l – au fond – durant toute la période. À Djondji, elles ont varié en moyenne -en surface- de 0,5 à 1,2 g/l et de façon un peu plus importante – au fond – (0,4 à 1,4 g/l). À Guézin, elles ont évolué en surface de 0,2 à 0,6 g/l, voire 1 g/l en fin mars. Au fond, elles ont varié de 0,2 à 0,9 g/l (Salami et Tchawlassou, 1992).

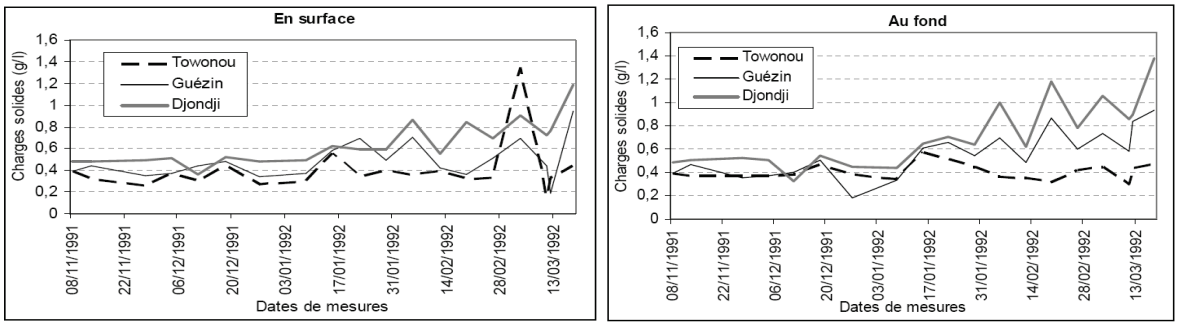


Figure 3 : Variation des charges turbides des eaux dans le système lagunaire du complexe, de novembre 1991 à mars 1992 (source : Salami et Tchawlassou, 1992).

Sur l'ensemble des trois sites, on note une augmentation des charges solides au fond comme en surface vers la fin mars, moment qui correspond au début de la grande saison des

pluies dans le domaine subéquatorial. La plus faible charge solide à Towonou montre que très peu de particules du Couffo parviennent dans le lac Ahémé, contrairement à celles du Mono. L'évolution à la hausse des charges solides sur toute la période (novembre 1991 à mars 1992) à Djondji par rapport aux autres localités (Towonou et Guézin) - en surface comme au fond - montre que les plus importants apports alluvionnaires à la basse vallée sont ceux apportés par le fleuve Mono. Ceci corrobore les résultats d'Oyédé (1991) et Roche International (1999).

2.4. Analyse de l'évolution temporelle des débits et des charges solides transportées dans le bassin-versant

La figure 4 présente l'évolution journalière et mensuelle des charges solides (mesurées par les TSS = Total Suspended Sediment) et des MES (matière en suspension) du 30 mai 1966 au 20 février 1967. Les plus forts débits solides (TSS) sont enregistrés logiquement pendant la période des MES maxima et des débits maxima. La variation des MES entre mai et juillet montre des pics de l'ordre de 100 à 350 mg/l, justifiant ainsi qu'il s'agit de la période de transport de fortes charges solides. Cette période correspond à la période des grandes averses dans le bassin. On peut ainsi conclure que les variations des charges solides sont avant tout induites par les averses pluvieuses, à partir du ruissellement dans le bassin quelle que soit la pente, comme l'avait déjà signalé Domingo (1996). La plus importante quantité de MES et de TSS mesurée (figure 4) est enregistrée durant le même mois d'août que celui des plus fortes pluies et débits du domaine tropical.

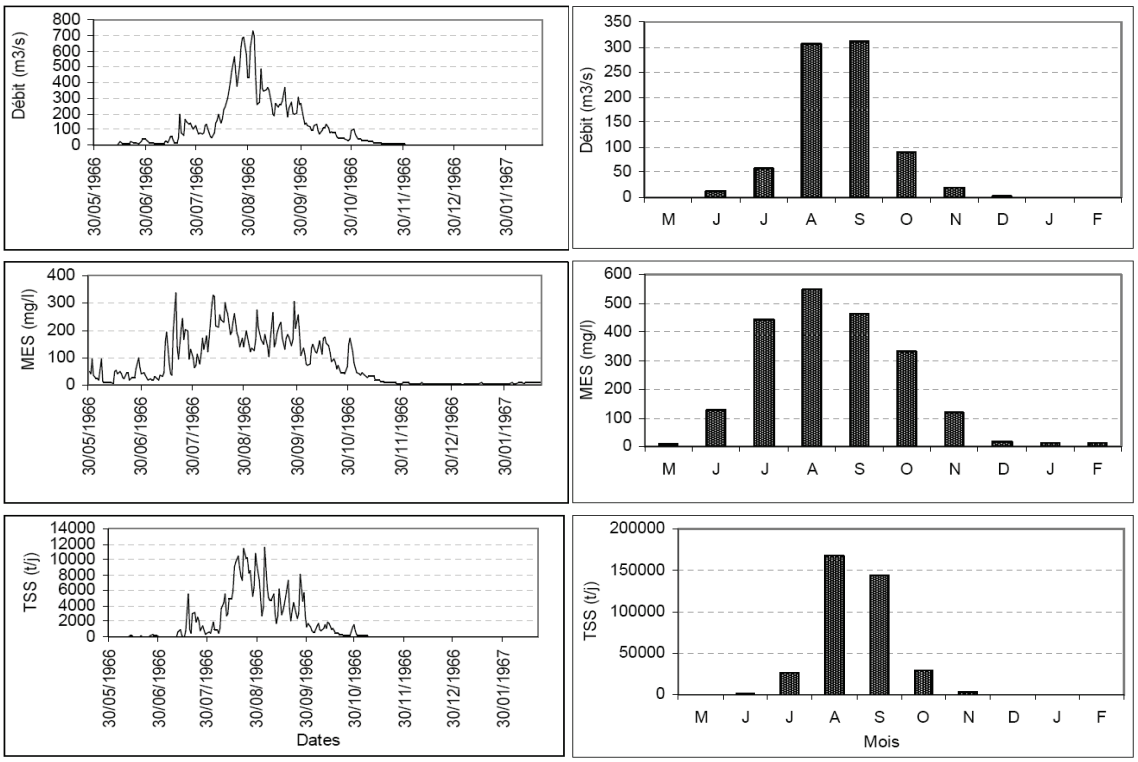


Figure 4 : Variabilité des débits, MES, TSS journaliers et mensuels dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé de mai 1966 à février 1967 (source : Colombani, 1967a).

Il ressort de l'analyse de la figure 4 que les forts débits se maintiennent pendant deux mois (août-septembre) alors que les MES et les TSS baissent en août et septembre, respectivement de 13 % et de 14 %. Ainsi, les plus importantes quantités de MES dans le bassin ne sont enregistrées en moyenne que pendant 8 % du temps de hautes eaux, soit plus que les 5 % qu'avait estimés Fournier (2004). Cette différence pourrait provenir de la taille du bassin mais également du type du régime pluviométrique.

Conclusion

Il ressort de cette étude que, depuis l'installation du barrage Nangbéto, le débit du Mono est devenu « artificiel », car les débits d'étiage ont connu une augmentation de 97 %. Ainsi, vu la vitesse du courant d'eau du Mono, son influence est non négligeable dans l'évolution des charges solides surtout avec ces lâchers d'eau quasi-permanents que le fleuve Couffo. On note également dans le bassin, une régression assez importante des unités paysagères, ce qui a facilité un charriage important des charges solides dans le bassin-versant suite aux lames d'eau précipitées. La relation entre débit et MES reste légèrement assez médiocre en début de saison, confirmant que les MES sont sous l'influence aussi des précipitations. Ainsi, de juin à décembre les MES suivent l'évolution des débits après donc saturation du réservoir-sol entre février-mai. Ainsi, les plus forts débits solides sont enregistrés en période de crue. A cela s'ajoute les charges solides enregistrées lors des lâchers d'eau quotidienne du barrage. A cet effet, la dégradation des hydrosystèmes serait plus prononcée vu l'évolution des charges solides entrainant ainsi une diminution des revenus et par conséquent une migration accélérée des populations de la basse vallée. Ceci va accentuer la pression humaine dans le bassin et la capacité érosive va s'accroître vers l'aval et le cordon littoral deviendra certainement plus sensible aux crues.

Références bibliographiques

Amoussou E., 2010 : *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat unique, Université de Bourgogne, Dijon, CRC – CNRS- UMR5210, 313 p.

Amoussou E., Oyédé L. M. et Boko M., 2007 : Variabilité pluviométrique et flux de turbidité dans le complexe Chenal Ahô-lac Ahémé au Bénin (Afrique de l'Ouest). *Actes du XXème colloque de l'AIC. In ''Climat, Tourisme et Environnement'',* Carthage, Tunisie, 81-86.

Bouanani A., 2004 : *Hydrologie, transport solide et modélisation : étude de quelques sous bassins de la Tafna*. Thèse de Doctorat, ès-Sciences. Université Tlemcen, 247 p.

Colombani J., 1967a : *Note sur les mesures de transport solide en solution et de qualité des eaux effectuées au Togo de 1965 à 1967*. Centre ORSTOM de Lomé, 37 p + annexes.

Colombani J., 1967b : *Note sur les instruments et les méthodes utilisées pour la mesure de débits solides en suspension du Mono au Togo*. Centre ORSTOM de Lomé, 10 p.

Domingo E., 1996 : Pression agricole et risque d'érosion dans le bassin-versant du Lomon, affluent du Mono (département du mono-Bénin). *In réseau érosion, Bull. 16, ORSTOM*, Montpellier, 181-194.

Fournier L. 2004 : *Modélisation de la production des apports sédimentaires dans le bassin de la Durance.* Mémoire de DEA, LNHE, CRD-EDF, Université Pierre et Marie Curie, Pais, France, 56 p.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation.* Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 390 p.

Oyédé L. M., 1991 : *Dynamique sédimentaire actuelle et messages enregistrés dans les séquences quartenaires et néogènes du domaine margino littoral du Bénin (l'Afrique de l'Ouest)*. Thèse présentée pour l'obtention du doctorat en géologie sédimentaire, nouveau régime. Université de Bourgogne, Paris, 302 p.

Roche International, 1999 : *Etude de projet d'aménagement des plans d'eau du Sud-Bénin*. Volume III, Tome III. Rapport final, 101 p + annexes.

Rossi G. et Blivi A. B., 1995 : Les conséquences des aménagements hydrauliques de la vallée du Mono (Togo-Bénin). S'aura-t-on gérer l'avenir ? *Cahiers d'Outre-Mer*, n° 48, (192), 435-452.

Salami A. B. et Tchawalassou A. B., 1992. La morpho - dynamique du ''lac'' Ahémé : contribution à l'étude du comblement du ''lac'' et ses impacts. Mémoire de maîtrise de géographie physique. FLASH / UNB, 113 p.

Vincent-Cuaz L., 1960 : *Les courants du golfe du Bénin. Centre d'études scientifiques et techniques appliquées à la pêche*. Ministère de l'agriculture, service de l'élevage et des industries animales, République du Dahomey (Bénin), 32 p.

CARACTÉRISATION DES ÉVÈNEMENTS PLUVIOMÉTRIQUES EXTRÊMES DANS LE MOYEN ATLAS ET SES MARGES

Mhamed AMYAY [1], Zeineddine NOUACEUR [2], Abdellatif TRIBAK [1], Khalid OKBA [1] et Ali TAOUS [1]

[1] *LAGEA URAC 54 (Laboratoire d'Analyses Géo-Environnementales et Aménagement), Faculté des Lettres et des Sciences Humaines Sais, Université de Fès, Maroc. mhamedamyay@hotmail.com.*
[2] *UMR CNRS 6266 – IDEES (Identité et Différenciation des Espaces, de l'Environnement et des Sociétés) Université de Rouen, France. zeneddine.nouaceur@univ-rouen.fr.*

Résumé : *Pour caractériser les changements climatiques observés aux échelles régionale et locale, une analyse de la pluviométrie est proposée. Celle-ci s'appuie sur le calcul de l'indice SPI sur une longue période (48 mois). Cette investigation permet de rendre compte de l'extrême variabilité des pluies. Elle montre aussi le caractère sévère et durable de la sécheresse climatique observée dans cette région à partir de la fin des années soixante-dix et le timide retour vers une possible phase humide notée à partir de 2007.*

Mots-clés : *SPI, sécheresse climatique, tendance des précipitations, Moyen Atlas.*

Abstract: Characterization of extreme climatic events in the Middle Atlas and its margins.
To characterize the observed regional and local climate changes an analysis of rainfall is proposed. This is based on the calculation of SPI over a long period (48 months). This investigation allows us to illustrate the extreme variability of rainfall. It also shows the severe and durable character of climatic drought observed in this region since the late seventies and the slow return to a possible wet phase recorded from 2007.

Keywords: *SPI, climatic drought, rainfall trend, Middle Atlas.*

Introduction

Dans les conditions actuelles des changements climatiques globaux, l'Afrique du Nord observe ces dernières années des bouleversements sans précédent. Cette nouvelle tendance s'exprime par une hausse des températures confirmée dans plusieurs pays (Nouaceur, 2010). Parallèlement à cette hausse, les pluies enregistrées attestent d'un retour à la normale (Saadaoui et Ben Sakka, 2007). Ainsi, après les longues sécheresses observées dans les années quatre-vingt et quatre-vingt-dix (El Jihad, 2003 ; Stour et Agoumi, 2008), l'amorce de périodes beaucoup plus humides est notée dans toute la région. Au Maroc, les signes des changements s'avèrent encore plus significatifs sur les dernières années (2009, 2010). Qualifiées d'exceptionnelles et historiques, ces pluies ont généreusement rempli les barrages à leurs capacités maximales. Le taux de remplissage des barrages a atteint des valeurs record, dépassant pour certains 90 %, comme le barrage d'Al Wahda, le plus grand barrage du royaume, situé sur l'oued Ouergha. Son taux de remplissage était de 98,5 % en février 2009, contre 70 % en moyenne pendant les années précédentes.

Le « retour » des pluies, s'il se confirme, pourrait marquer la fin de plusieurs décennies de sécheresses récurrentes et éventuellement, un retour durable à « la normale ». Cette hypothèse est soutenue par la mise en évidence de l'impact des différentes oscillations climatiques mondiale (North Atlantique Oscillation ; El Niño Southern Oscillation) sur l'ensemble des continents, et notamment sur le continent africain (López-Moreno *et al.*, 2011). Ces oscillations cycliques dont la portée fait encore objet de débat pourraient expliquer en partie la variabilité des précipitations au Maroc, et étayer l'hypothèse d'un retour des pluies marquant la fin des années de sécheresses. Les prévisions varient d'un modèle à l'autre, mais une augmentation des précipitations au Maroc et une multiplication des événements climatiques extrêmes pourraient s'intégrer dans cette dynamique globale de changements climatiques (GIEC, 2007).

1. Localisation de la zone d'étude, données et méthodes

La zone d'étude correspond à une moyenne montagne marocaine, le Moyen Atlas septentrional et son avant-pays Nord, le Sais qu'il domine de plusieurs centaines de mètres. Les jonctions hydrologiques et hydrogéologiques entre les deux entités imposent leur association dans cette étude malgré certaines dissimilitudes. Ces entités font partie du bassin versant de Sebou, un des plus importants bassins hydrologiques du Maroc. Le Moyen Atlas correspond à une moyenne montagne dressée au centre du Maroc à des altitudes qui varient entre 800 et plus de 3000 mètres. Deux unités morphostructurales composent cette entité géographique : le Moyen Atlas plissé et le Moyen Atlas tabulaire, séparés par l'accident nord moyen-atlasique (figure 1).

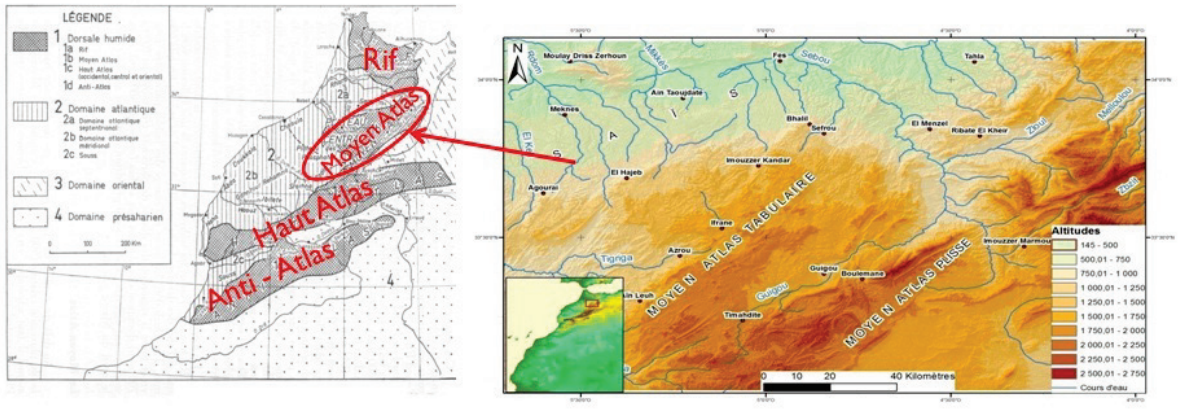


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude (source de la carte située à gauche : Gaussen *et al.*, 1957).

Le Sais correspond à une dépression dominée par les reliefs du Moyen Atlas du Sud et les entités du Rif au nord. Les altitudes y oscillent entre 500 et 750 m avec des pentes très faibles. Ces reliefs dominants, largement exposés aux flux d'ouest chargés en humidité, jouissent d'un climat à saison pluvieuse bien marquée. Les hivers humides et doux alternent avec des étés secs et chauds. Les précipitations, s'étalant sur plusieurs mois, tombent en partie sous forme solide au-delà de 1500 mètres, assurant des ressources en eaux abondantes. Cette saisonnalité connait une forte irrégularité interannuelle.

L'analyse de la pluviométrie est faite sur des données issues de quatre stations de mesure. Les stations d'Ifrane et de Sefrou sont situées dans le Moyen Atlas à 1640 mètres pour la première et à 930 mètres pour la deuxième. Les deux autres sont situées dans le couloir de Fès-Taza, respectivement à 569 et 510 mètres d'altitude. Les précipitations moyennes calculées pour les différents points d'observation varient entre un peu moins de 505 mm/an et 985 mm/an (tableau 1). Les valeurs les plus élevées sont enregistrées sur les hauteurs du Moyen Atlas.

Tableau 1 : Caractéristiques des stations climatiques utilisées pour cette étude.

	Stations			
	Ifrane	**Taza**	**Fès**	**Sefrou**
Altitude (m)	1640	510	569	930
Pluviométrie moyenne (mm)	984,8	581,9	505,0	573,2
Écart type	277,2	179,0	145,3	160,7
Période d'étude	1935-2010	1935-2010	1935-2010	1935-2010

Afin de quantifier et d'identifier les événements extrêmes, l'utilisation de méthodes statistiques telles que les indices de sécheresse permet de mettre en évidence les différentes phases d'évolution des précipitations selon leur degré de variabilité. Un grand nombre de méthodes appliquées à la recherche et à la prévention des sécheresses climatiques existe dans le monde (Heim, 2002 ; Ellouze, 2010). L'Indice SPI (Strandardized Precipitation Index) utilisé pour cette étude a été mis au point à l'université du Colorado en 1990 (McKee *et al.*, 1993). Il correspond à la transformation de la série temporelle des précipitations en une distribution normale standardisée de moyenne nulle et d'écart-type unitaire, également appelée z-distribution, distribution normale ou distribution gaussienne. Il est obtenu en ajustant une densité de probabilité appropriée à la distribution de fréquences des précipitations moyennées sur une échelle de temps définie (Edwards, 1997).

Les valeurs négatives du SPI représentent les périodes sèches et celles positives, les situations humides. L'intensité des événements est évaluée selon la valeur de l'indice obtenu suivant l'échelle SPI suivante (tableau 2).

Tableau 2 : Nomenclature de l'indice SPI (McKee *et al.*, 1993).

2 < SPI	Humidité extrême	**0 < SPI < -0,99**	Sécheresse légère
1,5 <SPI < 1,99	Humidité sévère	**-1 < SPI < -1,49**	Sécheresse modérée
1 < SPI < 1,49	Humidité modérée	**-1,5 < SPI < -1,99**	Sécheresse sévère
0 < SPI< 0,99	Humidité légère	**SPI < -2**	Sécheresse extrême

2. Une pluviométrie régionale marquée par des oscillations extrêmes

L'allure de la courbe de tendance de la pluviométrie moyenne dressée sur une période de plus de 70 ans montre les différentes phases qui ont marqué les pluies dans cette région de l'Atlas marocain et ses marges (figure 2). Nous pouvons voir ainsi une première période humide située entre 1936 et 1943. Durant cette phase, les indices sont majoritairement positifs et dépassent même +1 en 1936. À partir de 1946, une période de sécheresse pluviométrique s'installe dans la région jusqu'en 1954. Le déficit atteint son paroxysme en 1945 avec un indice de -1,10. Entre 1955 et 1979, la situation pluviométrique dans la région est globalement excédentaire malgré un bref retour des conditions sèches à partir de 1964 et une année particulièrement sèche, 1966 qui a enregistré un indice de -1,18. Durant cette période de quinze ans, les conditions humides ont été prépondérantes. On note ainsi un total de huit années dépassant l'indice positif +1, dont deux (1963 et 1969) qui enregistrent des valeurs excédant +2.

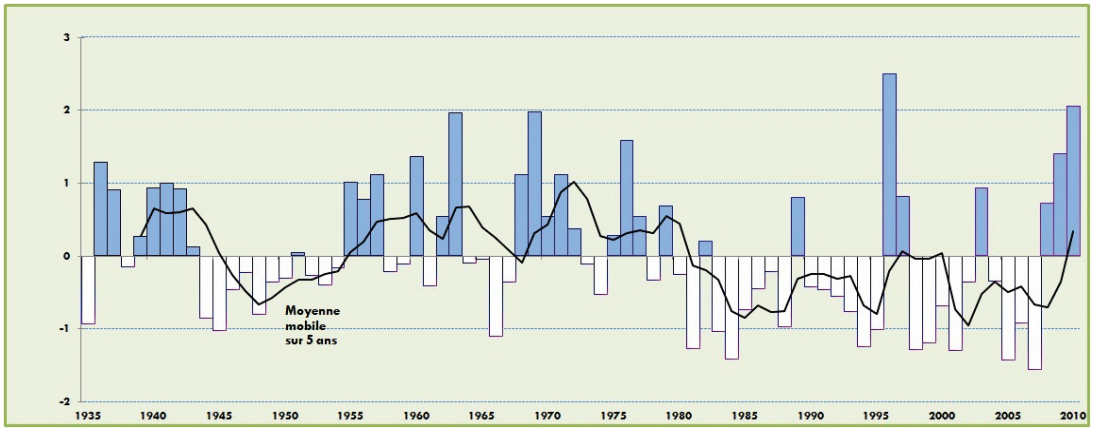


Figure 2 : Évolution de la pluviométrie (écarts centrés réduits de la moyenne des postes de Fès, Ifrane, Sefrou et Taza sur la période 1935-2010).

La quatrième période identifiée se prolonge sur dix-sept années pendant lesquelles la sécheresse s'installe, même si elle est interrompue par quelques années excédentaires (1989, 2003) et parfois exceptionnelles, comme l'année 1996 dont l'indice atteint +2,64. Durant cette longue période, pas moins de onze années affichent des indices négatifs supérieurs à -1.

La dernière période identifiée, commençant à partir de 2008, semble rompre avec les conditions sévères que la région a connues ces dernières années. L'amorce d'une nouvelle période est peut-être notée, même s'il est un peu tôt pour affirmer avec certitude cette nouvelle tendance. Les indices enregistrés sur cette dernière phase affichent respectivement +0,70 en 2008, +1,47 en 2009 et +2,16 en 2010.

3. Une sécheresse durable et sévère à partir de la fin des années soixante-dix

L'application de la méthode SPI sur le moyen terme (3, 6 et 9 mois) ne donne pas de résultats significatifs. Un essai a été mené sur le plus long terme (12 et 48 mois). Seule cette dernière période a été retenue dans le cadre de cette étude.

La figure 3 issue de cette application montre les différentes étapes qui ont marqué la pluviométrie de la zone étudiée. Les phases identifiées sont conformes aux oscillations déjà évoquées dans l'étude de la tendance de la pluviométrie moyenne régionale. On remarque cependant que l'amplitude des oscillations varie d'une station à l'autre.

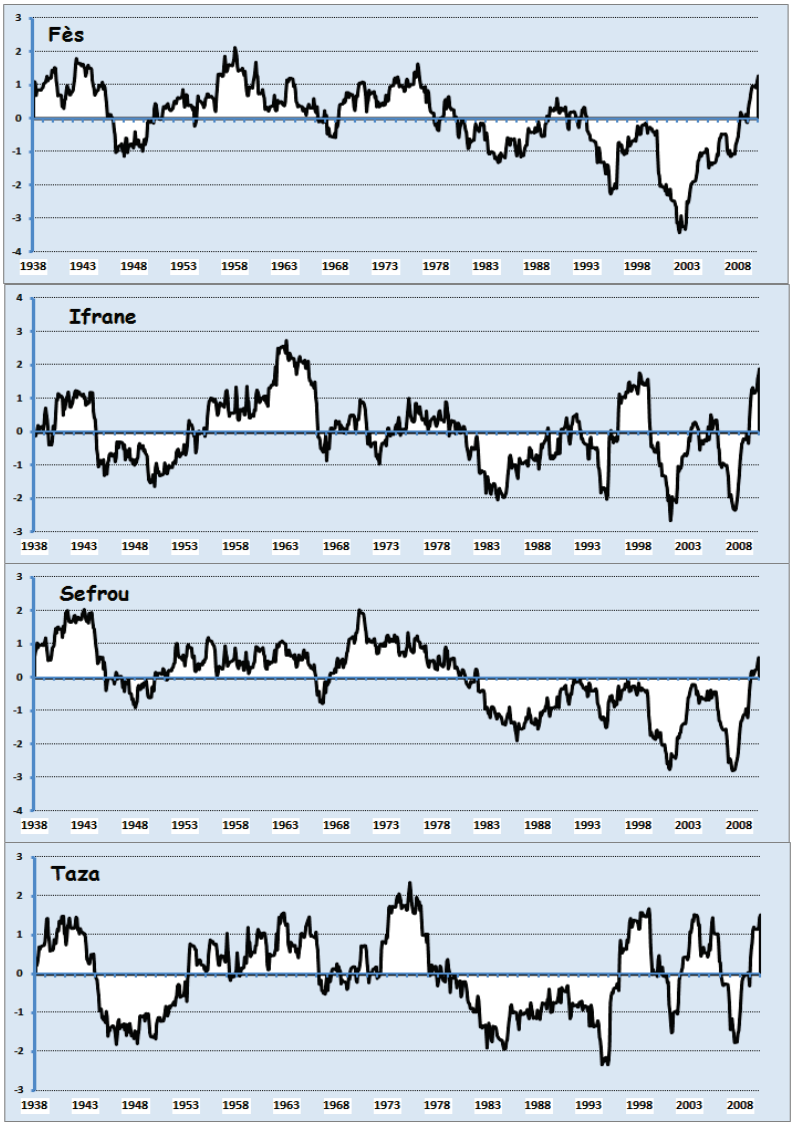


Figure 2. Évolution de l'indice SPI (48 mois) à Fès, Ifrane, Sefrou et Taza sur la période 1935-2010.

Si l'on analyse en détail les différentes réponses obtenues, on s'aperçoit que les stations de Fès et de Sefrou ont été plus sensibles aux conditions humides des premières années de la série. Les indices SPI calculés pour ces stations et cette période sont proches de +2. De la même manière, la sécheresse qui suit cette dernière phase a été beaucoup plus marquée à Ifrane et Taza. On note aussi qu'elle dure plus longtemps et se maintient sur une dizaine d'années environ.

A partir du début des années cinquante, les quatre stations enregistrent ces nouvelles fluctuations avec une prépondérance d'indices SPI positifs. Les stations de Taza et Ifrane se démarquent par des périodes d'excès (humidité extrême) plus réduites pour le premier poste de mesure.

L'avant-dernière période significative de la série commence dès la fin des années soixante-dix. Elle est marquée par la longue sécheresse déjà identifiée (figure 2). Les courbes SPI des stations de Sefrou et Fès présentent les mêmes amplitudes sauf sur la fin de cette période. En effet, les indices SPI < -2 qui marquent la sécheresse extrême sont enregistrés en 2002 et 2008 à Sefrou et seulement en 2003 à Fès. Sur la courbe de cette dernière station, on note même à partir de cette dernière date une évolution vers les conditions normales et humides. Les vicissitudes des courbes des stations d'Ifrane et de Taza semblent plus synchrones, mais avec des intensités dissemblables. Ainsi, seules ces deux stations affichent un retour à des conditions humides à partir de l'année 1995 (avec des indices SPI de la classe humidité modérée et sévère) ponctuées par une sécheresse qui atteint le seuil de sévérité sur l'échelle de l'indice SPI à Ifrane en 2002. Enfin, à Taza, on remarque aussi une phase humide qui atteint un seuil modéré entre 2002 et 2006 qui est moins ressentie à Ifrane pour la même période.

Conclusion

L'analyse de la pluviométrie dans la zone d'étude a montré l'importance de la variabilité interannuelle de ce paramètre climatique. Cette étude a révélé aussi que dans l'ensemble, les fluctuations majeures des différentes phases pluviométriques ont été observées durant les mêmes périodes dans les quatre stations. Quelques évolutions de phases synchrones ont pu être révélées, d'une part entre Fès et Sefrou et d'autre part, entre Ifrane et Taza. Enfin, ce qui émerge de cette analyse, c'est le caractère sévère et durable de la sécheresse climatique observée à partir de la fin des années soixante-dix et le timide retour vers une possible phase humide notée en fin de la série.

Références bibliographiques

Edwards D. C., McKee T. B., 1997 : *Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales*. Climatology Rep. 97–2, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 155 p.

El Jihad MD., 2003 : Les sécheresses saisonnières dans le haut bassin de l'Oum-er-Rbia (Maroc central) : aspects et fréquences. *Sécheresse*, 14, n° 3, 157-67.

Ellouze M., 2010 : *Développement d'un modèle pour la génération des hyétogrammes synthétiques et caractérisation spatiotemporelle de la sécheresse en Tunisie centrale et méridionale*. Thèse de doctorat, Université de Gabes, 182 p.

Gaussen H., Debrach J., Joly F., 1957 : Précipitations annuelles, Atlas du Maroc, notice explicatives, Rabat, 36 p.

GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

Heim R. R., 2002 : A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* 83, 1149-1165.

López-Moreno J.I., Vicente-Serrano S.M., Morán-Tejeda E., Lorenzo-Lacruz J., Kenawy A., Beniston M., 2011 : Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationship sand projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, 62-76.

McKee T.B., Doesken N.J., Kleist J., 1993 : The relationship of drought frequency and duration to time scales, *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17-22 January 1993, Anaheim, California, 179-184.

Nouaceur Z., 2010 : Evaluation des changements climatiques au Maghreb : Etude du cas du nord-est algérien. *Actes du XXIIIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 463-468.

Stour L., Agoumi A., 2008 : Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies. *Hydroécologie appliquée*, 16, 215-232

Saadaoui M., Ben Sakka M., 2007 : Pluviométrie en Méditerranée occidentale et Oscillation Nord-Atlantique (NAO). *Actes du XXème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 501-507.

CHUTES DE GRÊLE ET PRÉVENTION DANS LE SUD DU BASSIN AQUITAIN (FRANCE)

Fernand AVILA

Docteur de l'Université de Pau et des pays de l'Adour, 20 rue Jacques Prévert 40800 Aire-sur-l'Adour, France.
fernand2_avila@yahoo.fr

Résumé : *Le sud du Bassin Aquitain est constitué de collines et de vallées en éventails, provenant de l'érosion des Pyrénées. Les observations des postes de Maumusson (collines du Gers) et Aire-sur-l'Adour (large vallée de l'Adour) montre que les chutes de grêle nombreuses dans le secteur des collines que dans la vallée de l'Adour, confirmant les travaux de Vinet (2000). Les situations sont favorables à la grêle quand s'établit un flux de SW et que la température nocturne est élevée les jours qui précédent la chute de grêle. Il est cependant possible de limiter artificiellement la taille des grêlons en introduisant dans le nuage des noyaux d'iodure grâce à des générateurs, ce qui diminue sensiblement la nuisance des orages de grêle. Assurée par des bénévoles, la lutte contre les orages de grêle est désormais efficace.*

Mots-clés : *Orages de grêle, collines du Gers, vallée de l'Adour, prévention.*

Abstract: ***Hail storms and prevention in South of the Aquitaine basin (France).***
The South of the Aquitaine basin is constituted of fan shaped hills and valleys resulting from Pyrenees erosion. The climatologic station of Maumusson (hills of Gers) noticises that hail thunderstorms are more numerous than in the valley of Adour, what is confirming the works of Vinet (2000). The situations are favorable to the hail when there is a flow of SW and when the night-temperature is warmest than the previous days the fall of hail. It is however possible to limit artificially the size of hailstones by introducing into the cloud of the cores of iodide thanks to generators, what decreases appreciably the nuisance of the thunderstorms of hail. Held by volunteers, the fight against the thunderstorms of hail is henceforth effective.

Keywords: *Hail storm, hills of Gers, Adour valley, prevention.*

Introduction

Le sud du Bassin Aquitain forme un éventail de collines et de vallées ; les postes climatiques de Maumusson (depuis 1961) et d'Aire-sur-l'Adour (depuis 1970) ne sont distants que de 15 km en ligne droite. Le poste de Maumusson se trouve dans le secteur des collines du Gers, au SE du poste d'Aire-sur-l'Adour qui est situé sur la rive droite de l'Adour (figure 1).

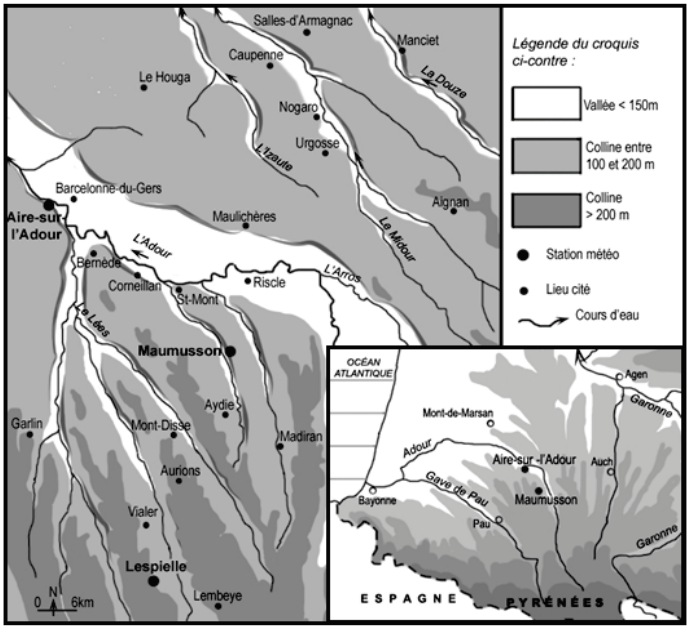


Figure 1 : Croquis de localisation des lieux les plus grêlés et des postes météorologiques de Maumusson et Aire-sur-l'Adour.

Les orages de grêle sont plus nombreux sur la région du Vic-Bilh (Madiran) qui porte les vignobles du Saint-Mont, du Madiran et sur le vignoble de l'Armagnac. La région la plus grélifère de France est sans doute la partie centrale du Bassin Aquitain, la fréquence et la violence des orages de grêle s'accroissent de la vallée de l'Adour aux collines du Gers, sur une diagonale allant des Pyrénées à la Garonne (Vinet, 2000 ; figure 2). Souvent les orages traversent la vallée de l'Adour et abordent les collines du bas-Armagnac, 20 à 30 m plus élevées. La rugosité du relief oblige la masse d'air à se soulever en bloc, ce qui accroît son instabilité. L'orage se renforce et devient plus violent, accompagné souvent de chutes de grêle. De mai à septembre ces chutes, encore peu étudiées, sont dévastatrices et représentent des coûts élevés pour l'agriculteur (Avila *et al.,* 2008).

1. Origine des orages de grêle et étude de cas

La majorité des orages se produit dans un flux de SW, parfois de sud, lorsque des basses pressions relatives sont positionnées sur l'Espagne, sur le golfe de Gascogne ou sur le proche Atlantique, avec marais barométrique sur la France. L'étude des situations météorologiques favorables aux chutes de grêle a été réalisée à partir des réanalyses de Wetterzentrale (*www.Wetterzentrale.de)* et des sondages aériens archivées à l'université du Wyoming (*www.weather.uwyo.edu/upperair/sounding/html*). Dans un flux de SW des masses d'air instables, d'origine tropicale, génèrent une dégradation orageuse. Les orages se forment et progressent du S, SW, voire W vers le N, NE ou E. La grêle se forme dans cette masse d'air chaud, humide et instable, surmontée par de l'air froid (figure 3).

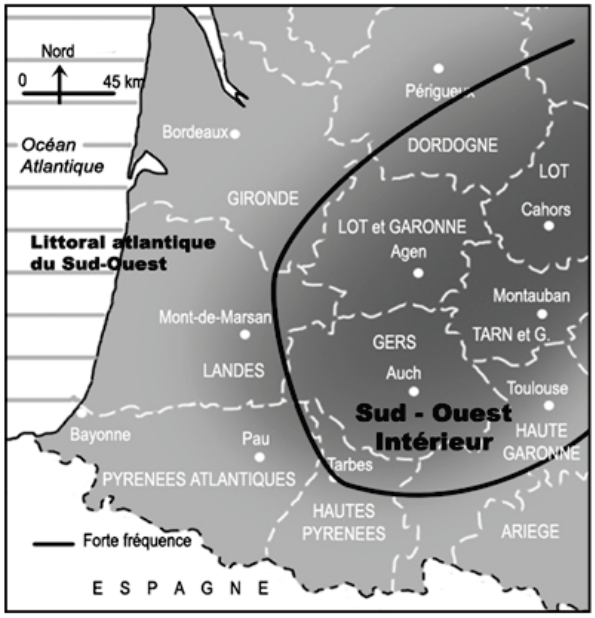


Figure 2 : Région particulièrement affectée par les orages de grêle (source : Vinet, 2000).

Figure 3 : Cumulo-nimbus et chute de grêle le 2 mai 2012 sur les collines du bas-Armagnac.

Les gouttes contenues dans le nuage s'élèvent grâce à un courant ascendant puissant. Si elles rencontrent un noyau de congélation (T° ≤ -10° C) elles gèlent instantanément. La taille des grêlons augmente rapidement dans les parties du nuage qui contiennent beaucoup d'eau. Les grêlons se déplacent verticalement dans un courant ascendant. Ils s'agglomèrent entre eux. Ils s'élèvent donc jusqu'à ce que leur poids ne puisse plus être supporté par le courant ascendant (sommet du nuage vers 10 km). Puis ils se mettent à redescendre vers le sol tout en continuant leur croissance (ANELFA, 2011).

1.1. Le 15 septembre 1973, à 18 h (locales)

Deux communes du Madiranais, Maumusson et Cannet, reçoivent des grêlons « *gros comme de grosses oranges et pesant de 200 à 600 grammes* » selon le témoignage de l'observateur de la météorologie, André Dartigues. Les dégâts sur les toitures sont importants et des pieds de vigne ont été pulvérisés.

1.2. Caupenne d'Armagnac, le 25 juin 1983, 12h30 (locales)

L'orage venant du SW aborde Aire-sur-l'Adour vers 11h50. Il s'accompagne de violentes bourrasques d'ouest, d'une forte averse de pluie (25 mm) et de quelques grêlons. Il se renforce rapidement en abordant les collines du Gers : il tombe 90 mm de précipitations en 30 minutes à Salles-d'Armagnac. Sur Nogaro et plus encore sur Caupenne-d'Armagnac, une chute de grêle très importante entraîne la formation de véritables congères qui mettront plusieurs jours à fondre. Les toitures sont gravement endommagées, les pins sont scalpés, il n'y a plus une feuille sur les arbres, aucun oiseau ne chante, le maïs et les vignes sont anéanties, le paysage est hivernal (figure 4).

Figure 4 : Photo prise le surlendemain de l'orage de grêle du 25 juin 1983 à Caupenne d'Armagnac.

1.3. Le 5 juillet 1993, la nuit tombe à 15 heures à Aire-sur-l'Adour

Succédant à plusieurs journées chaudes, le lundi 5 juillet, il fait gris sous une couche de nuages bas et frais (21°C au maximum à Aire), avec un vent modéré d'ouest. En début d'après-midi, le ciel s'assombrit de plus en plus et peu avant 15h l'éclairage extérieur urbain s'allume, il fait quasiment nuit. Soudain, l'orage éclate et déverse une pluie violente sur la région aturine. Mais deux ou trois kilomètres plus à l'est, dès Barcelonne-du-Gers, sur un axe SW-NE, la grêle s'abat et hache toutes les cultures (vigne et maïs).

1.4. L'orage du 25 mai 2010

Il fait chaud (31,5°C à Aire-sur-l'Adour), la situation météo au sol présente une situation classique de marais barométrique avec une dépression relative de 1010 hPa à l'ouest du Portugal et de l'Espagne se prolongeant par une vaste zone de marais barométrique de 1015 hPa sur la France et l'Europe du NW. Le Flux de S-SW dirige des remontées d'air tropical. L'air chaud est surmontée par de l'air beaucoup plus frais. Une épaisse couche saturée s'est formée entre 700 et 500 hPa. Tout cela crée une instabilité potentielle très élevée, de violents courants ascendants en fin d'après-midi entraînent le développement rapide des cumulus puis des cumulo-nimbus (figures 5 et 6). L'orage de grêle frappe vers 19h la région aturine et les collines de l'Armagnac de Barcelonne-du-Gers à Manciet.

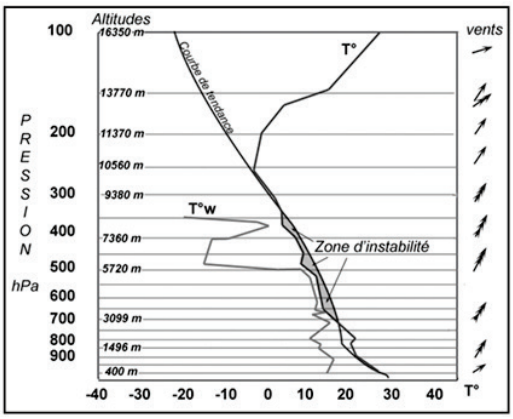


Figure 5 : Situation au sol à 00 h le 25 mai 2010 (source : Wetterzentrale).

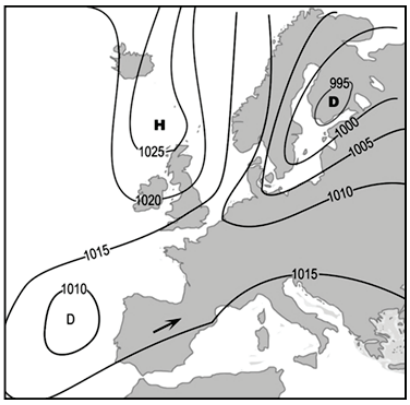


Figure 6 : Sondage du 25 mai 2010, 12 h TU à Bordeaux (d'après Atmospheric sounding Wyoming University).

1.5. Classification des chutes de grêle suivant leur dangerosité

Les observations du poste de Maumusson et les observations du poste d'Aire-sur-l'Adour permettent de recenser 21 chutes de grêle importantes en 40 ans. Deux sont tout à fait extraordinaires de classe 5 (grêlons gros « *comme des grosses oranges* » le 15 septembre 1973 et « *comme des cœurs d'artichaut»* le 8 juin 1977 » écrit André Dartigues à Maumusson), trois sont de classe 4 et douze de classe 3 (tableau 1).

Tableau 1 : Classification des chutes de grêle par l'Association Nationale de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques (ANELFA).

Catégorie	1	2	3	4	5
Grêlons gros comme des	Cerises	Œufs de pigeon	Noix, Balle de ping-pong	Œufs de poules, balles de golf	Oranges, Balles de tennis
Dangerosité	Dommages aux vignes, tabac, arbres fruitiers	Dommages importants aux cultures	Destruction des cultures à 100 %	Paysage hivernal, pins scalpés, cultures anéanties, animaux sauvages tués	Extrêmement dangereux, toitures défoncées, danger mortel
Exemples	Giboulées de mars	2 mai 2011 Aire-sur-l'A.	2 juin 1985 Aire-sur-l'Adour	25 juin 1983 Caupenne d'A.	16 sept.1973 Maumusson

De façon répétée la grêle frappe les mêmes sites : Nogaro, Caupenne, Barcelonne, Riscle, Saint-Mont, Madiran et Maumusson. Ces observations sont corroborées par la presse régionale. « *À Caupenne, Bruno Laborde subit son cinquième sinistre en six ans. Les récoltes de l'année prochaine sont compromises* » (*La Dépêche du Midi*, 3 septembre 2011). « *Jeudi 28 avril 2011, la communauté de communes du Bas-Armagnac organisait une réunion sur les techniques de protection contre la grêle. L'association a été créée sur la zone Viella, Riscle, Aignan, suite aux dégâts considérables provoqués par la grêle, entre 2006 et 2011, sur les cultures, l'élevage, les toitures, les potagers… la communauté de communes du Bas-Armagnac a décidé de s'y associer et d'équiper rapidement le canton de Nogaro. Les communes projetées pour ce maillage sont Lanne-Soubiran, Le Houga, Urgosse, Salles et Toujouse à la limite des Landes et du Gers* » (*La Dépêche du Midi,* 29 avril 2011).

1.6. Moindre fréquence de la grêle dans la région d'Aire-sur-l'Adour

Il y a de violents orages de grêle le 15 mai 1985 et le 2 juin 1985 (grêlons de 5 à 10 cm, selon le météorologue du CNES, Pierre Dedieu), la couche atteint plusieurs centimètres ; le 19 août 1989, la tornade et la grêle provoquent des dégâts aux récoltes et aux toitures. Le 1er

juillet 1995, la grêle marque les carrosseries des voitures ; le 25 juillet 1996, les cultures sont littéralement hachées sur pieds dans la campagne au sud d'Aire. Les 25 mai 2010, le 2 mai, les 20 juin et 12 juillet 2011, on observe une grêle espacée, les dégâts sont modérés. On compte trois orages de grêle de classe 4 et 3 en 40 ans.

2. La lutte anti-grêle

2.1. Chez un bénévole

Gilbert Pailhas et Jean-Marc, son fils, vivent à Lespielle, village proche de Lembeye dans les Pyrénées Atlantiques. Ils indiquent que les orages viennent de Bayonne (SW) ou de Nay (S). Le poste est installé au sommet d'une colline. Un pionnier en la matière, il s'initia à la lutte contre la grêle dès la fin de la seconde guerre mondiale, et utilisa des fusées anti-grêles qui étaient difficiles à mettre en position de tir (vertical) dans le vent violent qui accompagne les orages de grêle. Par la suite, le centre anti-grêle de Lembeye leur fournit des types de fusées d'utilisation plus pratique équipées d'une mise à feu électrique.

L'ensemencement des orages à grêle a été mis au point par l'ANELFA (Association Nationale de Lutte contre les Fléaux Atmosphériques, créée en 1951) et assuré par des réseaux terrestres de générateurs à vortex tenus par des bénévoles (figure 6). Le grêlimètre enregistre sur une tôle horizontale les impacts des grêlons, permettant de calculer l'énergie cinétique. La plus forte chute de grêle a été mesurée à Madiran, avec des grêlons de 21 mm et une énergie de 460 J/m².

2.2. Principe du générateur

Depuis 1987, Gilbert Pailhas utilise des générateurs à iodure d'argent (figure 7). Ces générateurs dispersent des noyaux glaçogènes d'iodure d'argent dans les courants ascendants qui forment les cumulo-nimbus. Il s'agit de réduire la dimension des grêlons : ceux-ci tombent alors plus lentement et fondent en totalité ou en partie avant d'atteindre le sol. Compte tenu des quantités d'énergie mises en œuvre dans une cellule orageuse, il s'agit de perturber les équilibres microphysiques pour modifier les processus de formation des précipitations.

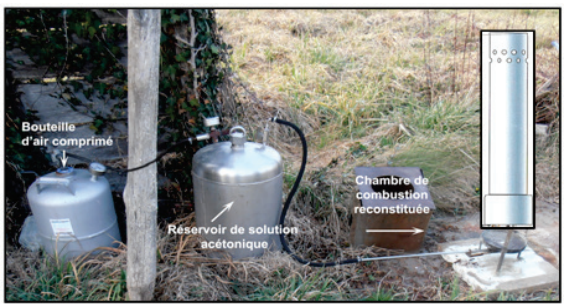


Figure 7 : Exemple de générateur de noyaux glaçogènes type Vortex (la chambre de combustion démontée a été reconstituée schématiquement sur la photo).

Un apport d'énergie en apparence insignifiant peut alors suffire à rompre les équilibres métastables dans l'atmosphère. L'ensemencement consiste à introduire des noyaux de congélation artificiels dans les nuages pour modifier les échanges entre les différents états de l'eau (vapeur, liquide, solide). Les recherches sur les noyaux de congélation ont permis de montrer que l'iodure d'argent est la particule la plus efficace dès -5°C. D'autres éléments associés en faible quantité à l'iodure d'argent ont permis d'améliorer encore le rendement en noyaux de congélation. De plus il est relativement facile de produire une grande quantité de noyaux sous forme d'aérosol avec un seul gramme d'iodure d'argent : un générateur à vortex, brûlant une solution d'iodure d'argent à 1 %, produit 200 milliards de particules par seconde, efficaces à -15°C. Les cumulo-nimbus ont une base à faible altitude, ce qui justifie

l'utilisation de dispositif au sol. D'autre part, les générateurs peuvent être installés dans des zones accidentées. Ils vaporisent une molécule complexe d'iodure d'argent (AgI) composant chimique inorganique qui possède une structure cristalline similaire à celle de la glace. Le mode de combustion en vortex permet de réaliser ces conditions au sein d'une flamme stable contenue dans une cheminée (figure 7). Une réserve d'air comprimé et un détendeur maintiennent sous pression la solution acétonique d'iodure d'argent dans un réservoir en acier inoxydable. Cette solution est pulvérisée grâce à un gicleur de précision au fond d'une cheminée avec entrées d'air tangentielles, mise à feu à l'aide d'un dispositif astucieux, créé par Gilbert Pailhas. La solution fabriquée est dosée à 8 grammes d'iodure d'argent par litre. La portée d'un générateur varie en fonction des situations météo, les noyaux d'iodure d'argent sont « aspirés » par les courants ascendants.

Conclusion : efficacité du générateur au sol

Un générateur, pour être efficace, doit être intégré à un réseau afin de couvrir toute une région. La campagne de lutte anti-grêle s'étend du 15 avril au 15 septembre, période où les orages de grêle sont plus dévastateurs. Gilbert et Jean-Marc Pailhas sont des bénévoles disponibles 7 jours sur 7 et 24 heures sur 24, pour assurer la mise en marche des générateurs. Météo-France avertit les opérateurs par le biais de l'ANELFA. Ils doivent remplir soigneusement des fiches d'activité. La difficulté vient de la fiabilité de la prévision d'orage de grêle faite 3 ou 4 heures à l'avance car les particules ont besoin de ce temps pour atteindre le sommet du nuage. Parfois il n'y a pas d'alerte, mais bon connaisseur des situations météo dangereuses, Gilbert Pailhas n'hésite pas à mettre en route son générateur, initiative souvent couronnée de succès. Pour optimiser le traitement d'un maximum de cellules convectives orageuses, il est nécessaire de mettre en place un maillage dense de l'ordre de 10 générateurs pour 1000 km^2. Chaque orage possède ses propres caractéristiques de vitesse et de direction et ce n'est donc qu'à posteriori que l'on peut déterminer quels sont les générateurs qui ont participé à la prévention un jour donné. Cependant, l'utilisation de l'iodure d'argent diminue la taille des grêlons de façon sensible, mais provoque de fortes précipitations dans une zone de collines à forte pente, entraînant de tels ravinements qu'il faut parfois arrêter les générateurs. L'ANELFA estime à 40-50 % l'efficacité de cette pratique (ANELFA, 2003). Gilbert Pailhas estime que les chutes de grêle dévastatrice ont diminué de 90 % dans son secteur.

Remerciements à André Dartigues, Pierre Dedieu et Gilbert Pailhas.

Références bibliographiques

ANELFA, 2003 : *Lutte contre la grêle avec un réseau de générateurs au sol*. Brochure, Toulouse, Qortab design, 12 p.

Avila F., 1999 : *Recherche sur les topoclimats thermiques en relief peu contrasté*. thèse université de Pau et Pays de l'Adour, 315 p.

Avila M., Avila F., Dartigues A., 2008 : *Au cœur de l'Adour.* Editions Atlantica, 267 p.

Vinet F., 2000 : *Le risque grêle en agriculture.* Tec & Doc éditions, 237 p.

WWW. Anelfa.asso.fr.

WWW.Wetterzentrale.de (archives cartographiques depuis 1876).

WWW.weather.uwyo.edu/upperair/sounding/html (sondages atmosphériques, Université du Wyoming, États-Unis).

RÉDUCTION DE LA VULNÉRABILITE DES SOLS AU STRESS HYDRIQUE PAR LES PRATIQUES DE L'AMENDEMENT ORGANIQUE

Abdoulaye BADIANE [1, 2, 3], Dominique MASSE [2] et Ndèye Y. BADIANE NDOUR [1, 2]

[1] *Laboratoire National de Recherches sur les Productions Végétales, ISRA BP 312 Dakar, Sénégal.*
[2] *Centre de Recherche IRD-ISRA de Bel-Air, Laboratoire d'Ecologie Microbienne des Sols et Agrosystèmes Tropicaux, B.P. 1386. CP 18524 Dakar, Sénégal.*
[3] *Département de Biologie végétale, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal.*
badiane_abdou@yahoo.fr, dominique.masse@ird.fr

Résumé *: Cette étude décrit les effets des apports de la matière organique (MO) sur les propriétés microbiennes du sol sous stress hydrique. Cette recherche est placée dans le contexte de l'atténuation des effets du changement climatique. Il est émis l'hypothèse que les apports de MO peuvent modifier et limiter l'effet du stress hydrique sur les fonctions des microorganismes du sol. Sous stress hydrique, les apports organiques localisés associés à un apport d'azote minéral ont eu des effets positifs significatifs (P <0,05) sur la densité microbienne par rapport au traitement avec épandage de la MO et au témoin. Le stress hydrique a stimulé l'activité métabolique spécifique qui pourrait être un mécanisme de résistance métabolique. L'apport de MO a favorisé la croissance et les activités des microorganismes du sol par la rétention d'humidité accrue.*

Mots-clés *: Stress hydrique, densité microbienne, activité métabolique spécifique.*

Abstract: Reducing vulnerability to soil water stress by the practices of organic amendment.
This study describes the effects of organic matter input on soil microbial properties under water stress. This research is placed in the context of climate change impact mitigation. It is hypothesized that inputs of organic matter can modify and limit the effect of water stress on the functioning of soil microbial communities. Under water stress, organic inputs located at the pocket of seedlings associated with a supply of mineral nitrogen had significant positive effects (P <0.05) on microbial density compared to a treatment consisting in spreading the same material on the entire plot surface and to the control. Water stress seems to have stimulated a specific metabolic activity which could be a metabolic resistance. In addition, the organic matter input may have allowed the soil to foster the growth and activities of soil microbial populations by increased moisture retention.

Keywords*: Water stress, microbial density, specific metabolic activity.*

Introduction

Les sols jouent un rôle central dans la régulation des flux environnementaux vers l'atmosphère ou l'hydrosphère : stockage du C, émission de gaz à effet de serre (CO_2, N_2O, CH_4) accumulation d'azote minérale et lixiviation du nitrate. Cette régulation des flux implique des interactions complexes entre caractéristiques physico-chimiques, matières organiques des sols (MOS) et communautés microbiennes édaphiques. Les fonctions microbiennes des sols jouent un rôle majeur dans la fourniture de ces services par les écosystèmes. Le fonctionnement biologique des sols est fortement soumis à l'influence des facteurs climatiques tels que la variabilité inter et intra-saisonnière des pluies. Cette variabilité est synonyme de risque et d'incertitude en ce qu'elle crée des stress hydriques récurrents. Les effets primaires d'un stress hydrique à l'échelle des microorganismes du sol sont physiologiques. Schimel *et al.* (2007) ont montré que les microorganismes peuvent s'acclimater au stress immédiat en modifiant l'allocation des ressources de la croissance aux voies de survie**.** Les perturbations liées au stress hydrique peuvent entrainer donc un dysfonctionnement physiologique chez les microorganismes du sol avec comme effets une modification de leurs activités (Schimel *et al.,* 2007)**.** Les microorganismes peuvent s'adapter au stress sur une longue période en modifiant leurs capacités génétiques (Walker *et al.,* 2006) pour améliorer leurs fonctions vis-à-vis de ces conditions. Certaines études d'écologie microbienne des sols (Djigal *et al.,* 2012) ont montré que les communautés microbiennes répondaient aux modes de gestion agricole des sols en comparant les caractéristiques de ces communautés dans différents contextes culturaux (labour et non labour, systèmes fertilisés et

non fertilisés). L'apport au sol d'intrants organiques est le principal mode de gestion de la fertilité des sols, que ce soit dans les systèmes traditionnels ou dans les systèmes de culture innovants basés sur les principes de l'agro-écologie. L'objectif de notre étude est d'étudier l'effet de différents modes d'apport organique sur l'activité microbienne dans des conditions de stress hydrique. L'hypothèse est que l'apport localisé de MO permet aux fonctions microbiennes de mieux résister face à un stress hydrique. Cette communication présente les résultats d'une expérimentation au champ en condition contrôlée, sous pluies simulées artificiellement, sur l'effet d'un apport localisé versus apport en épandage des MO avec ou sans fertilisation azotée sur la densité et les activités microbiennes du sol.

1. Matériel et méthodes

1.1. Site d'étude

Le site d'étude se trouve dans la station de recherche agricole de Bambey (latitude 16°28'N, longitude 14°42'O) au Sénégal. Le climat est de type sahélien, avec une saison des pluies unimodale marquée par une longue saison sèche (de novembre à mai) et une courte saison pluvieuse (de juin à octobre). La pluviosité moyenne annuelle est de 499 mm de 1989 à 2009. Les sols sont de type Arénosols selon la classification FAO (FAO, 2006).

1.2. Dispositif expérimental et échantillonnage de sol

Le dispositif a été mis en place en saison sèche (mars-juin 2010) avec un système d'irrigation pour contrôler les quantités d'eau apportées. Trois facteurs ont été testés. Le premier facteur comprenait deux régimes hydriques : un régime basé sur des apports hydriques équivalents à l'évapotranspiration maximale (ETM) tout au long du cycle cultural, et un régime dit de stress hydrique (STR) par un arrêt total des apports d'eau entre le 60ème et 74ème jour après semis (JAS). Un stress hydrique appliqué à cette période du cycle cultural aurait un effet maximal sur la production végétale (Farré et Faci, 2009) et éventuellement sur la densité et les activités microbiennes du sol. Le deuxième facteur étudié concernait le mode d'apports de matières organiques au sol, avec trois modalités : un témoin sans apport (T0), un apport localisé de fumier au niveau du poquet de semis (T1) et enfin un apport de fumier en épandage sur l'unité expérimentale (T2). La matière organique apportée était un fumier récolté à l'étable dans des élevages de bœuf. La dose d'application était de 5 Mg. ha^{-1} de matière sèche dans les traitements T1 et T2. Le troisième facteur était un apport (avec N) ou non (sans N) d'azote minéral sous forme d'urée à raison de 200 kg. ha^{-1}. L'échantillonnage de sol (0-10 cm) a été effectué au 67ème jour après semis c'est-à-dire au milieu de la période de stress hydrique. La distance inter poquets était de 0,25 m et l'échantillonnage a été effectué de la même manière pour chaque traitement entre les poquets de semis. Les échantillons ont été séchés à l'air, tamisés à 2 mm et conservés à température ambiante.

1.3. Quantification de l'azote minéral

L'azote minéral (NH_4^+, NO_3^-) du sol a été déterminé par colorimétrie après extraction saline au KCl (2M KCl). Les teneurs en nitrate (NO_3^-) et en ammonium (NH_4^+) ont été mesurées avec un auto analyseur à flux continu suivant la méthode de Bremner (1965).

1.4. Biomasse microbienne (BM)

La biomasse microbienne-N a été déterminée par la méthode de fumigation-extraction (Amato et Ladd, 1988) en mesurant la ninhidrin-N composés réactifs extraits de sols avec KCl (2M) après une période de 10 jours de fumigation. La biomasse microbienne C a été estimée par le gain en ninhidrin-réactive N après la fumigation, multiplié par 21 (Amato et Ladd, 1988).

1.5. Activité déshydrogénase

Un gramme de sol a été incubé avec 1 ml de triphényltétrazolium chloride 0,4 % (W/V) pendant 24 h à 25°C dans du tampon Tris-HCl pH 7,8. Le triphénylformazan (TPF) formé a été extrait avec 5 ml d'acétone après agitation pendant 2 h puis centrifugation à 10000 tours/s pendant 6 mn. Le TPF a été mesuré au spectrophotomètre (spectronic 401) à une longueur d'onde de 546 mn (Thalman, 1968).

1.6. Activité métabolique microbienne

L'activité métabolique microbienne a été évaluée en déterminant le ratio de l'activité d'une enzyme intracellulaire (activité déshydrogénase) sur la biomasse microbienne du sol C (Deng *et al.,* 2006).

2. Résultats

L'analyse statistique des résultats a été effectuée avec le logiciel XLSTAT. L'analyse de la variance (ANOVA) et le test des moyennes de Fisher au seuil de 5 % ont été utilisés pour comparer les différents traitements.

Les résultats de la quantification de l'azote minéral total (nitrate et somme nitrate-ammonium) sont présentés dans le tableau 1. La variabilité des résultats concernant NO_3^- s'explique par l'effet de l'apport de la fertilisation minérale azotée (tableau 2). En effet, la fertilisation minérale azotée a induit une augmentation de l'ordre de 203,7 % de la quantité de nitrate mesurée dans les sols avec N comparativement aux sols sans N.

Tableau 1 : Résultats de la quantification du nitrate (NO_3^-) et du total d'azote minéral ($NO_3^- + NH_4^+$) du sol en fonction du régime hydrique (ETM et STR) et de la fertilisation azotée (avec et sans N). T0=témoin, T1=apport localisé de MO, T2=apport en épandage de MO.

Traitements	Avec N						Sans N					
	ETM			STR			ETM			STR		
	T0	T1	T2	T0	T1	T2	T0	T1	T2	T0	T1	T2
NO_3^- ($\mu g\ N\text{-}NO_3\ g^{-1}$)	**2,05**	**3,00**	**3,47**	**3,1**	**6,72**	**7,85**	**1,5**	**1,25**	**2,15**	**1,15**	**0,65**	**1,92**
Total N minéral ($\mu g\ N.\ g^{-1}$ sol sec)	**3,72**	**5,05**	**4,77**	**6,12**	**9,35**	**11,4**	**3,25**	**3,9**	**3,85**	**3,3**	**2,9**	**3,47**

Les traitements T1 et T2 avec N sont significativement (*P<0,05*) plus élevés que T1 et T2 sans N sous stress hydrique STR (tableau 1). Pour l'azote minéral total ($NO_3^- + NH_4^+$) il n'y a pas de différence significative liée aux modes d'apports de MO. Le facteur azote a eu un effet significatif (tableau 2) sur les teneurs en N-minéral total qui ont augmenté de 95,5 % dans les sols des parcelles des traitements avec N par rapport aux sols des traitements sans N. Cette observation est confortée par les résultats obtenus entre le traitement T2 avec N sous STR qui est significativement (*P<0,05*) plus élevé que T2 sans N sous STR et T2 avec N sous ETM (tableau 1).

La biomasse microbienne était significativement plus importante avec des apports organiques (figure 1a). L'apport localisé T1 a entrainé une hausse de 39,7 % de la BM du C par rapport au témoin T0 alors que l'épandage ne permettait qu'une augmentation de 8,5 %. Le régime hydrique a également eu un effet significatif (*P<0.05*) sur la biomasse microbienne avec le stress qui a induit une réduction de 52,07 % de la biomasse par rapport au régime en ETM. La biomasse microbienne mesurée sur les sols de T1 était significativement (*P<0,05*) supérieure au traitement T0 en condition d'approvisionnement optimale en eau (ETM). Il n'y

a pas eu d'effets azote sur la biomasse microbienne. L'analyse statistique suggère que la variabilité des résultats de BM est liée au régime hydrique (RH) et à la matière organique MO (tableau 2).

Tableau 2 : ANOVA à 3 facteurs (MO, RH, N) sur les variables de biomasse (BM) et d'activités microbiennes. Le modèle testé est un modèle sans les interactions.

Source de variation	Paramètre statistique	BM	Deshydrogénase	Deshydrogénase/BM	NO_3^-	NO_3^-+ NH_4^+
Modèle général	R^2	0,331	0,323	0,205	0,249	0,261
	F	5,322	3,695	1,939	3,567	3,803
	Pr > F	0,001	0,014	0,130	0,013	0,010
MO	F	**4,129**	**5,340**	1,206	1,346	0,977
	Pr > F	**0,023**	**0,010**	0,313	0,271	0,385
RH	F	**12,026**	1,875	**4,679**	1,977	3,574
	Pr > F	**0,001**	0,181	**0,039**	0,167	0,065
N	F	1,004	2,226	0,428	**9,600**	**9,682**
	Pr > F	0,322	0,146	0,518	**0,003**	**0,003**

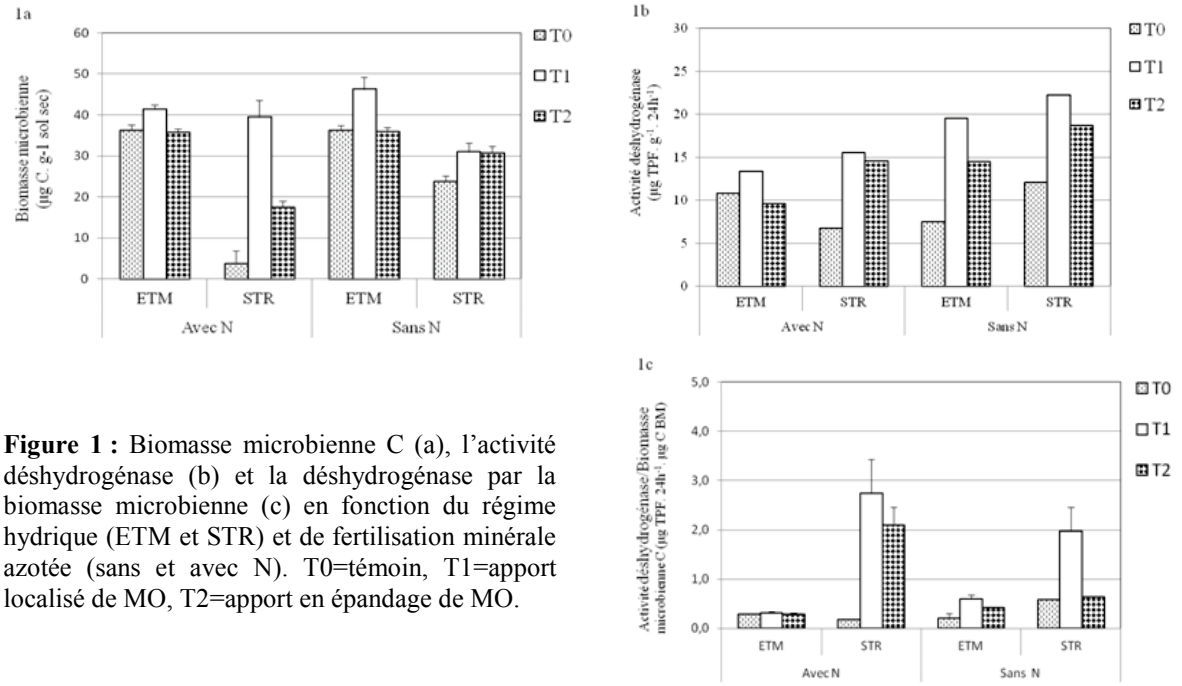


Figure 1 : Biomasse microbienne C (a), l'activité déshydrogénase (b) et la déshydrogénase par la biomasse microbienne (c) en fonction du régime hydrique (ETM et STR) et de fertilisation minérale azotée (sans et avec N). T0=témoin, T1=apport localisé de MO, T2=apport en épandage de MO.

Concernant la déshydrogénase, les différences observées sont liées uniquement aux effets des modes d'apport de MO différenciées (tableau 2). L'apport localisé a entrainé une augmentation de 95,4 % de l'activité déshydrogénase par rapport au sol témoin, alors que l'épandage a entraîné une augmentation de 52,4 %. L'activité déshydrogénase est supérieure avec T1 sous STR comparé à T0 sous ETM, T0 avec N sous STR et T2 sous ETM. Sous STR, l'apport N en T0 entraine une forte diminution de l'activité déshydrogénase. Le traitement T2 avec N est plus élevé que T2 sans N sous STR et T2 avec N sous ETM. Pour l'activité métabolique microbienne, le facteur régime hydrique a eu un effet considérable sur les microorganismes qui s'est traduit par une stimulation de leur activité en situation de stress hydrique (figure 1c). Il y a donc un effet du stress sur les microorganismes qui stimule leur activité métabolique (tableau 2). En effet, le stress a induit une augmentation à une proportion de 310 % de l'activité métabolique des microorganismes.

3. Effets de la méthode d'apport sur la densité et les activités microbiennes du sol

Les modes d'application des MO ont eu des effets sur la densité et les activités des communautés microbiennes du sol. Les résultats ont montré que la fertilisation organique localisée T1 a davantage augmenté la biomasse et les activités microbiennes (activité uréase, activité métabolique) que la fertilisation organique épandue. Ces résultats corroborent ceux de Parham *et al.* (2003) qui ont montré que les pratiques agricoles (semis direct avec restitution des résidus de récolte versus labour sans restitution de résidus de récolte) peuvent augmenter ou réduire la densité et les activités enzymatiques dans le sol. Dans l'étude de Parham *et al.* (2003), il a aussi été montré que l'application d'un amendement de fumier de bovins de longue durée enrichissait le sol en microorganismes r et k stratégiques alors que l'application de l'engrais minéral ne favorisait que les microorganismes k stratégiques.

Notre étude a montré que l'apport de matières organiques a eu un impact positif sur la biomasse et sur les activités microbiennes mais avec une influence des modes d'apports. Ce résultat est conforme aux résultats obtenus par Parham *et al*. (2002, 2003) et Plaza *et al*. (2004). Lu *et al.* (2011) ont montré que l'ajout d'azote induit une perte de biomasse microbienne dans le sol de 5,8 %.

Nos analyses indiquent que la variabilité des résultats sur la densité microbienne ne s'explique pas par l'effet de la fertilisation minérale azotée. Les apports localisés limitent l'effet du stress sur les micro-organismes et leur activité. L'apport localisé a créé au niveau du sol des conditions favorables à la croissance et l'activité microbienne. La grande résistance à un stress hydrique avec un apport localisé peut être attribuée à l'effet direct de la présence d'une ressource organique en plus grande quantité, mais également à l'effet indirect d'une bonne porosité induite au niveau du sol qui favorise les microorganismes aérobies et leurs activités. En effet, Rasool *et al.* (2007) ont observé que dans l'horizon de sol 0-15 cm la porosité du sol augmente de 25 % avec l'application du fumier. La matière organique localisée accroît beaucoup plus la disponibilité du C organique pour les microorganismes du sol que le mode en épandage. Des études (Deng et Tabatabaï, 1997) ont montré que l'activité de la plupart des enzymes dans le sol est significativement corrélée au contenu en C organique. Si l'on applique le stress (STR), il y a une baisse significative de la biomasse microbienne pour T0 et T2 par rapport à T1 avec l'ajout N minéral (Avec N). En situation de stress hydrique, on observe donc peu d'effet de l'apport de N mais une tendance à l'augmentation de la biomasse microbienne pour l'apport localisé de MO. Le stress n'affecte pas la BM dans le traitement apport localisé (T1). Il semblerait même insuffisant pour détruire la biomasse microbienne endogène dans la gestion localisée du sol, indiquant qu'elle semble bien adaptée aux conditions climatiques défavorables. Le stress hydrique stimule l'activité métabolique spécifique (figure 1c) qui induit un système métabolique de résistance et de survie *(*Schimel *et al.,* 2007) pour l'exploitation des MO localisés. En outre, cette façon d'amender le sol a permis de retenir l'humidité et de favoriser la croissance et les activités des populations microbiennes telluriques.

Conclusion

L'apport localisé de la matière organique crée au niveau du sol des îlots de fertilité qui permettent aux microorganismes de puiser des nutriments nécessaires à leur croissance. Les paramètres microbiologiques et biochimiques n'ont pas été très affectés par le stress dans la gestion localisée par rapport au sol témoin et à l'épandage. La méthode d'apport de matière organique au niveau du sol pourrait donc constituer un levier efficace pour lutter contre les effets du stress hydrique sur les fonctions microbiennes et sur les services écosystémiques rendues par les sols.

Références bibliographiques

Amato M., Ladd J.N., 1988 : Assay of microbial biomass based on ninhydrin-reactive nitrogen in extracts fumigated soils. *Soil Biology and Biochemistry*, 20, 107-114.

Bremner J. M., 1965 : Nitrogen availability indexes. In: Black, C. A. (Eds). Methods of soil Analysis, Part 2. *American Society of Agronomy*, Madison, WI, 1324-1345.

Deng S.P., Parham J.A., Hattey J.A., Babu D., 2006 : Animal manure and anhydrous ammonia amendment alter microbial carbon use efficiency, microbial biomass, and activities of dehydrogenase and amidohydrolases in semiarid agroecosystems. *Applied Soil Ecology*, 33, 258-268.

Deng S.P. and M.A. Tabatabai, 1997 : Effect of tillage and residue management on enzyme activities in soils: III. Phosphatases and Arylsulfatase. *Biol. Fertil. Soil*, 24, 141-146.

Djigal D., Saj S., Rabary B., Blanchard E., Villenave C., 2012 : Mulch type affects soil biological functioning and crop yield of conservation agriculture systems in a long-term experiment in Madagascar. *Soil & Tillage Research*, 118, 11-21.

FAO, 2006 : *World Reference Base For Soil Resources. A framework for International classification, correlation and communication*. 103 pp.

Farré I., Faci, J-M. 2009 : Deficit irrigation in maize for reducing agricultural water use in a Mediterranean environment. *Agricultural Water Management*, 96, 383-394.

Lu M., Yang Y., Luo Y., Fang C., Zhou X., Chen J., Yang X., Li B., 2011 : Responses of ecosystem nitrogen cycle to nitrogen addition: a meta-analysis. *New Phytologist*, 189, 1040-1050.

Parham J.A., Deng S.P., Raun W.R., Johnson G.V., 2002 : Long-term cattle manure application in soil. Part I: effect on soil phosphorus levels and activities of enzymes involved in phosphorus transformations in soil. *Biol. Fert. Soils*, 35, 328-337.

Parham J.A., Deng S.P., Raun W.R., 2003 : Long-term cattle manure application in soil. Part II: effect on soil microbial populations and community structure. *Biol. Fert. Soils*, 38, 209-215.

Plaza C., Hernandez D., Garcia-Gil J.C., Polo A., 2004 : Microbial activity in pig slurry-amended soils under semiarid conditions. *Soil. Boil. Biochem.*, 36, 1577-1585.

Rasool R., Kukal S.S., Hira G.S., 2007 : Soil physical fertility and crop performance as affected by long term application of FYM and inorganic fertilizers in rice–wheat system. *Soil. Till. Res.*, 96, 64-72.

Schimel J., Balser C. T., Wallenstein M., 2007 : Microbial stress-response physiology and its implications for ecosystem function. *Ecology*, 88, 1386-1394.

Sun B., Zhou S.L., Zhao Q.G., 2003 : Evaluation of spatial and temporal changes of soil quality based on geostatistical analysis in the hill region of subtropical China. *Geoderma*, 115, 85-99.

Thalman A., 1968 : Zur Methodik der Bestimmung der Dehydrogenaseaktivität im Boden mittels Trphenyltetrezoliumchlorid (TTC). *Landwirtsch Forsch.*, 21, 249-258.

Walker V. K., Palmer G. R. and Voordouw G., 2006 : Freeze– thaw tolerance and clues to the winter survival of a soil community. *Applied and Environmental Microbiology*, 72, 1784-1792.

Wander M.M., Traina S.J., Stinner B.R., Peters S.E., 1994 : Organic and conventional management effects on biologically active soil organic matter pools. *Soil. Sci. Soc. Am. J.*, 58, 1130-1139.

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET FEUX EN NOUVELLE-CALÉDONIE

Renaud BARBERO et Vincent MORON

Université d'Aix-Marseille & CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80 Aix en Provence, 13545 Aix en Provence, France. moron@cerege.fr

***Résumé** : Ce travail porte sur la relation entre la variabilité pluviométrique en Nouvelle-Calédonie et les températures de surface océanique dans le Pacifique tropical (1950-2010) et leurs impacts sur les feux. Nous montrons dans un premier temps que les anomalies négatives de précipitations favorisent la fréquence et la propagation des feux entre septembre et décembre. Nous montrons ensuite que ces anomalies sont prévisibles plusieurs mois à l'avance via la persistance des anomalies thermiques de surface de l'océan Pacifique tropical, et plus particulièrement des anomalies thermiques à proximité de la ligne de changement de date équatoriale. Un modèle prédictif basé sur les états thermiques de l'indice Niño 4 permet de prédire de façon robuste l'intensité de la saison des feux à venir.*

***Mots-clés** : Nouvelle-Calédonie, variabilité pluviométrique, feux, températures de surface océanique.*

Abstract: Climate variability and fires in New Caledonia.
This study focuses on the relationships between rainfall variability, sea surface temperature in the tropical Pacific Ocean and their impacts on fire activity. We show that negative rainfall anomalies are related with fire frequency and fire extent during the September-December season. We also show that rainfall anomalies are partly linked with sea surface temperature anomalies near the equatorial dateline. An empirical statistical scheme for predicting the September to December fires in New Caledonia based on Niño 4 index in June-August has been developed. The correlation between the observed and simulated total burned area on the record period is 0.87.

***Keywords**: New Caledonia, rainfall variability, wildfires, sea surface temperature.*

Introduction

Les feux représentent un système interactif complexe impliquant aussi bien les usages et pratiques socio-éco-culturels que des facteurs naturels, eux-mêmes fortement couplés comme la végétation et le climat (van der Werf *et al.*, 2008). Il est ainsi généralement établi que le climat joue un rôle du fait de son influence à moyen et long terme sur la végétation, à côté d'autres facteurs comme les sols et la topographie, et de certaines conditions atmosphériques particulières à moyen et court terme, comme une sécheresse, une forte chaleur ou des vents forts. L'impact des conditions climatiques est surtout marqué sur la propagation et, par conséquent, la superficie des feux alors que l'ignition est généralement considérée comme principalement induite par des facteurs humains. Outre leur rôle dans la dynamique de la végétation et les cycles bio-géo-chimiques, les feux façonnent et contribuent fortement à l'évolution de la biodiversité. Ce rôle est accru dans les îles tropicales qui concentrent généralement une énorme biodiversité. La Nouvelle-Calédonie en est un exemple. Nous analysons ici la relation entre les feux détectés par ATSR (83 pixels de feux détectés sur la période 1996-2008) et MODIS (3707 pixels de feux détectés sur la période 2000-2008) et la variabilité thermique et pluviométrique en Nouvelle-Calédonie à partir d'un réseau de 86 stations météorologiques. La relation entre les TSO du Pacifique tropical et la variabilité pluviométrique néo-calédonienne sera ensuite explorée sur une période plus longue (1950-2010).

1. Les feux détectés par MODIS en Nouvelle-Calédonie

La saisonnalité des feux détectés par les instruments MODIS (Giglio *et al.*, 2006 ; Giglio, 2007) en Nouvelle-Calédonie est classique pour la zone tropicale, avec un maximum d'occurrence et de surfaces brûlées à la fin de la saison fraîche/sèche et lors de la transition vers la saison pluvieuse et chaude (septembre-décembre). La figure 1a montre que les pixels

MODIS I (= tous les pixels de feux détectés en Nouvelle-Calédonie par MODIS, période 2000-2008) sont largement disséminés à travers la Nouvelle-Calédonie bien que certaines parties de la « Grande Terre » (au sud-est mais également certains secteurs montagneux au centre) restent épargnées.

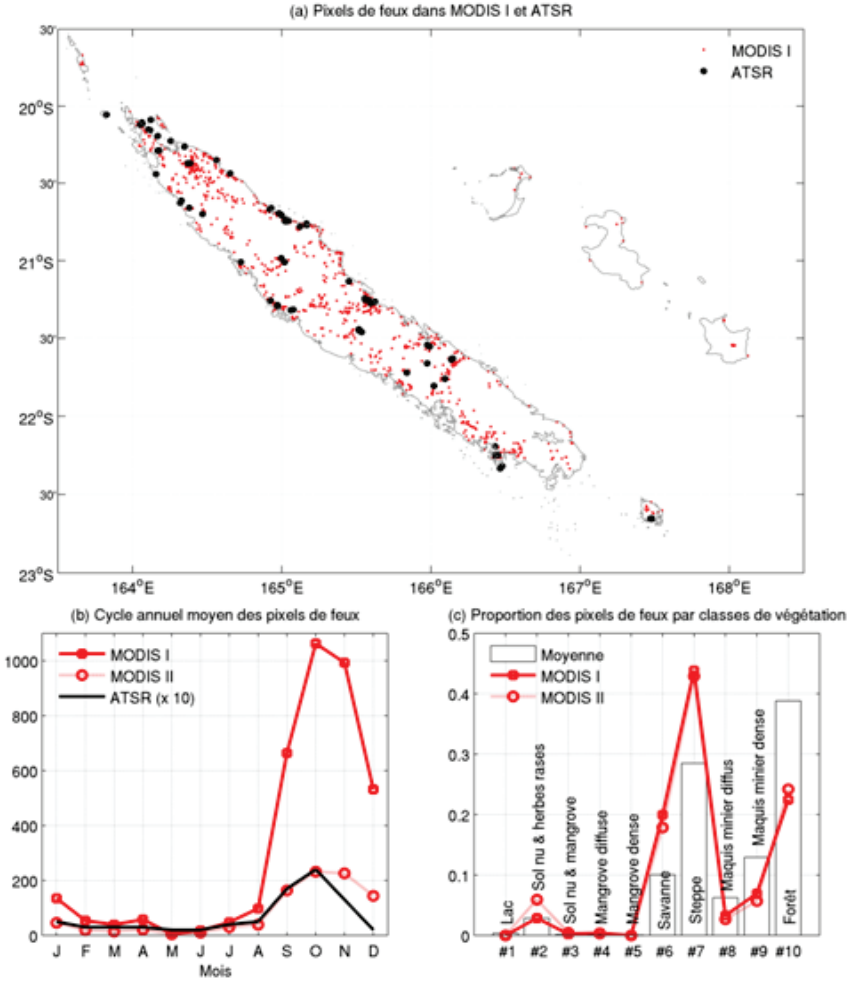


Figure 1 : *(a) Pixels de feux détectés par MODIS en Nouvelle-Calédonie (2000-2008) et ATSR (1996-2008). (b) Cycles annuels des feux MODIS I, MODIS II et ATSR. Chaque valeur est calculée comme la moyenne de la fréquence mensuelle sur la période disponible. (c) Fraction des feux MODIS I et MODIS II en fonction des différents types d'occupation du sol. La couverture moyenne de chaque type de végétation est représentée par les barres blanches.*

La fréquence mensuelle moyenne des feux montre une tendance unimodale avec un pic à la fin de la saison froide/sèche et au début de la saison chaude/humide (figure 1b), au moment où l'augmentation des températures se superpose à de forts déficits hygrométriques. En effet, le combustible des débris ligneux et des espèces herbacées s'assèche à partir de mai-juin et la végétation devient alors vulnérable aux incendies à la fin de la saison sèche. La saison des feux se produit donc chaque année approximativement entre septembre et décembre. Près de 88 % des feux MODIS I, 81 % des feux MODIS II (qui renseigne uniquement les départs de feux) et 67 % des feux ATSR se produisent durant cette saison. Le ratio 1/10 entre les feux MODIS II et les feux ATSR s'explique en partie par la différence d'échantillonnage temporel (seuls 83 pixels de feux sont détectés par ATSR). La relation entre l'occurrence des feux et l'occupation des sols montre (*i*) que les savanes et les brousses sont les surfaces les plus sensibles aux incendies et (*ii*) que les forêts et le maquis minier restent relativement épargnés (figure 1c).

2. Les conditions pluviométriques antécédentes aux feux

Chaque feu détecté par MODIS et ATSR a été associé à un indice de sécheresse quotidien standardisé (Effective Drought Index – EDI) calculé à la station Météo-France la plus proche. Le percentile 75 % de l'EDI reste positif au moins 40 jours avant les feux MODIS (figure 2), ce qui correspond à une anomalie négative de précipitations durant au moins 100 jours avant un feu puisque l'EDI intègre ici les précipitations sur une fenêtre de 60 jours.

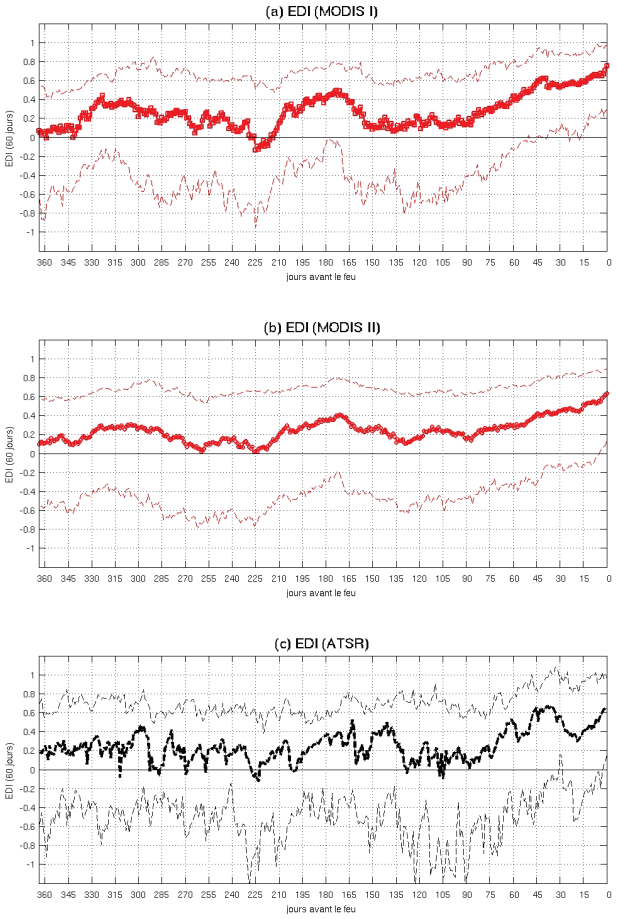


Figure 2 : *Médiane (tirets en gras) et percentiles 25 % et 75 % (tirets) de l'Effective Drought Index (EDI) calculé sur une fenêtre de 60 jours à partir des stations météorologiques Météo-France les plus proches des feux. L'EDI est représenté sous forme de compte à rebours remontant 365 jours avant le jour du feu (a) MODIS I, (b) MODIS II et (c) ATSR.*

Les variations de l'EDI associé aux feux ATSR sont légèrement plus bruitées (figure 2c) probablement en raison de la taille de l'échantillon. Ce résultat suggère que des anomalies négatives de pluies entre juin et décembre précèdent (et donc favorisent) l'occurrence des feux. En d'autres termes, une sécheresse à moyen terme (*i.e.* ~3 mois) aux alentours de la fin de la saison froide/sèche (qui peut être perçue ici comme un démarrage tardif de la saison pluvieuse), augmente significativement le risque de feu. On constate cependant que la médiane de l'EDI tend à revenir vers zéro environ 135-150 jours avant un feu (figure 2), suggérant un léger retour à des conditions normales entre février et mai, ce qui nous renvoie à la fin de la saison humide précédente si l'on tient compte de la climatologie du cycle saisonnier (Barbero *et al.*, 2011). Hormis ce signal, la médiane tend à rester au-dessus de zéro tout au long de l'année qui précède le feu, ce qui revient à dire que l'occurrence des feux augmente au cours d'une année anormalement sèche (figure 2).

3. L'impact de l'ENSO sur les précipitations en Nouvelle-Calédonie

La position géographique de la Nouvelle-Calédonie dans le sud-ouest du Pacifique tropical et la saisonnalité des feux engendrent une forte prévisibilité potentielle en liaison avec le

forçage des épisodes El Niño Southern Oscillation (ENSO). En effet, la phase de ce dernier est généralement établie depuis l'automne austral et il est alors en plein développement. Les corrélations entre les indices d'activité de l'ENSO et la moyenne spatiale des anomalies de précipitations locales standardisées (IAS, Katz et Glantz, 1986) atteignent leur maximum d'intensité entre août-octobre et janvier-mars, avec un maximum centré sur octobre et novembre (figure 3). Les corrélations les plus fortes sont observées avec les indices de Températures de Surface des Océans (TSO) du Pacifique central (*i.e.* les indices définis internationalement par 'Niño 4' et 'Central Pacific' (CP)), tandis que l'indice 'Eastern Pacific' (EP) est totalement décorrélé de l'IAS. Les corrélations sont également plus faibles durant l'hiver austral (figure 3) puisque l'IAS est alors partiellement lié à des perturbations extratropicales et des interactions tropicales/extratropicales qui ne sont pas nécessairement pilotées par l'ENSO.

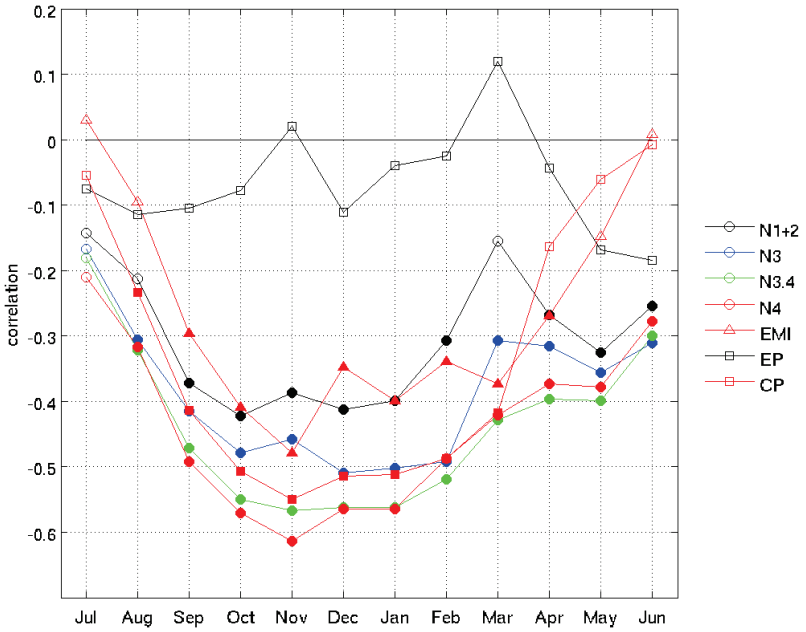


Figure 3 : *Corrélations entre les anomalies de précipitations locales standardisées (IAS) en Nouvelle-Calédonie calculées sur des segments glissants de 3 mois et divers indices de l'activité de l'ENSO (Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4, Niño 4, Eastern Pacific (EP), Central Pacific (CP), El Niño Modoki index (EMI)) sur la période 1950-2010. Les corrélations significatives au seuil bilatéral 95 % selon un test de phase aléatoire sont représentées par des symboles remplis (Janicot et al., 1996).*

L'impact des événements chauds ayant une forte amplitude sur le centre du Pacifique (ENSO « *Central Pacific* » (CP) ; Kao et Yu, 2009) ou « *Modoki* » (Ashok *et al.*, 2007) est alors très clair avec une forte anomalie positive des précipitations près de la ligne de changement de date équatoriale, accompagnée par une anomalie de subsidence aux latitudes subtropicales du Pacifique du sud-ouest. Les feux sont alors particulièrement fréquents et/ou étendus en Nouvelle-Calédonie. De même, les conditions atmosphériques associées aux jours durant lesquels se produisent des feux sont de fait très similaires aux anomalies saisonnières moyennes liées aux phases chaudes de l'ENSO. Il y a donc une adéquation entre deux échelles temporelles.

4. La prédiction des feux à partir des états de l'ENSO

La prédiction des surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie (SBNC - prédictand) est donc réalisée à partir d'un Modèle Linéaire Généralisé (MLG) avec l'indice Niño 4 en juin-août comme prédicteur. Un lien logarithmique entre les deux variables est imposé au modèle afin

de prendre en compte l'augmentation exponentielle des feux durant les épisodes centraux (CP) chauds (*i.e.* 2002 et 2004). Le modèle est construit en validation croisée, les paramètres du modèle étant estimés de façon itérative à partir des 11 années d'apprentissage et sont utilisés ensuite pour prédire la saison restante. Cette procédure est répétée 12 fois, pour chaque année cible. La figure 4a montre les SBNC observées et simulées par le modèle. Sa performance (*i.e.* la corrélation entre le logarithme observé et simulé des SBNC) s'élève à 0,87***.

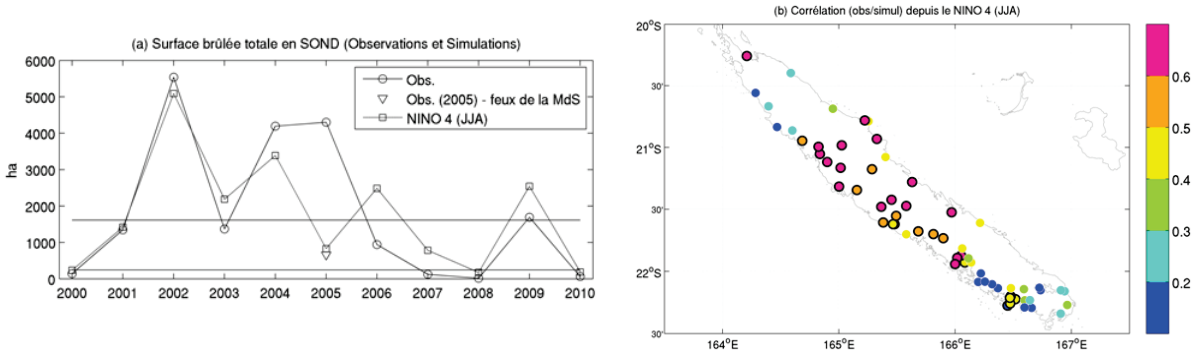


Figure 4 : *(a) Surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie observées (ligne pleine avec cercles) en septembre-décembre et simulées (pointillés avec carrés) à partir de l'indice Niño 4 en juin-août en utilisant un Modèle Linéaire Généralisé (MLG) avec un lien logarithmique entre le prédicteur et le prédictand. Les lignes horizontales montrent les terciles supérieur et inférieur. (b) Corrélations entre l'observation et la simulation des surfaces brûlées en septembre-décembre dans un rayon de 20 km autour de chaque station. Les symboles grisés indiquent les corrélations significatives au seuil bilatéral 90 % selon un test de phase aléatoire (Janicot et al., 1996).*

La prédiction de la saison 2005 est la plus éloignée de l'observation. L'erreur du modèle s'explique dans ce cas par l'occurrence du feu de la Montagne des Sources qui compte pour 84,6% du total des surfaces brûlées de la saison. Lorsque ce feu est retiré de la base de donnée, la performance du modèle s'élève à 0,95***, soit 90 % de variance expliquée. En revanche, il est quasiment impossible d'appliquer ce modèle aux surfaces brûlées saisonnières autour de chaque station car l'occurrence répétée de zéro contamine la base de données (74 % de la totalité de l'échantillon) et empêche le paramétrage du MLG. Une solution consiste cependant à paramétrer le modèle en remplaçant une station par un échantillon de stations avoisinantes. La procédure consiste ainsi à sélectionner 63 stations parmi lesquelles au moins deux saisons SOND enregistrent des feux dans un rayon de 20 km. Un minimum de deux stations est requis pour appliquer la validation croisée (*i.e.* le modèle est incapable de s'ajuster si les valeurs sont toujours égales à 0). Nous ajustons ensuite chaque cible en validation croisée en utilisant les stations enregistrant en moyenne des surface brûlées similaires (avec une tolérance de +/- ½ écart-type de la moyenne des SBNC en SOND par rapport à la cible, ce qui correspond environ à 60 ha) et ayant une corrélation positive avec le logarithme des surfaces brûlées durant la période d'apprentissage. Environ 32 stations en moyenne remplissent ces conditions et l'ajustement est donc, en moyenne, de 11 x 32 = 352 valeurs au lieu de seulement 11 saisons. Bien que certaines valeurs soient inévitablement répétées dans le cas où un feu serait à cheval entre deux stations, cette méthode évite les erreurs de paramétrage.

La figure 4b montre la corrélation entre l'observation et la prédiction des surfaces brûlées à l'échelle saisonnière. La taille réduite de l'échantillon mène, inéluctablement, à des résultats bruités et à des variations purement stochastiques. En effet, des stations très proches les unes des autres enregistrent des performances différentes. On peut toutefois dégager trois zones relativement homogènes : (*i*) un secteur au nord de la « Grande Terre » où la performance du

modèle faiblit, (*ii*) un secteur au sud autour de Nouméa où la corrélation entre l'observation et la simulation est négative et (*iii*) une zone entre 21°S et 22°S où le modèle fonctionne relativement bien.

Conclusion

Le croisement de deux bases de données de feux détectés par satellites (MODIS et ATSR) avec le réseau des stations météorologiques de Météo-France montre que de forts déficits pluviométriques par rapport à la normale sont enregistrés jusqu'à trois mois avant le départ des feux. Ces déficits pluviométriques sont partiellement liés aux phases positives du phénomène El Niño / Southern Oscillation et, plus particulièrement, aux anomalies positives de températures de surface océanique à proximité de la ligne de changement de date équatoriale lors du printemps austral (septembre-novembre). La synchronisation entre la saisonnalité des feux et le maximum d'impact de l'ENSO suggère une forte prévisibilité potentielle des incendies à partir des états thermiques de l'océan Pacifique, dont la polarité semble clairement établie 3 à 6 mois avant. Ces conclusions nous ont permis de construire un schéma robuste de prévision statistique de l'activité des feux entre septembre et décembre à partir des anomalies de TSO du Pacifique central enregistrées entre juin et août. La corrélation entre l'observation et la simulation du logarithme du total des surfaces brûlées en Nouvelle-Calédonie est de 0,87 sur la période étudiée 2000-2010.

Références bibliographiques

Ashok K., Behera S. K., Rao S. A., Weng H., et Yamagata T., 2007 : El Niño Modoki and its possible teleconnections. *J. Geophys. Res*., 112, C11007, doi: 10.1029/2006JC003798.

Barbero R., Moron V., Mangeas M., Despinoy M. et Hély C., 2011 : Relationships between MODIS and ATSR fire and atmospheric variability over New Caledonia (SW Pacific). *J. Geophys. Res*, D21110, doi:10.1029/2011JD015915.

Giglio L., 2007 : Characterization of the tropical diurnal fire cycle using VIRS and MODIS observation. *Remote Sensing of Environnement*, 108, 407-421.

Giglio L., Csiszar I., Justice C.O., 2006 : Global distribution and seasonality of active fires as observed with the Terra and Aqua Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) sensors. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2005G000142.

Janicot S., Moron V., Fontaine B., 1996 : Sahel droughts and Enso dynamics. *Geophys. Res. Lett*., 23, 515-518, doi:10.1029/96GL00246.

Katz R. W. et Glantz M.H., 1986 : Anatomy of a rainfall index. *Mon. Wea. Rev*., 114, 764-771.

Kao H. Y. et Yu J.Y., 2009 : Contrasting eastern-Pacific and central-Pacific types of ENSO. *J. Clim.*, 22, 615-632, doi:10.1175/ 2008JCLI2309.1.

Van der Werf G.R., Randerson J.T, Giglio L., Gobron N., Dolman A.J., 2008 : Climate controls on the variability of fires in the tropics and subtropics. *Global Biogeochemical cycles*, 22, GB3028.

LES MODÈLES GLOBAUX PROJETTENT-ILS PLUS DE BLOCAGES ANTICYCLONIQUES EN EUROPE POUR LE FUTUR ?

Alexandre BELLEFLAMME, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM

Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Université de Liège, Allée du 6-août, 2, 4000 Liège, Belgique
A.Belleflamme@ulg.ac.be, Xavier.Fettweis@ulg.ac.be, Michel.Erpicum@ulg.ac.be

Résumé : *Le GIEC projette des canicules et des sécheresses estivales plus fréquentes et plus longues pour le futur en Europe de l'ouest. Ces événements extrêmes se produisent lors de blocages anticycloniques. Nous utilisons plusieurs classifications de types de circulations atmosphériques afin de déterminer si les modèles globaux projettent une augmentation de la fréquence et de la persistance des blocages anticycloniques. Pour le climat récent, le nombre de blocages anticycloniques simulés par les modèles dépend fortement de leur capacité à reproduire la circulation générale observée. Les projections futures ne montrent aucune évolution systématique du nombre de blocages anticycloniques en Europe de l'ouest. Néanmoins, d'autres changements, comme l'augmentation de la température, pourront favoriser des canicules et des sécheresses plus fréquentes.*

Mots-clés : *Modèles de circulation générale, blocages anticycloniques, classification de types de circulations, Europe de l'Ouest.*

Abstract: Do global models project more anticyclonic blockings over Europe for future?
The IPCC projects more frequent and longer heat waves and droughts during summer for future over Western Europe. These extreme events occur during anticyclonic blocking events. We use atmospheric circulation type classifications to determine if the models project an increase of the number and the persistence of these anticyclonic blockings. For recent climate, the number of blocking events depends on the ability of the models to reproduce the observed general circulation. The future projections do not show any systematic evolution of the number of anticyclonic blockings over Western Europe. Nevertheless, other changes like an increase of the temperature will lead to more frequent heat waves and droughts.

Keywords: *General circulation models, anticyclonic blockings, circulation type classification, Western Europe.*

Introduction

Dans son dernier rapport (AR4), le GIEC projette des canicules et des sécheresses estivales plus fréquentes et plus intenses au cours des prochaines décennies en Europe de l'ouest sous l'effet du réchauffement climatique (Meehl *et al.*, 2007). Rappelons que ces projections sont essentiellement basées sur les résultats obtenus par les modèles de circulation générale (GCM pour General Circulation Models) et que ces mêmes GCM servent également comme forçage pour les méthodes de mise à l'échelle (downscaling) comme les modèles climatiques régionaux. Belleflamme *et al.* (2011) ont montré que les GCM ont des difficultés à reproduire la circulation atmosphérique en Europe de l'ouest pour le climat récent. Par ailleurs, ils ont montré que les projections futures des GCM prévoient plutôt une hausse généralisée de la hauteur géopotentielle que de réels changements dans la circulation atmosphérique. Or, les canicules et les sécheresses, comme celle qui a frappé l'Europe de l'ouest en août 2003, sont associées à des conditions de circulation atmosphérique particulières, à savoir les blocages anticycloniques (Meehl et Tebaldi, 2004). Dès lors, il est intéressant d'étudier les situations de blocage anticyclonique simulées par les GCM.

1. Données

Nous basons notre analyse sur les moyennes journalières de hauteur géopotentielle à 500 hPa (notée ci-après Z500) et de pression réduite au niveau de la mer (MSLP) pour les mois de juin, de juillet et d'août. La période de référence utilisée ici s'étend de 1976 à 2005 afin d'englober les principales canicules et sécheresses observées en Europe de l'ouest au cours des dernières décennies. Les données de 12 GCM provenant de la base de données du projet d'intercomparaison de modèles couplés CMIP5 et préparés pour le prochain rapport du GIEC

(AR5) sont exploitées ici. Nous utilisons les sorties des GCM pour le scénario Historical reproduisant les conditions climatiques actuelles pour la période 1976-2005 et, pour le futur (2011-2100), le scénario intermédiaire RCP4.5 et le scénario pessimiste RCP8.5, qui projettent respectivement une augmentation du forçage radiatif de 4,5 W/m² et 8,5 W/m² à l'horizon 2100 (Moss *et al.*, 2010). Les sorties de ces GCM sont comparées à deux réanalyses : ERA-40 du ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) et NCEP-NCAR 1 (National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research).

2. Méthode

Nous utilisons une classification automatique de types de circulations atmosphériques afin d'individualiser les types de circulations propices aux canicules et aux sécheresses. En effet, l'objectif des classifications de types de circulations est de regrouper les situations journalières similaires en formant quelques types de circulations relativement homogènes représentatifs de l'ensemble de la circulation atmosphérique de la région considérée (El-Kadi et Smithson, 1992 ; Philipp *et al.*, 2010). Dès lors, la fréquence et la persistance de chaque type de circulation peuvent être analysées et comparées pour différents jeux de données. Toutefois, comme notre classification est automatique, c'est-à-dire que les types de circulations sont définis lors du processus et non pas en amont par l'utilisateur, elle fournit des types différents pour chaque jeu de données, ce qui rend toute comparaison impossible. Afin de pallier ce problème, la classification automatique est appliquée uniquement aux réanalyses ERA-40 sur la période 1976-2005. Les types de circulations ainsi obtenus sont alors imposés aux autres jeux de données (Huth, 2000). Ainsi, comme les types de circulations sont définis de manière identique pour tous les jeux de données, la comparaison peut se faire directement sur base des différences de fréquences. Vu que la classification représente la répartition moyenne des types de circulations sur une période fixée ici à 30 ans, les projections futures ont été divisées en trois périodes de 30 ans : 2011-2040, 2041-2070 et 2071-2100.

Ici, nous utilisons deux indices de similitude sur base desquels les situations journalières sont regroupées au sein des classes. Comme premier indice (appelé par la suite DIST), nous utilisons l'indice défini par Fettweis *et al.* (2011) et qui est basé sur la distance euclidienne entre les surfaces journalières de Z500 ou de MSLP. Cet indice présente l'intérêt de fournir des types faciles à interpréter comme des anticyclones et des dépressions. Par ailleurs, vu qu'il est basé sur la distance euclidienne, il est influencé par les différences de hauteur entre les surfaces de hauteur géopotentielle ou de pression, ce qui permet de distinguer par exemple entre des anticyclones plus ou moins marqués ou des dépressions plus ou moins creusées (voir figure 1). Néanmoins, cette trop forte influence de la hauteur dans la classification basée sur la hauteur géopotentielle (DIST-Z500) pose problème pour analyser les scénarios futurs. En effet, vu que la hauteur géopotentielle est fortement corrélée à la température, une hausse de la température sous l'effet du réchauffement climatique implique également une hausse de la hauteur géopotentielle. Si cette hausse est suffisamment marquée pour les projections futures par rapport au climat récent, la majorité des situations journalières futures sera associée aux classes présentant une hauteur géopotentielle moyenne plus élevée, c'est-à-dire les classes anticycloniques, même si ces situations affichent un caractère cyclonique. Comme deuxième indice (appelé RANG), nous utilisons le coefficient de corrélation de Spearman, utilisé par Vautard et Yiou (2009) pour déterminer des analogues, qui ne se base pas directement sur les valeurs mais sur leurs rangs pour calculer la corrélation entre deux situations journalières, ce qui minimise l'influence des valeurs extrêmes ou aberrantes. Les types obtenus sur base de cet indice sont indépendants de la hauteur et évaluent donc uniquement la localisation des centres de haute et de basse pression sans en considérer l'intensité. Le principal désavantage

de RANG est que l'interprétation des types qu'elle donne est moins triviale qu'avec DIST. Néanmoins, cet indice est utile pour confirmer les résultats obtenus avec DIST.

Le nombre de classes (12) a été choisi de sorte à minimiser l'écart quadratique moyen sur les fréquences entre ERA-40 et NCEP-NCAR 1 tout en évitant un trop important nombre de classes qui aboutirait à la scission des types les plus fréquents en sous-types semblables entre eux. Notons par ailleurs que les conclusions sont les mêmes pour 8, 10 ou 15 classes.

Pour toutes les classifications (DIST-Z500, DIST-MSLP, RANG-Z500 et RANG-MSLP), le nombre de situations de blocage anticyclonique est compté pour tous les jeux de données. Une situation de blocage anticyclonique est définie ici comme une séquence ininterrompue d'au moins 7 jours groupés dans une des classes propices aux canicules et aux sécheresses. Les classes propices à ces événements extrêmes ont été déterminées par leur occurrence lors des principales canicules et sécheresses observées au cours des dernières décennies, ce qui revient à considérer toutes les classes qui affichent une crête anticyclonique sur l'Europe de l'ouest. Par exemple, pour DIST-Z500, les classes propices sont la classe 4 et la classe 9, c'est-à-dire les classes montrant une nette tendance anticyclonique, ce qui correspond bien au type de circulation recherché (figure 1).

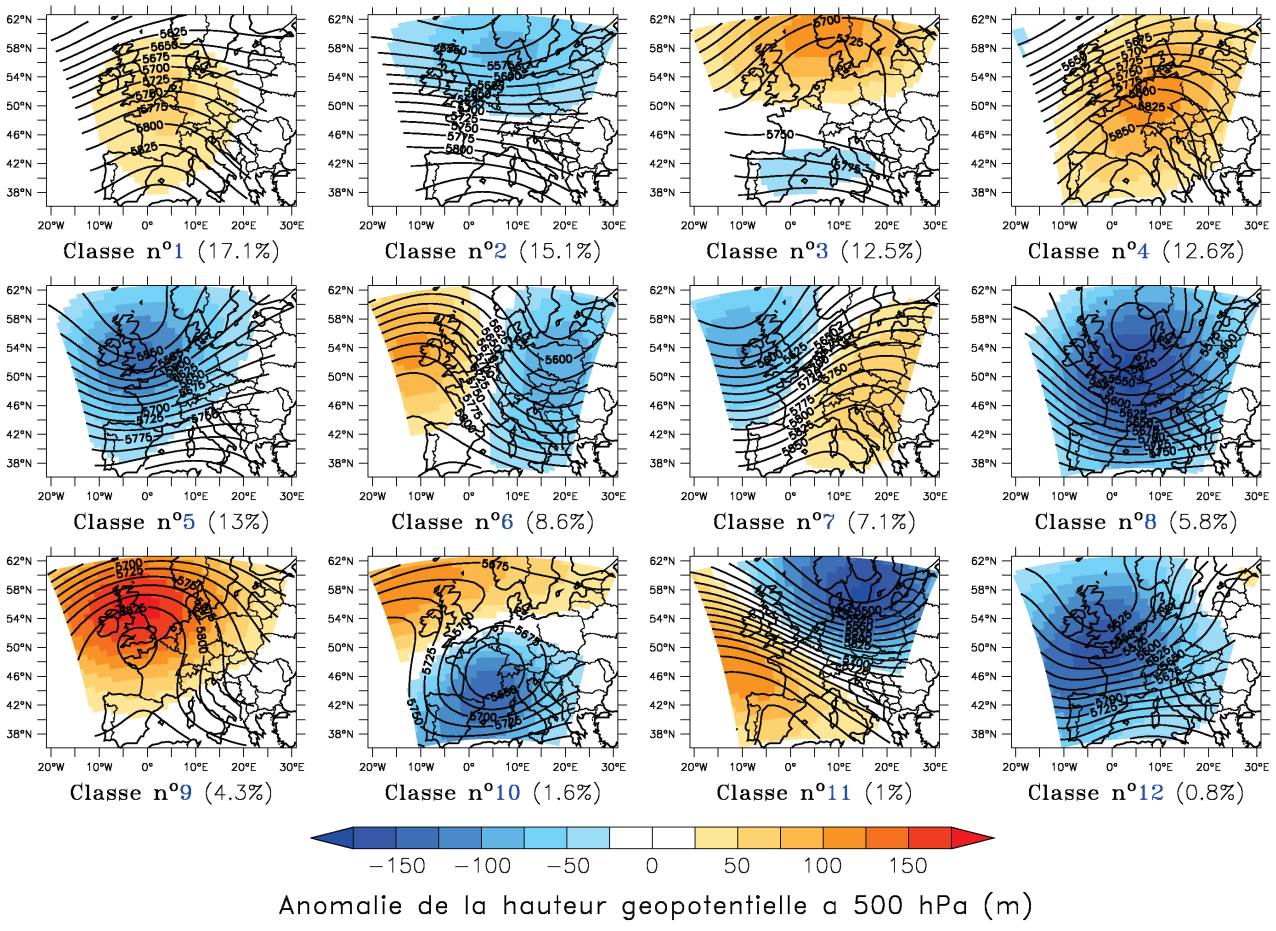


Figure 1 : Résultats de la classification DIST-Z500 des réanalyses ERA-40 pour les mois de juin, de juillet et d'août sur la période 1976-2005. Les courbes représentent les isohypses à 500 hPa de la hauteur géopotentielle moyenne saisonnière de la classe (en m). La couleur de fond indique l'anomalie de la hauteur géopotentielle à 500 hPa de chaque classe par rapport à la moyenne globale saisonnière. La fréquence de chaque classe est indiquée entre parenthèses.

3. Résultats

3.1. Climat récent

Comme Belleflamme *et al.* (2011) l'ont montré, les GCM ont du mal à reproduire les fréquences des types de circulations observées. Certains GCM surestiment les classes anticycloniques alors que d'autres les sous-estiment (tableau 1). Ces biais influencent fortement le nombre de situations de blocage anticyclonique simulées par les GCM (figure 2). Ainsi, les GCM qui surestiment les classes anticycloniques ont tendance à surestimer le nombre de blocages anticycloniques. L'inverse est observé pour les GCM qui sous-estiment les cas anticycloniques. Ceci montre bien qu'une mauvaise reproduction des types de circulations n'impacte pas seulement leur fréquence mais également leur persistance. Il en résulte que le nombre de blocages anticycloniques simulés varie fortement d'un GCM à l'autre. Notons que si l'on considère le nombre de jours de blocage anticyclonique au lieu du nombre d'événements, les conclusions restent inchangées, ce qui signifie par exemple qu'un GCM qui sous-estime le nombre de blocages anticycloniques, simule trop peu d'événements indépendamment de leur persistance. Il ne simule pas plus d'événements de longue durée au détriment d'événements plus courts.

Tableau 1 : La somme des fréquences (en %) des classes de circulations propices aux canicules et aux sécheresses est indiquée pour chacune des cinq classifications réalisées. Pour les scénarios futurs, uniquement la fréquence de la dernière période (2071-2100) est indiquée.

	DIST-Z500			DIST-Z500-b		DIST-MSLP			RANG-Z500			RANG-MSLP		
	Histo.	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	Histo.	RCP4.5	RCP8.5	Histo.	RCP4.5	RCP8.5	Histo.	RCP4.5	RCP8.5
ERA-40	16,9					41,2			22,1			28,3		
NCEP-NCAR 1	19,2					41,9			21,4			28,9		
BCC-CSM1-1	17,1	32,7	43,3	16,9	17,1	30,7	30,5	32,7	18	15,9	19,8	30,4	32,8	37
CanESM2	15,3	51,6	57,6	15	14,6	32,7	20,9	12,4	16,5	16,4	15,8	37,6	44,5	53,1
CNRM-CM5	13,2	33,2	47,6	14,2	13,3	31,5		35,4	9,6	8,6	9,7	40,6		44,4
HadGEM2-CC	15,5	59,1	52,4	14	15,1	42,6	40,5	30	14,7	22,3	20,1	37,1	50,3	58,5
IPSL-CM5A-LR	3,7	24	55,1	3,9	2,7	48,4	45,2	37,9	11,3	11,6	12,7	48,2	47,3	51,4
IPSL-CM5A-MR	8	36,3	53,6	5,1	6,7	45,2	40	29,3	17,7	14,7	13,4	36,6	44,7	43,4
MIROC5	17,7		65,6		16	35,1	35	30,1	11,9		9,2	48,3	55,8	57,6
MIROC-ESM	13	49,2	64,5	10,7	10,4	39,5	38,7	37,7	18,4	16,1	15,8	34	40	39,3
MIROC-ESM-CHEM	17	52,7	57,4	14,4	16,3	39,1	37,8	37	17	17,9	15,5	35,8	35,1	42
MPI-ESM-LR	13,9	33,3	38,4	14,6	15,7	28,1	32,4	36,9	19,2	19,7	21,7	18,8	21,9	24,9
MRI-CGCM3	16,3	28,8	44,1	13,7	14,8	38,8	42,7	44,7	16,3	15,3	14,2	33,5	31,2	29,4
NorESM1-M	20,1	45,2	59,4	18,9	17,4	33,9	41	39,9	15,1	15,2	14,9	26,9	37,8	42,9

3.2. Projections futures

Comme pour le climat récent, on observe un lien étroit entre la fréquence des types anticycloniques et le nombre de blocages anticycloniques (tableau 1 et figure 2). Il en ressort que, tant pour les fréquences des classes que pour le nombre de blocages, aucun changement significatif n'est détecté, excepté pour DIST-Z500 qui constitue un cas particulier comme décrit plus haut. En effet, comme RANG-Z500 n'indique pas de changements de types de circulations significatifs pour les projections futures, on peut raisonnablement supposer que les changements de fréquence observés pour DIST-Z500 sont principalement dus à une augmentation de la hauteur géopotentielle qui affecte tous les types de circulations et non pas à des changements réels de fréquence de ces types. Dans ce cas, les différences de hauteur entre les ERA-40 et les périodes futures des GCM l'emportent sur la localisation des centres barométriques. Afin de nous affranchir de cet artefact, nous avons soustrait à toutes les situations des projections futures de chaque GCM l'augmentation moyenne de la hauteur

géopotentielle sur la période considérée par rapport à sa hauteur géopotentielle moyenne sur la période 1976-2005. Dans ce cas, les résultats de la classification (notée DIST-Z500-b) n'indiquent aucun changement significatif, ce qui rejoint les conclusions faites sur base des autres classifications.

L'absence de tendance pour le nombre de blocages anticycloniques se marque à plusieurs niveaux (figure 2). Premièrement, pour une même classification, les GCM indiquent des évolutions différentes et souvent contradictoires. Deuxièmement, les tendances au cours des trois périodes d'un même scénario d'un même GCM diffèrent d'une classification à l'autre et peuvent même être contradictoires. Finalement, les tendances entre les deux scénarios futurs (RCP4.5 et RCP8.5) pour un GCM et une classification donnés sont souvent différentes voire opposées. Ainsi, aucune évolution systématique, c'est-à-dire sur les trois périodes futures des deux scénarios et pour toutes les classifications, n'est mise en évidence.

Comme pour le climat récent, les résultats sont similaires si on utilise le nombre de jours de blocage anticyclonique plutôt que le nombre d'événements. Cela implique que la persistance de ces événements ne devrait pas non plus changer significativement.

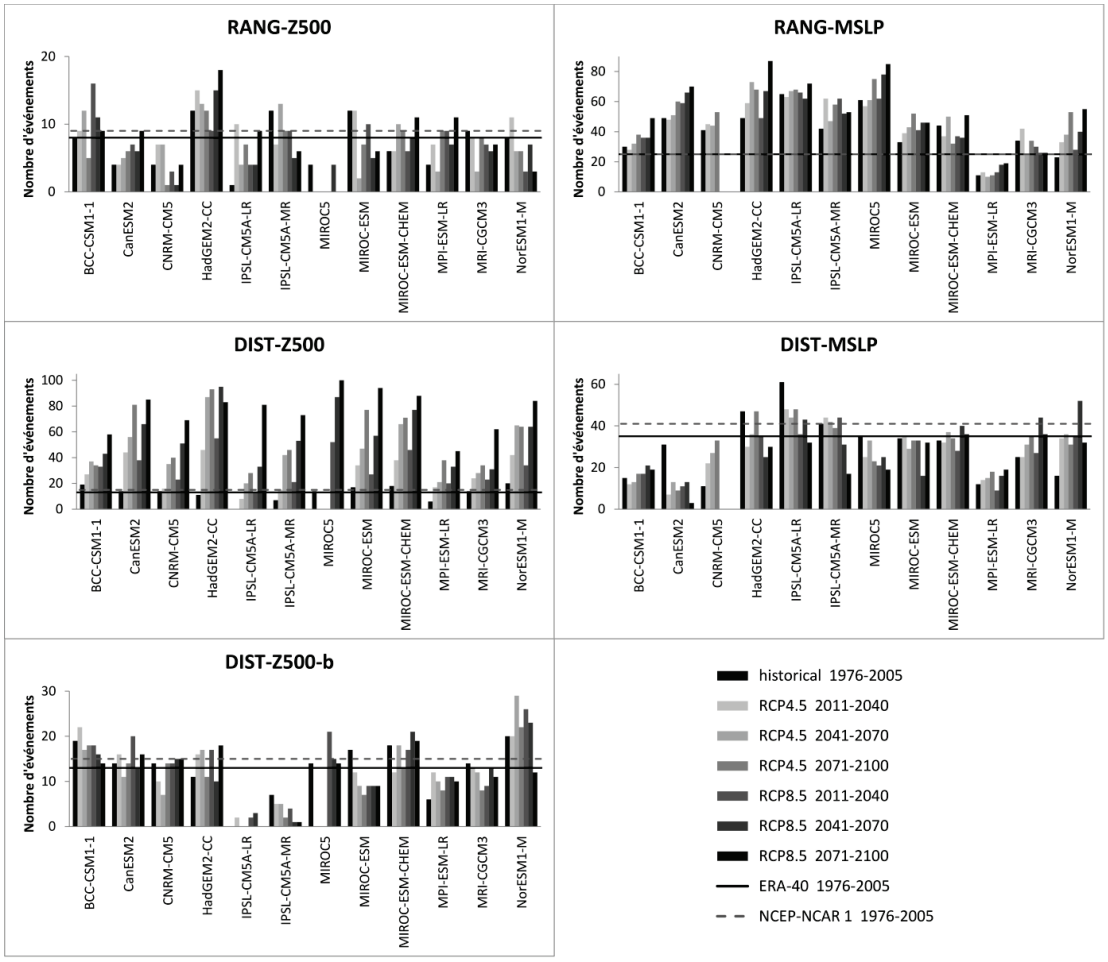


Figure 2 : Nombres de blocages anticycloniques simulés par les GCM et les réanalyses obtenus pour chacune des cinq classifications.

Conclusion

Nous avons étudié l'évolution du nombre de blocages anticycloniques durant l'été en Europe de l'ouest afin de déterminer si l'augmentation de la fréquence et de la persistance des canicules et des sécheresses projetées pour les prochaines décennies sous l'effet du

réchauffement climatique est due à des changements dans la circulation atmosphérique. L'utilisation de classifications de circulations atmosphériques basées sur deux indices de similitude et utilisant deux variables différentes (hauteur géopotentielle à 500 hPa et pression réduite au niveau de la mer) n'a pas permis de mettre en évidence de changements de fréquence et de persistance systématiques, c'est-à-dire semblables pour les deux scénarios futurs pour toutes les classifications. Au contraire, des tendances divergentes à différents niveaux (entre les GCM, entre les scénarios et entre les classifications) permettent d'affirmer que les GCM ne projettent pas de changements significatifs du nombre et de la durée des blocages anticycloniques, ces changements étant par ailleurs généralement du même ordre que les biais entre les blocages anticycloniques simulés par les GCM pour le climat récent et ceux réellement observés.

Toutefois, cela ne signifie pas forcément qu'il n'y aura pas plus de canicules et de sécheresses, vu que ces événements dépendent également d'autres paramètres comme par exemple l'humidité du sol (Meehl et Tebaldi, 2004) et la température.

Finalement, les biais constatés dans la fréquence et la persistance des types de circulations simulés par les GCM pour le climat récent induisent inévitablement des biais pour d'autres variables telles que la température ou les précipitations, vu le lien qu'ont ces variables avec la circulation atmosphérique. Il est donc impératif de prendre en compte ces biais lors de l'utilisation des sorties des GCM.

Références bibliographiques

Belleflamme A., Fettweis X., Erpicum M., 2011 : Circulation atmosphérique simulée par les modèles de circulation générale en Europe de l'ouest : évaluation et projections futures. *Actes du XXIVème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 69-74.

El-Kadi A., Smithson P., 1992 : Atmospheric classifications and synoptic climatology. *Progress in Physical Geography*, 16(4), 432-455.

Fettweis X., Mabille G., Erpicum M., Nicolay S., Van den Broeke M., 2011 : The 1958-2009 Greenland ice sheet surface melt and the mid-tropospheric atmospheric circulation. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-010-0772-8.

Huth R., 2000 : A circulation classification scheme applicable in GCM studies, *Theoretical and Applied Climatology*, 67, 1-18.

Meehl G., Stocker T., CollinsW., Friedlingstein P., Gaye A., Gregory J., Kitoh A., Knutti R., Murphy J., Noda A., Raper S., Watterson I., Weaver A., Zhao Z.-C., 2007 : Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K., Tignor M., Miller H. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Meehl G., Tebaldi C., 2004 : More intense, more frequent, and longer lasting heat waves in the 21st century. *Science*, 305, 994-997.

Moss R., Edmonds J., Hibbard K., Manning M., Rose S., van Vuuren D., Carter T., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G., Mitchell J., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S., Stouffer R., Thomson A., Weyant J., Wilbanks T., 2010 : The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, 463, doi:10.1038/nature08823.

Philipp A., Bartholy J., Beck C., Erpicum M., Esteban P., Fettweis X., Huth R., James P., Jourdain S., Kreienkamp F., Krennert T., Lykoudis S., Michalides S., Pianko K., Post P., Rassilla Alvarez D., Schiemann R., Spekat A., Tymvios F. S., 2010 : COST733CAT - a database of weather and circulation type classifications. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(9-12), 360-373.

Vautard R., Yiou P., 2009 : Control of recent European surface climate change by atmospheric flow. *Geophysical Research Letters*, 36, doi: 10.1029/2009GL040480.

SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'AIR EN SITUATIONS ANTICYCLONIQUES DANS LA RÉGION DU GRAND TUNIS

Rim BEN ABDALLAH et Jmaiel EL HAJRI

Département de géographie, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, 2010 Manouba, Tunis, Tunisie.
rim_lionne@live.fr ; jamil_hajri2011@yahoo.fr

Résumé : *Devant la complexité des phénomènes qui caractérisent la qualité de l'air et ses implications sociales et économiques, le besoin d'une information objective et précise se fait de plus en plus sentir. Cette information est aujourd'hui capitale, aussi bien pour les citoyens que pour les entreprises, les associations, les scientifiques et les décideurs publics. C'est dans ce cadre que nous menons un suivi de qualité de l'air et plus précisément en situations anticycloniques dans la station de Beb Saâdoun à Tunis. L'étude a montré que malgré la concentration de certains polluants, on est loin des normes tunisiennes et européennes fixant les valeurs limites qui ne doivent pas être dépassées.*

Mots-clés*: Qualité de l'air, situations anticycloniques, Grand Tunis, normes tunisiennes.*

Abstract: Monitoring the air quality during anticyclonic situations in the region of Great Tunis.
In view of the complexes phenomena that characterize air quality and its social and economic consequences, it is an urgent need of objective and accurate information. Such information is crucial for ordinary citizens, business community, associations, scientists and decision-makers. This is the context for the monitoring of air quality particularly in high-pressure condition at the Beb Saadoun station in Tunis. The findings show that despite the concentration of some pollutants, the situation is far beyond the Tunisian and European norms for the limit values not to be exceeded.

Keywords: *Air Quality, anticyclonic situations, Great Tunis, Tunisian norms.*

Introduction

En tant que composante importante du cadre de vie, la qualité de l'air figure de plus en plus parmi les préoccupations environnementales des tunisiens. Devant la complexité des phénomènes qui la caractérisent et ses implications sociales et économiques, le besoin d'une information objective et précise se fait de plus en plus sentir. C'est dans ce contexte qu'a été menée cette étude. Dans cet article, on se limite à des situations météorologiques théoriquement favorables à la concentration des polluants et à une station type de la surveillance de la qualité de l'air, la station de Beb Saâdoun (figure 1). Les données utilisées dans cette étude proviennent essentiellement de l'ANPE (Agence Nationale de Protection de l'Environnement). La durée du suivi est de quatre mois allant du 1er janvier jusqu'à la fin d'avril 2011. Les points évoqués sont les suivants : les situations anticycloniques durant la période de suivi, les relations entre pressions atmosphériques et polluants, et où en est-on des normes recommandées.

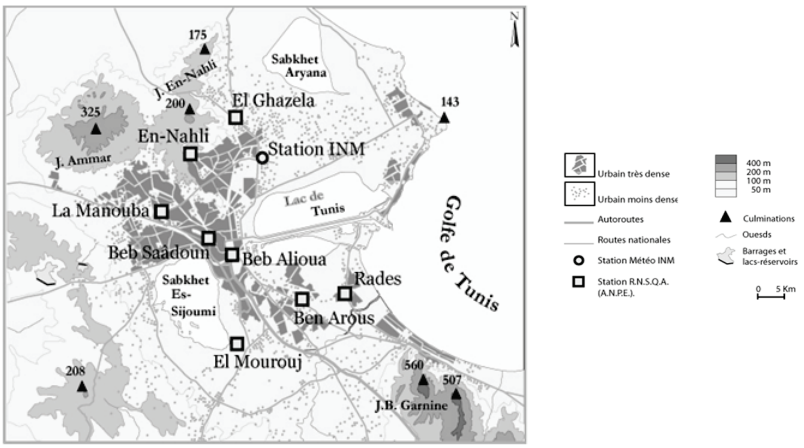


Figure1 : Localisation des stations de mesure de la qualité de l'air à Tunis (source : Melki T., 2009).

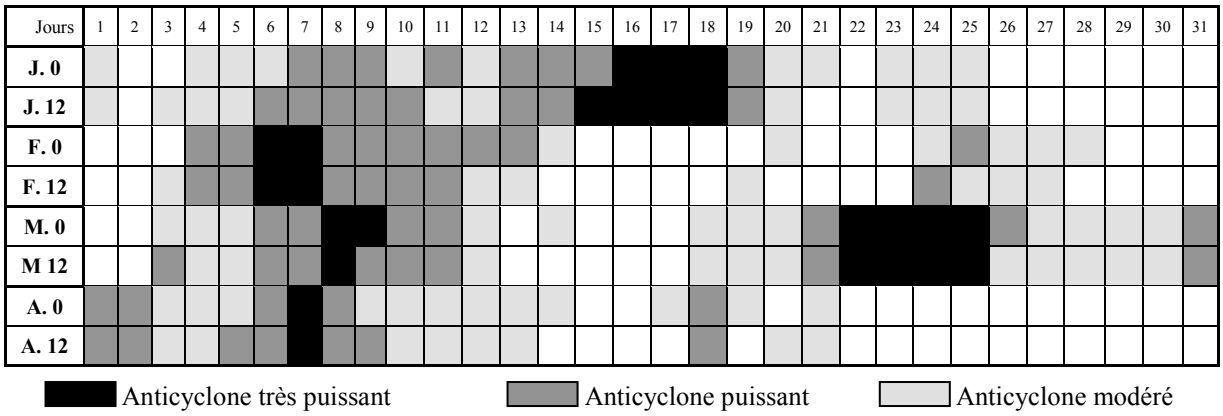
1. Situations anticycloniques durant la période de suivi

Les situations présentées ici sont fonctions de leurs degrés d'intensités en termes de pression. Nous avons choisi pour cela trois degrés d'intensité (tableau 1) : 1) anticyclone modéré dont la puissance varie de 1015 à 1020 hPa ; 2) anticyclone puissant allant de 1020 à 1025 hPa ; 3) anticyclone très puissant dont la pression dépasse 1025 hPa. D'après cette typologie et sur toute la période d'étude, nous observons les points suivants :

- Dans 50 % des cas à 00 h et 46,15 % des cas à 12 h, les anticyclones sont de type « modéré » ;
- Le type « puissant » compte 35,36 % des cas à 00 h et 38,46 % à 12 h ;
- Le type « très puissant » figure aussi nettement dans cette typologie, avec 14,63 % des cas à 00 h et 15,38 % à 12 h.

Le plus important ici est de signaler que les types « puissants » et « très puissants » représentent parfois plus de la moitié des cas, jouant ainsi un rôle très déterminant dans la concentration des polluants.

Tableau 1 : Typologie des anticyclones selon l'intensité journalière (0 h et 12h) durant la période de suivi en 2011 (J : janvier…).



2. Relations entre pressions atmosphériques et polluants

Nous avons utilisé plusieurs méthodes statistiques pour vérifier la relation entre concentration des polluants et pression. Dans ce cadre, la méthode qui a donné de bons résultats est celle du groupement de Duncan (utilisé via le logiciel SAS – Statistical Analysis System).

2.1. La méthode de groupement de Duncan

Il s'agit d'une méthode statistique de classification comportant deux volets et basée sur la procédure GLM (General Linear Model). Cette procédure distingue des groupes dits groupes de Duncan (Mejri, 2008) et les signale tels que A, B et C (ici groupes de pression en fonction de leurs valeurs) selon leurs effets sur le deuxième volet (ici les polluants, variables expliquées). Cette méthode donne des résultats plus acceptables que ceux obtenus avec certains tests statistiques.

Cependant, elle présente une limite car elle ne peut pas confirmer l'effet de causalité. Le découpage des seuils de pression est dicté par la recherche de leurs effets possibles sur la concentration des polluants. Ensuite, nous avons calculé les moyennes de chaque polluant pour ces trois classes.

2.2. Résultats

2.2.1. Pression atmosphérique mesurée à 00 h et polluants

D'après le tableau 2, nous pouvons retenir qu'au moins pour les deux polluants NO_2 et SO_2, les concentrations sont de plus en plus fortes proportionnellement aux pressions atmosphériques puisque la moyenne de concentration des polluants pour les journées dépressionnaires (pression inferieure à 1015 hPa) est respectivement de 25 et 19 µg/m^3 ; alors que pour les jours durant lesquels la pression est supérieure à 1020 hPa, le taux de polluants enregistré est respectivement de 31,6 et 26,6 µg/m^3. Notons bien aussi que les données manquantes, dues aux pannes des appareils de mesure, concernent surtout les journées anticycloniques.

Tableau 2 : Relations selon un regroupement par méthode de Duncan, entre la pression atmosphérique à 0 h et les moyennes journalières de trois polluants pour la période du 01 janvier au 30 avril 2011 à la station de Bab Saâdoun : a) NO_2, b) O_3, c) SO_2.

a) NO_2	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	38	21	25,0	A
pression entre 1015 et 1020	37	26	25,9	A
pression > 1020	45	18	31,6	B
Total	120	65	/	/

b) O_3	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	38	21	55,8	A
pression entre 1015 et 1020	37	26	51,9	B
pression > 1020	45	18	44,7	C
Total	120	65	/	/

c) SO_2	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	38	21	19,0	A
pression entre 1015 et 1020	37	26	24,3	B
pression > 1020	45	18	26,6	B
Total	120	65	/	/

2.2.2. Pression atmosphérique mesurée à 12 h et polluants

Les pressions moyennes journalières à 12 h donnent des résultats sensiblement similaires à ceux observés pour la pression à 0 h (tableau 3), mais avec une petite différence pour l'ozone puisque nous enregistrons une augmentation avec la classe des pressions entre 1015 et 1020 hPa. Cependant, ces valeurs baissent avec les anticyclones >1020 hPa, ce qui peut contrarier nos hypothèses. Ce résultat est valable seulement pour ce polluant, les résultats trouvés avec les deux autres étant différents (la concentration augmente avec la hausse de la pression atmosphérique).

Pour le NO_2, nous remarquons qu'il y a deux groupes de Duncan. Le groupe A qui rassemble la première et la deuxième classe de pression et un deuxième groupe (B) qui coïncide avec la dernière classe des journées à valeurs de pression atmosphérique supérieure à 1020 hPa. Ces trois classes se trouvent dans un ordre décroissant, c'est-à-dire dans un rapport inverse avec le niveau de la pression. Pour le SO_2, nous enregistrons cette décroissance des valeurs des trois classes malgré l'existence de deux groupes de Duncan. Les deux premières classes se regroupent sous la classe A où la concentration du polluant est faible pour les deux premières classes des pressions atmosphériques. Mais le plus remarquable ici est que dans la

classe B, qui correspond aux journées des hautes pressions supérieures à 1020 hPa, la valeur moyenne du polluant enregistre presque le double de la valeur moyenne des deux autres classes, avec 42,2 µg/m^3.

Tableau 3 : idem que le tableau 2, mais avec la pression atmosphérique à 12 h.

a) NO_2	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	42	25	24,8	A
pression entre 1015 et 1020	38	24	23,1	A
pression > 1020	40	16	42,2	B
Total	120	65	/	/

b) O_3	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	42	25	53,8	A
pression entre 1015 et 1020	38	24	55,2	A
pression > 1020	40	16	43,0	B
Total	120	65	/	/

c) SO_2	nombre de jours	nombre d'observations	mesure journalière moyenne	Groupe de Duncan
pression < 1015	42	25	21,1	A
pression entre 1015 et 1020	38	24	22,4	A
pression > 1020	40	16	27,8	B
Total	120	65	/	/

En conclusion, nous pouvons affirmer que notre hypothèse est bien confirmée avec les deux polluants SO_2 et NO_2, pour lesquels la concentration augmente avec les journées anticycloniques dépassant 1020 hPa. Quant à l'ozone, ses valeurs basses correspondent aux périodes les moins chaudes de la journée (fin de nuit) ou de l'année (hiver). La présence du monoxyde d'azote (NO) dans l'atmosphère produit directement par l'industrie et l'automobile ou suite à la désintégration photochimique du dioxyde d'azote (NO_2) par effet de l'énergie solaire aboutit immédiatement à la destruction de O_3. C'est précisément pour cette raison que les milieux riches en oxydes d'azote tels que les centres urbains (notre cas) et les zones industrielles, s'appauvrissent en O_3 (Melki, 2008).

3. Où en est-on des normes recommandées ?

Nous allons confronter les concentrations des trois polluants pendant notre période d'étude qui s'étale du 1er janvier au 31 avril 2011, aux valeurs des normes tunisiennes de référence pour la qualité de l'air.

3.1. Le polluant SO_2

Les normes précisées sont mesurées par la méthode NT.37.10 et on considère ici deux types de moyennes : celles tri-horaires et celles journalières. La moyenne tri-horaire ne doit pas dépasser 1300 µg/m^3 pour la valeur limite de la santé et 150 µg pour la valeur guide de bien-être, avec une autorisation de dépassement de une fois par an. Cette moyenne ne va pas être utilisée pour cette étude puisque notre période d'étude ne dépasse pas 4 mois et nous ne pouvons donc pas vérifier le dépassement.

Pour cette raison, nous nous limitons au seuil de la deuxième norme qui s'applique au niveau journalier. Selon les normes tunisiennes, la valeur limite pour la santé ne doit pas dépasser 365 µg/m^3 et la valeur guide de bien être ne doit pas dépasser 125 µg/m^3. Les résultats obtenus confirment que les valeurs sont très éloignées de ces normes établies à l'échelle de la Tunisie.

3.2. Le polluant NO_2

Les normes précisées sont mesurées selon la méthode NT.37.01 et on considère ici deux types de moyennes : celle annuelle et celles horaires. La moyenne annuelle ne doit pas dépasser 200 µg/m^3 pour la valeur limite de la santé et 150 µg/m^3 pour la valeur guide de bien-être, avec une autorisation de dépassement d'une fois par an. Cette moyenne ne va pas être utilisée pour cette étude puisque notre période d'étude ne dépasse pas 4 mois. Les valeurs limites se détectent donc à une échelle horaire. Pour la valeur limite de la santé, elle ne doit pas dépasser 660 µg/m^3 par heure, avec une autorisation de dépassement d'une fois par mois. Tandis que la valeur guide de bien être est de l'ordre de 400 µg/m^3 et d'un même niveau de dépassement autorisé. Dans notre cas, nous n'avons enregistré aucun dépassement, ni pour la valeur limite de santé ni pour la valeur guide de bien être. Au contraire, les valeurs maximales n'ont même pas dépassé la moitié de la valeur guide de bien être, c'est-à-dire 200 µg/m$_3$.

3.3. Le polluant O_3

L'ozone est un polluant dont les normes ne se calculent qu'avec la moyenne horaire. La valeur limite à la santé est de 235 µg/m^3 par heure, avec une autorisation de dépassement de deux fois par mois. Dans notre suivi, cette valeur n'a jamais était atteinte. Cependant, nous remarquons aussi sur notre période d'étude très ponctuelle que cette valeur nuisible pour la santé s'éloigne peu de la valeur guide pour le bien être. Contrairement aux autres polluants, cette valeur guide de bien être ne se détermine pas seulement par une seule valeur. Elle s'étale entre deux valeurs limites, 150 et 200 µg/m^3, et par une autorisation de dépassement de 2 fois par mois. Durant la période de suivi, nous avons détecté le dépassement de la frange minimale de cette valeur à trois reprises pour un seul mois et même deux fois pour une même semaine : le 21 et le 24 avril 2011. Bien que ces valeurs n'aient pas dépassé la limite maximale, elles ont donc quand même dépassé le niveau de répétition et surtout, ce dépassement s'est produit pour deux heures successives dans une même journée : le 21/04/2011 à 01:00 heure et à 02:00 heures (respectivement 177 et 150 µg/m^3). Ce dépassement n'atteint pas la valeur limite de la santé, mais une telle répétition peut entrainer une contrainte physique pour l'homme selon les normes tunisiennes.

Conclusion

L'étude de la fréquence des situations anticycloniques a démontré que la période d'étude (1er janvier – 30 avril 2011) est caractérisée par une fréquence remarquable des situations anticycloniques supposées responsables de la forte concentration des polluants. Or les résultats statistiques ne confirment pas forcement cette hypothèse. Les dépassements de façon générale, pour les limites de santé, sont très rares pour cette station selon les données fournies par l'ANPE. Mais, les valeurs guides pour le bien-être peuvent être parfois atteintes. Insistons sur le fait que cette vérification nécessite des données qui se basent sur des valeurs de mesures continues dans le temps, sans lacune et qui s'étalent sur une échelle de temps qui dépasse au moins une année.

Références bibliographiques

El Melki T., 2008 : *Variation spatiotemporelle de la pollution photochimique dans le grand Tunis*. Pub. de l'AIC, Montpellier III, 243-248.

El Melki T., 2009 : *Les situations atmosphériques stables, un type particulier d'extrêmes climatiques: cas des surconcentrations d'ozone à Tunis*. Pub. de l'AIC, Cluj université Press, 151-156.

Mejri W., 2008 : *Climat et allergies respiratoires à Tunis*. Mémoire D.E.A faculté des lettres, des arts et des humanités de la Manouba, 240 p.

Mejri W., 2008 : *Fluctuations des éléments climatiques et crises d'asthme à Tunis durant l'hiver 2005*. Pub. de l'AIC, Montpellier III, 437-442.

GESTION DES CONDITIONS CLIMATIQUES EXTRÊMES EN MILIEU MEDITERRANÉEN : LE CAS DES FORTES CHALEURS EN TUNISIE

Habib Ben BOUBAKER et Ali GHARB

U.R. Biogéographie, Climatologie Appliquée et Dynamique Erosive, Université de la Manouba, Tunisie.
hboubaker@yahoo.fr

Résumé : *En Tunisie, où les chaleurs caniculaires sont fréquentes en saison chaude, la population cherche par tout moyen à se protéger. L'équipement des ménages en climatiseurs représente à cet effet un mode de gestion de la chaleur efficace mais il n'est pas abordable par toutes les catégories socio-économiques. L'analyse spatiale de l'équipement des ménages en climatiseurs, à l'échelle de l'ensemble de la Tunisie et du Grand Tunis, met en évidence la vulnérabilité des souches sociales les plus pauvres.*

Mots-clés *: Risque climatique, vulnérabilité, chaleur, gestion du risque, Tunisie.*

Abstract: Management of weather extremes in the Mediterranean environment: case of high heat in Tunisia. *In Tunisia, where the heat waves are common in the hot season, the population seeks by any means to protect themselves. The equipment household air-conditioners account for this purpose an efficient method of heat management, but it is not affordable by all socioeconomic categories. The spatial analysis of household equipment, across the whole Tunisia and Greater Tunis, highlights the vulnerability of the poorest social categories.*

Keywords*: Climate risk, vulnerability, warmth, risk management, Tunisia.*

Introduction

Le climat de la Tunisie est particulièrement réputé pour sa chaleur estivale et sa douceur hivernale. La saison chaude ne se limite pas seulement aux trois mois de l'été mais peut déborder au détriment des saisons intermédiaires. Aussi bien dans le nord que dans le sud du pays, la chaleur peut atteindre des niveaux caniculaires, contraignants pour le confort, la santé, voire la sécurité de l'organisme humain (Henia, 2008). Face à ce risque, la population tunisienne cherche à se doter des moyens les plus efficaces de lutte ou d'adaptation à cette chaleur, naturellement, par des modes adaptés d'habillement, d'habitat,… Toutefois, ces modes de gestion s'avèrent peu efficaces à partir de certains seuils de chaleur.

De nos jours, avec l'expansion des modes architecturaux de type « moderne » et peu adaptés aux conditions du milieu, la climatisation artificielle devient pour la plupart des tunisiens le moyen le plus « efficace » de lutte contre les fortes chaleurs. Toutefois, compte tenu des conditions socio-économiques de la population tunisienne, ce moyen artificiel de gestion assez couteux n'est pas à la portée de tous. L'analyse du taux d'équipement des ménages en climatiseurs par régions (gouvernorats) et sous régions (délégations) représente donc un indicateur pertinent reflétant la vulnérabilité socio-économique des différentes régions du pays à l'aléa de forte chaleur.

1. Données et méthodes

La présente étude repose sur deux types de données :

- **des données météorologiques** : il s'agit des données thermométriques quotidiennes de l'air ambiant, à savoir les températures maximales (TX) et minimales (TN) quotidiennes, indicatrices des jours chauds. Ces données nous ont été gracieusement fournies par l'Institut National de la Météorologie de Tunisie (INM).
- **des indicateurs socio-économiques** : il s'agit d'abord des statistiques des décès quotidiens, observés dans le Grand Tunis au cours de l'année 2003, gracieusement mises à disposition par l'Institut National des Statistiques (INS : www.ins.tn) et l'Observatoire

National des Maladies Nouvelles et Emergentes (ONMNE). Ensuite, l'étude se réfère aux statistiques des taux d'équipent des ménages en climatiseurs par unités administratives régionales (gouvernorats) et sous régionales (délégations). Ces données émanent de la base de données de l'INS. Enfin, pour estimer le taux de pauvreté aux mêmes échelles de découpage administratif, nous nous référons à la carte du taux des ménages pauvres en Tunisie produite par Lamine (2009).

Pour exploiter ces données, il a fallu procéder par trois étapes consécutives :

- D'abord définir les jours chauds, leur intensité et leur fréquence. Pour ce faire, 3 types de jours chauds ont été définis (Ben Boubaker, 2010 ; Sabba *et al.*, 2011), à savoir (figure 1) :
  - les jours de **forte chaleur**, correspondant à ceux dont les TM sont comprises entre 29,5°C et 26,5°C, avec 33°C ≤ TX <40°C et 20°C<TN≤26°C ;
  - les jours de **très forte chaleur** correspondent à des TM comprises entre 30°C et 33°C, avec 40°C ≤ TX <46°C et TN≥27°C ;
  - enfin, les jours de chaleur **torride** correspondant à ceux dont TM ≥33,5°C, avec TN ≥27°C et TX ≥46°C.

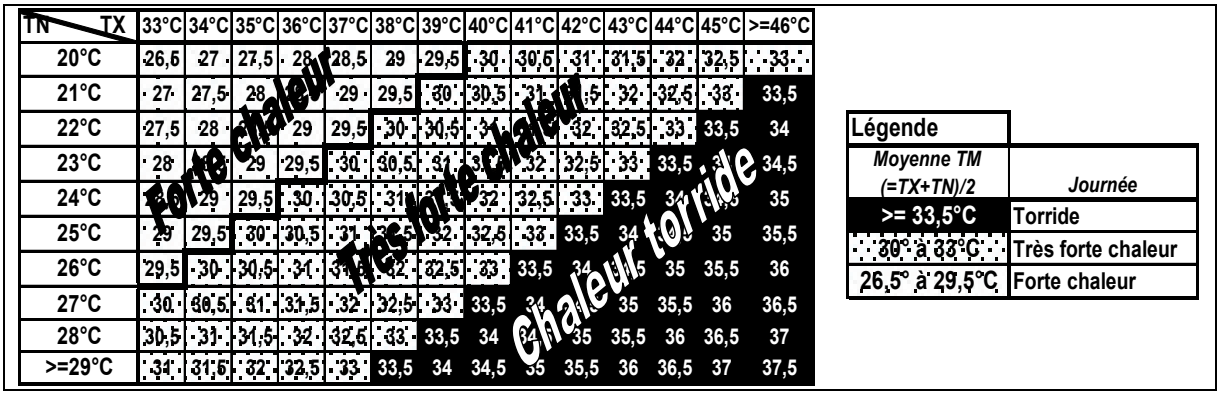


Figure 1 : Typologie des jours de forte chaleur en Tunisie (d'après Ben Boubaker, 2010 ; Sabba *et al.*, 2011). TN = température minimale ; TX = température maximale ; TM : température moyenne, Tm = (TN + TX)/2.

- Ensuite, mettre en évidence l'effet de ces fortes chaleurs sur la mortalité, en cherchant le lien entre les effectifs de décès et les indicateurs de températures.
- Enfin, analyser la répartition spatiale des taux d'équipement de la population en climatiseurs en cherchant s'il y a des similitudes avec celle du taux de ménages pauvres en Tunisie.

2. Résultats

2.1. Une fréquence de fortes chaleurs particulièrement élevée dans la Tunisie méridionale et les basses terres intérieures

D'après la figure 2, on peut noter que les effectifs moyens de jours de chaleur forte, très forte ou torride augmentent dans trois directions majeures :

- du nord vers le sud du pays : la fréquence augmente de moins de 20 jours chauds par an dans le nord à plus de 100 jours dans le sud-ouest saharien ;
- du littoral vers l'intérieur : en Tunisie centrale, par exemple, la configuration de l'isoligne 30 jours/an reflète le tracé de la côte ;

- des hautes terres vers les basses plaines et vallées intérieures : en l'occurrence, sur la même frange latitudinale, la fréquence des jours fortement chauds est beaucoup plus élevée en plaine (à Kairouan, par exemple) qu'en montagne (à Thala, par exemple).

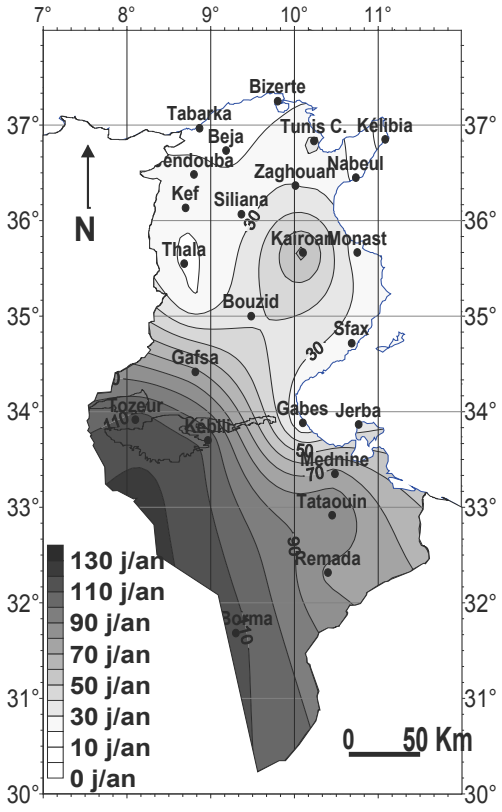


Figure 2 : Carte de la fréquence moyenne annuelle totale des jours *fortement chauds*, *très fortement chauds* et *torrides* (moyenne 1968-2008).

2.2. De fortes chaleurs particulièrement morbides et mortelles dans les grandes villes

L'exemple des statistiques de mortalité enregistrées observées au cours de l'été 2003 dans le Grand Tunis et au gouvernorat de Monastir permet de mettre en évidence les liens entre les effectifs de décès et les pics de chaleur (figures 3 et 4). Il s'agit de gouvernorats où la population est quasiment agglomérée en milieu urbain. C'est dans ce type de milieu que la population est la plus vulnérable aux fortes chaleurs, contrairement à la population vivant en milieu rural (Ben Boubaker et Chahed, 2012).

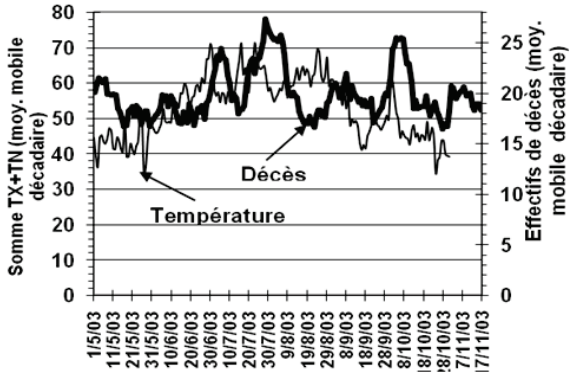


Figure 3 : Températures (station de Tunis-Carthage) et effectifs de décès observés au gouvernorat de Tunis du 1er mai au 31 octobre 2003 (moyenne mobile décadaire).

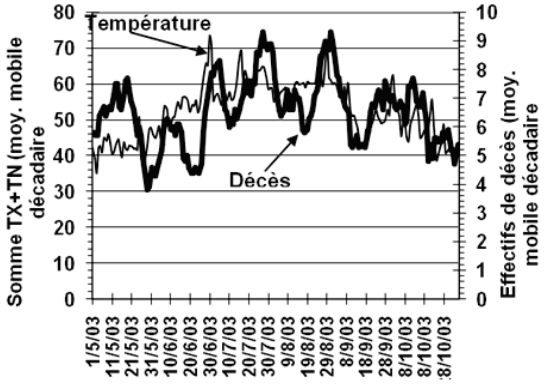


Figure 4 : Températures (station de Monastir) et effectifs de décès au gouvernorat de Monastir du 1er mai au 31 octobre 2003 (moyenne mobile décadaire).

2.3. Des disparités régionales et subrégionales du taux d'équipement des ménages en climatiseurs, concordantes avec les taux de pauvreté

En Tunisie, compte tenu du pouvoir d'achat de la population et des prix assez élevés des climatiseurs, ces derniers représentent des appareils de luxe, voire des indicateurs d'une certaine fortune (figures 5 et 6). Ils ne peuvent être alors abordables par toutes les catégories socio-économiques de la population, quel que soit le besoin imposé par l'intensité de la chaleur ou l'état de santé des membres de la famille.

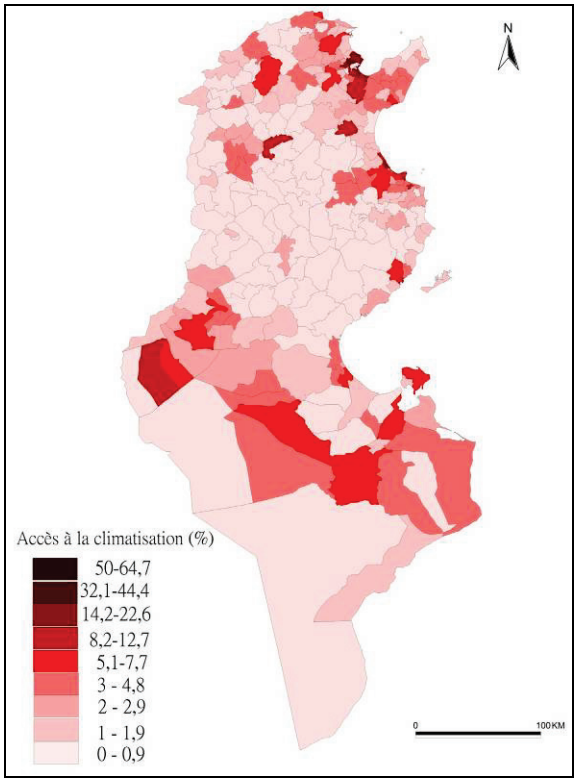


Figure 5 : Taux d'équipement des ménages en climatiseurs par gouvernorats et délégations.

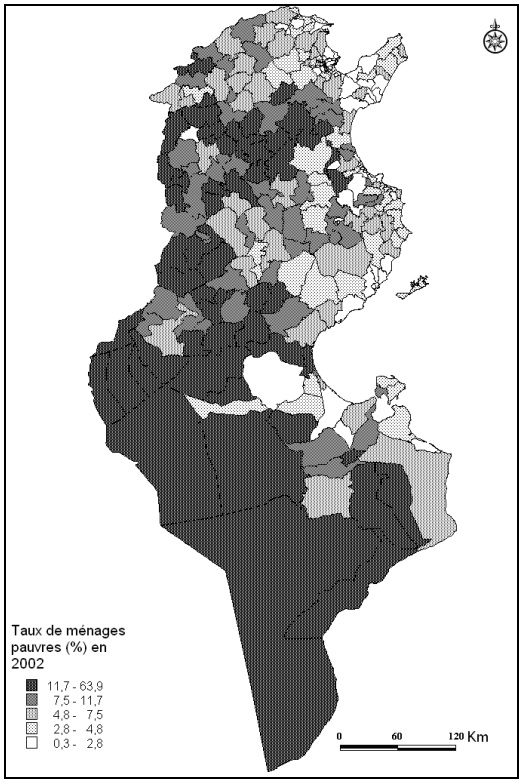


Figure 6 : Taux de ménages pauvres en Tunisie (source : Lamine, 2009).

Le cas du grand Tunis, ville de près de 1,5 million d'habitants, montre plus pertinemment les disparités subrégionales et locales de capacité de gestion des fortes chaleurs (figure 7). Les taux d'équipement des ménages en appareils de climatisation peuvent dépasser 60 % dans certains quartiers aisés (Menzah, Nasr…) mais ne dépassent pas 5 à 10 % dans les quartiers populaires du centre ville (Sidi Hassine, Sedjoumi, Ettadhamen…) où les délégations rurbaines environnantes (Mhammadia, Borj Amri, Kalaat Andleus…).

3. Discussion

Les fortes chaleurs représentent un risque permanent pour le confort, la sécurité, voire la survie des individus sous le climat de la Tunisie, particulièrement au cours de l'été et des saisons intermédiaires. Les personnes les plus vulnérables (personnes âgées, enfants, sujets malades) sont les plus exposées aux risques morbides, voire mortels, des fortes chaleurs (Ben Boubaker et Chahed, 2012). Il est courant au cours des épisodes caniculaires et quelques jours après, d'observer des pics de surmortalité attribués aux effets néfastes des fortes chaleurs.

Comme le montrent les figures 3 et 4, ce sont surtout les premières vagues de chaleur de la saison qui fauchent le plus d'individus. Etant donné que les individus les plus vulnérables ont

déjà succombé, créant un certain un effet de « purge », la relation entre température et effectifs de décès se trouve ensuite soit réduite, soit décalée de plusieurs jours. Il va sans dire que les individus décédés, soit au début soit à la fin des épisodes caniculaires, sont victimes d'échec d'adaptation physiologique et/ou de gestion matérielle de l'aléa chaleur.

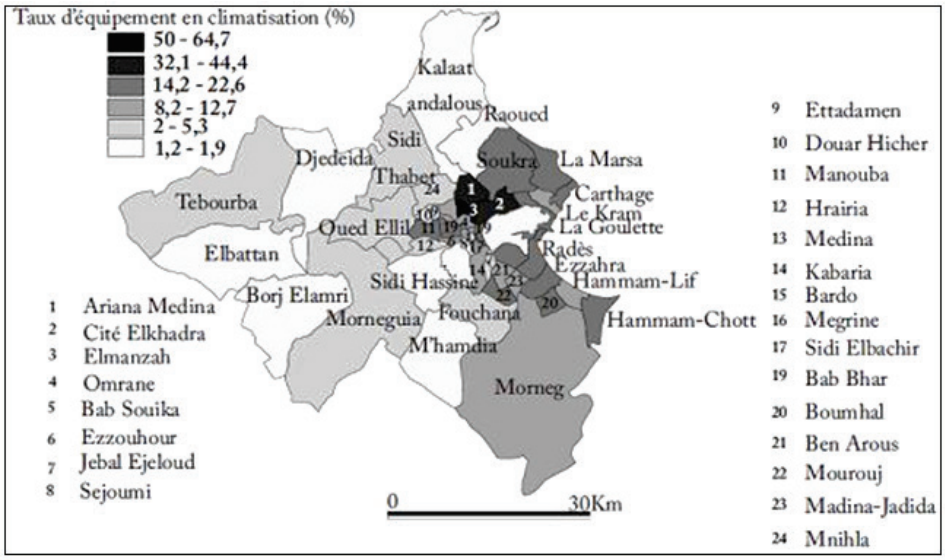


Figure 7 : Taux d'équipement des ménages en climatiseurs par délégation dans le Grand Tunis.

En effet, dans le contexte des pays en voie de développement, en l'occurrence en Tunisie, une vulnérabilité socio-économique se conjugue à celle d'origine naturelle. Elle reflète la faible résilience des souches sociales les plus défavorisées. L'équipement des ménages en appareils de climatisation artificielle efficients pour la lutte contre les fortes chaleurs est pris dans ce travail comme un exemple d'outil de gestion de cet aléa. Compte tenu du prix d'acquisition de ce genre d'équipement, il n'est pas à la portée de toutes les catégories de la population. De ce fait, il représente un indicateur pertinent des capacités de résilience des ménages.

A l'échelle de la Tunisie (figures 5 et 6), il s'avère que le taux d'équipement des ménages en climatiseurs ne répond pas à une « loi naturelle ». Autrement dit, ce ne sont pas les régions les plus chaudes qui sont les mieux fournies en outils de gestion et de lutte contre la chaleur. En effet, les figures 5 et 6 reflètent une évolution spatiale inverse, quasi-générale, des deux indicateurs : là où la pauvreté s'intensifie, le climatiseur devient un équipement rarissime, ce qui est le cas surtout des régions intérieures et méridionales du pays. En revanche, dans le nord-est du pays (bien qu'il ne soit pas la région la plus chaude du pays), dans les chefs-lieux des gouvernorats, où la catégorie des fonctionnaires l'emporte, le taux d'équipement des ménages s'améliore inversement à celui de la pauvreté. Il est certain que le mode de vie urbain dominant et la relative aisance de la population y sont pour quelque chose.

A l'échelle du Grand Tunis qui abrite, tout comme la majorité des capitales du monde, les souches sociales les plus contrastées, les disparités spatiales des taux d'équipement en climatiseurs reflètent encore mieux les contrastes socio-économiques entre les quartiers (figure 7). Dans ceux jugés populaires et marqués par leur pauvreté (Ettadhamen, Sedjoumi), la population est incapable de se doter des équipements de lutte contre la chaleur, comme les climatiseurs, d'où des taux d'équipement généralement inférieurs à 10 % (figure 7). En revanche, dans les quartiers les plus aisés (El Menzah, Ennasr), plus de la moitié des ménages sont équipés par un climatiseur au moins.

En somme, spatialement, le taux d'équipement des ménages en climatiseurs évolue dans le sens inverse de celui des ménages pauvres. On en déduit la plus grande vulnérabilité socio-économique des souches sociales les plus démunies, qui se conjugue à une vulnérabilité naturelle déjà partagée avec le reste de la population du pays.

Conclusion

L'équipement des ménages en climatiseurs représente un mode de gestion des fortes chaleurs de plus en plus répandu mais son expansion ne répond pas toujours à une nécessité naturelle. Il est souvent un équipement de luxe, voire un symbole de richesse. Même son usage (Ghrab, 2012) est souvent superflu, exprimant un souci de luxe ou parfois même d'usage non réfléchi. Une réglementation bioclimatique et énergétique est à cet égard nécessaire pour dissuader les catégories sociales les plus aisées de gaspiller de l'énergie, aussi bien à domicile que dans lieux de travail.

En revanche, la réglementation thermique devrait axer sur d'autres modes de gestion et d'adaptation traditionnelle aux fortes chaleurs, moins couteuses, plus économes en énergie et mieux adaptées à l'environnement (architecture bioclimatique, ventilation). De telles techniques méritent d'être encouragées dans le cadre des stratégies de lutte et d'adaptation au réchauffement climatique dont les prémices sont déjà observées en Tunisie.

Références bibliographiques

Ben Boubaker H., 2010 : Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie*, 7, 56-87.

Ben Boubaker H. et Chahed M.K., 2011 : Changements climatiques et maladies réémergentes en Tunisie : cas de la leishmaniose cutanée zoonotique (LCZ). *Actes du 24ème colloque de l'Association Internationale de climatologie,* Rovereto, Italie, 81-86.

Ben Boubaker H. et Chahed M.K., 2012 : Fortes chaleurs et surmortalité en Tunisie : approche géoclimatique. *Actes du VIIème colloque du département de géographie*. Publication de la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, 28 p. (sous presse).

Gharb A., 2012 : *L'adaptation aux conditions climatiques extrêmes en Tunisie : cas des fortes chaleurs*. Mémoire de Master, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de Manouba, 90 pages.

Henia L., 2008 : Climat et mortalité en Tunisie. *Bioclimatologie et Topoclimatologie*. Publication de la Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de la Manouba, 173-182.

Lamine R., 2009 : Les régions intérieures de la Tunisie : Conditions du développement humain et enjeux d'aménagement. *Géographie et Développement*, 18, 5-24 (en arabe).

Sabba S., Ben Boubaker H. et Alouane T., 2011 : Les montagnes méditerranéennes, refuges de confort biothermique en saison estivale : exemple des montagnes tuniso-algériennes. *Actes du 24ème colloque de l'Association Internationale de climatologie*, Rovereto, Italie, 525-530.

PRÉVISION DES PRÉCIPITATIONS MENSUELLES PAR TIME DELAY NEURAL NETWORK

Khalida BENMAHDJOUB [1], Zohra AMEUR [1], Abd El Hamid ADANE [2] et Soltane AMEUR [1]

[1] *Université Mouloud MAMMERI (UMMTO), Laboratoire d'Analyse et de Modélisation des Phénomènes Aléatoire (LAMPA), Département d'Electronique, Faculté de Génie Electrique et d'Informatique, BP 17 RP, Tizi-Ouzou, Algérie. khalidabenmahdjoub@yahoo.fr, z_ameur@ummto.dz , ameursoltane@ummto.dz .*

[2] *Université des Sciences et de la Technologie d'Alger (U.S.T.H.B.), Faculté d'Electronique et d'Informatique, Laboratoire Traitement d'Images et Rayonnement, BP 32 El Alia, Bab Ezzouar 16111, Algérie. aadane@usthb.dz.*

Résumé : *Ce travail porte sur la modélisation et la prévision des séries temporelles de précipitations dans la région de Tizi Ouzou par Time Delay Neural Network (TDNN). Pour ce faire, nous avons traité des données mensuelles de précipitations, relevées à la station météorologique de Tizi Ouzou (modèle monosite) pendant la période 1996-2010. Pour effectuer la prévision des pluies, le TDNN a été utilisé en considérant deux algorithmes d'apprentissage : l'algorithme du premier ordre (gradient récursif avec la contrainte de poids partagée) et l'algorithme du second ordre (algorithme de Lavenberg-Marquardt). Les meilleures prévisions des précipitations sont obtenues lorsqu'on a utilisé l'algorithme du second ordre, ce qui signifie que ce dernier permet d'avoir une meilleure représentation du phénomène.*

Mots-clés : *Prévision, précipitations, réseaux de neurones, TDNN.*

Abstract: Precipitation forecasting using time delay neural network.
This work focuses on modeling and forecasting of time series of rainfall in the region of TiziOuzou by Time Delay Neural Network (TDNN). For that, monthly rainfall data measured at the meteorological station of Tizi Ouzou (monosite model) during the 1996/2010 period are processed. To forecast rainfall, TDNN is used by considering two learning algorithms: the first order algorithm (recursive gradient with the constraint of shared weights) and the second-order algorithm (Lavenberg-Marquardt algorithm). Best forecast of rainfall are obtained when used the second-order algorithm, which means that it provides a better representation of the phenomenon.

Keywords: *Forecast, Rainfall, Neural network, TDNN.*

Introduction

En général les phénomènes météorologiques, sont pour la plupart, des processus aléatoires et persistants. Ces phénomènes se prêtent bien à leur modélisation par des approches récursives telles que celles basées sur les chaînes de Markov, les processus autorégressifs, les algorithmes génétiques et les réseaux de neurones (Waibel, 1989 ; French *et al.*, 1992 ; Jenkins *et al.,*1994 ; Maier *et al.*, 1999 ; Dreyfus *et al.*, 2002 ; Hung *et al.*, 2009). Les réseaux de neurones ne posent aucune hypothèse restrictive. Ce sont des modèles adéquats pour les séries présentant de larges variations d'amplitude à des périodes irrégulières et les séries à fortes cyclicité. Ils sont capables de capter et de reproduire la variabilité et les effets de saisonnalité qui existent dans certaines séries chronologiques (Coulibaly *et al.*, 1999*)*. Dans ces conditions, les réseaux de neurones à décalage de temps de type Time Delay Neural Network (TDNN), ont été appliqués à la modélisation et à la prévision des précipitations dans la région de Tizi Ouzou. Comparativement aux réseaux de neurones classiques, le TDNN est plus rapide et plus efficace. Dans les prochaines sections, le TDNN est décrit et les résultats obtenus en traitant les données de pluie de la région de Tizi Ouzou, sont présentés et commentés.

1. Les réseaux de neurones à décalage de temps (TDNN)

L'objectif principal de ce travail est la prévision des précipitations du mois à venir de façon à anticiper la gestion de la ressource en eau sur la région d'intérêt dont le vecteur de

sortie à l'instant (t+1) est lié au vecteur d'entrée aux instants précédents en utilisant le modèle non linéaire suivant :

$$x(t+1) = g\,(x(t), x(t-1), x(t-2),\ldots, x(t-k+1)) + e(t) \qquad (1)$$

Dans cette équation, x représente le taux mensuel de précipitations pour la station x, g ( ), une fonction de transfert non linéaire, e(t), l'erreur à minimiser et k, le nombre d'entrées contribuant à la prévision des précipitations à l'instant futur.

Comme l'illustre la figure 1, 1e TDNN est constitué de deux parties principales: La partie extraction correspondant aux couches basses, elle consiste à implémenter les convolutions successives permettant de transformer progressivement les caractéristiques du signal (plusieurs valeurs basses entre deux pics par exemple) en grandeurs de plus en plus significatives. La partie classifieur correspond à un MLP classique (figure 2) et sa topologie fait que ce réseau est de type convolutif. Il comporte une fenêtre glissante correspondant à un champ de vision restreint du signal global. C'est un réseau 'feedforward' dynamique où l'information se propage de l'entrée vers la sortie sans retour en arrière et la dynamique se situe dans la couche d'entrée sous forme de retard. Le TDNN se singularise de la version classique d'un réseau de neurones tel que le réseau multicouche (MLP), par le fait qu'il prend en compte une certaine notion du temps, c'est à dire qu'au lieu de considérer simultanément tous les neurones de la couche d'entrée, il sélectionne une fenêtre du signal, puis il effectue un balayage temporel en se basant sur trois concepts, à savoir : les poids partagés où on a plusieurs neurones qui calculent la même fonction sur des entrées différentes et le concept de fenêtre temporelle qui implique que chaque neurone de la couche (l + 1) n'est connecté qu'à un sous ensemble de la couche l. En plus des deux contraintes précédentes, nous avons introduit des délais entre deux fenêtres successives pour une couche donnée. Le but du TDNN n'est pas d'apprendre le signal temporel selon les procédures classiques, mais il revient à extraire les caractéristiques de ce signal. Avec la contrainte des poids partagés, le même neurone est dupliqué dans la direction du temps pour détecter la présence ou l'absence de la même caractéristique à différentes places le long de la trajectoire du signal. En mettant en œuvre plusieurs neurones à chaque position temporelle, le réseau de neurones effectue la détection des différentes caractéristiques du signal (Waibel, 1989).

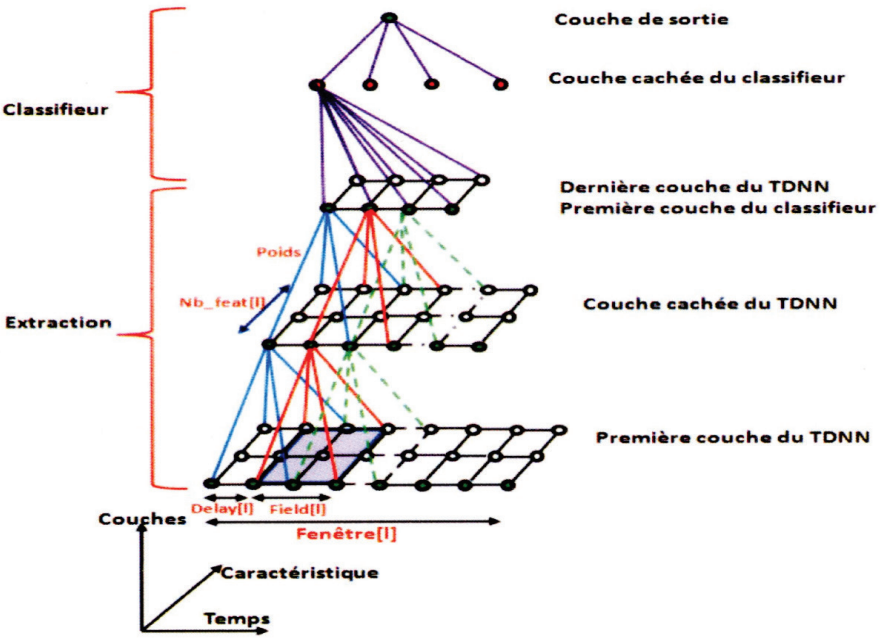


Figure 1 : Structure générale du TDNN.

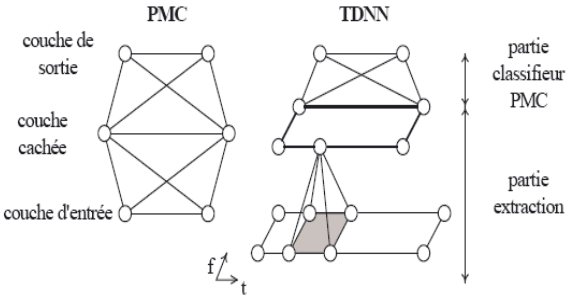


Figure 2 : Différence de structure entre PMC et TDNN.

2. Algorithmes d'apprentissage

Le but de l'apprentissage est d'ajuster les poids de connexion (paramètres) des neurones jusqu'à l'obtention du comportement désiré. Afin de déterminer la meilleure valeur du vecteur paramètre w, on doit minimiser le coût qui est une fonction des écarts entre les mesure $\{Y_p^k\}$ et les valeurs $\{Y^k(W)\}$ fournies par le modèle. A cet effet, une fonction coût quadratique *J(w)* est utilisée. Elle s'écrit :

$$J(w) = \sum_{k=1}^{N} \frac{1}{2}(Y_p^k - Y^k(W))^2 \qquad (2)$$

2.1. Algorithme de gradient récursif avec contrainte de poids partagés (algorithme du premier ordre)

L'algorithme récursif du gradient consiste à modifier les paramètres w proportionnellement au gradient de la fonction coût partiel. On parle de poids partagés dans un réseau, si pour chaque neurone i d'une couche l, seulement un groupe réduit de neurones de la couche précédente l - 1, est connecté à i. En effet, l'algorithme doit assurer une mise à jour des poids afin de donner la même valeur aux poids partagés. Soit w_{ij} le poids de connexion entre les cellules *j* et *i* du réseau. Ce poids étant partagé par d'autres connexions entre cellules, appelons N_l l'ensemble des couples de cellules qui partagent la connexion w_{ij}. On a donc : $N_l = \{(i_1, j_1), (i_2, j_2), \ldots\}$. Le gradient de la fonction coût *J (w)* par rapport à w_l est donné par :

$$\frac{\partial J^k(w)}{\partial w_l} = \sum_{(i,j)\in N_l} \frac{\partial J^k(w)}{\partial A_i} \frac{\partial A_i}{\partial w_{ij}} = \sum_{(i,j)\in N_l} \delta_i^k x_j \qquad (3)$$

Où A_i présente l'activation du neurone *i* et δ_i^k est la sensibilité de J aux changements dans le niveau d'activation A_i de neurone *i* de la couche l pour l'exemple k.

Cet algorithme opère en modifiant les paramètres du réseau selon l'équation :

$$w(i) = w(i-1) - \mu\,(i) \frac{\partial J}{\partial W} / {}_{W\,(i-1)} \qquad (4)$$

Avec $\mu\,(i) > 0$ est le pas de progression dans la direction de descente.

2.2. Algorithme de Levenberg-Marquardt (algorithme de second ordre)

L'algorithme de Levenberg-Marquardt (LM) est basé sur le calcul de la dérivée seconde de la fonction coût et les paramètres du réseau sont modifiés selon l'équation suivante :

$$w(i) = w(i-1) - \left[H\big(w(i-1)\big) + \lambda_i I\right]^{-1} \nabla J(w(i-1)) \qquad (5)$$

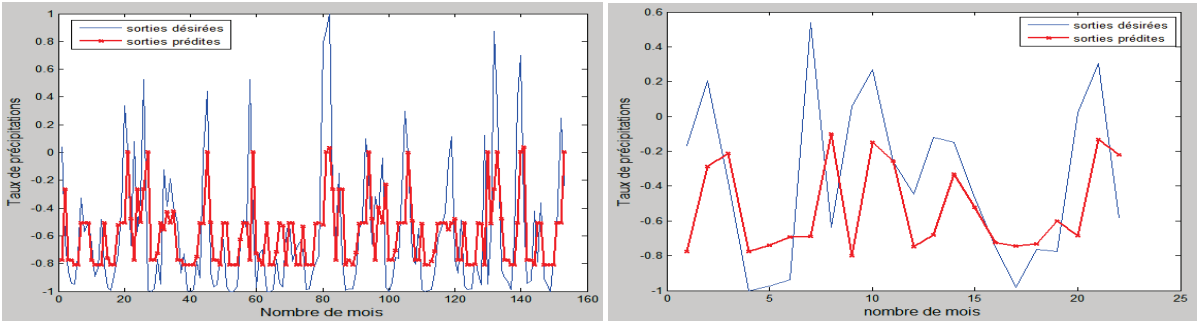
Où λ_i est un paramètre constant strictement supérieur à zéro, *H* est la matrice hessienne ou la dérivée seconde par rapport aux paramètres.

3. Résultats

Les précipitations forment un processus météorologique, aléatoire, dynamique et non linéaire. Elles présentent donc des caractéristiques très variables au cours du temps et la prévision devient alors compliquée pour ce genre de phénomène. Pour soustraire ce phénomène aux variations saisonnières, le taux de précipitations a été normalisé en le divisant par sa valeur maximum. Le TDNN a été choisi pour tester notre base de données et les figures 3, 4, 5, 6 et 7 ainsi que les tableaux 1 et 2 décrits ci-après, illustrent les résultats obtenus.

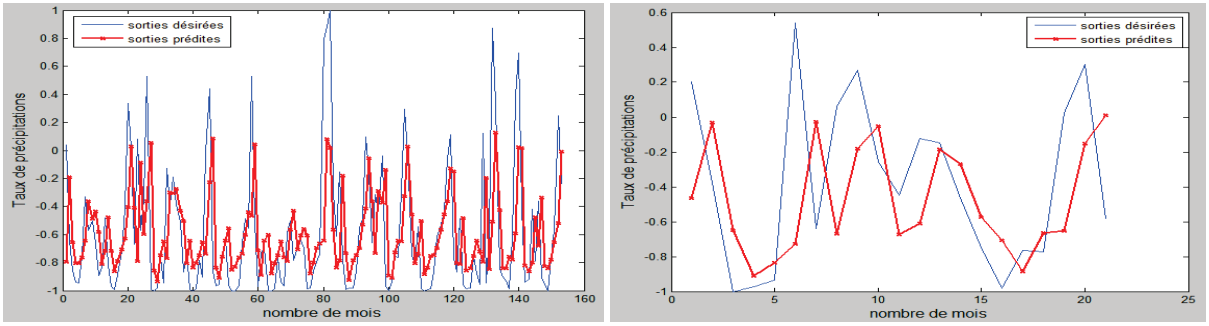
3.1. Apprentissage du premier ordre

Les figures 3 et 4 ainsi que le tableau 1, illustrent les résultats obtenus en utilisant l'algorithme du gradient récursif avec contrainte de poids partagés.



(a) Apprentissage (période : 1996/2008). (b) Test (période : 2009/2010).

Figure 3 : TDNN avec fenêtre temporelle de taille 2.



(a) Apprentissage (période : 1996/2008). (b) Test (période : 2009/2010).

Figure 4 : TDNN avec fenêtre temporelle de taille 3.

Tableau 1 : Erreur quadratique moyenne (EQM) et coefficient de corrélation (R) après apprentissage et test.

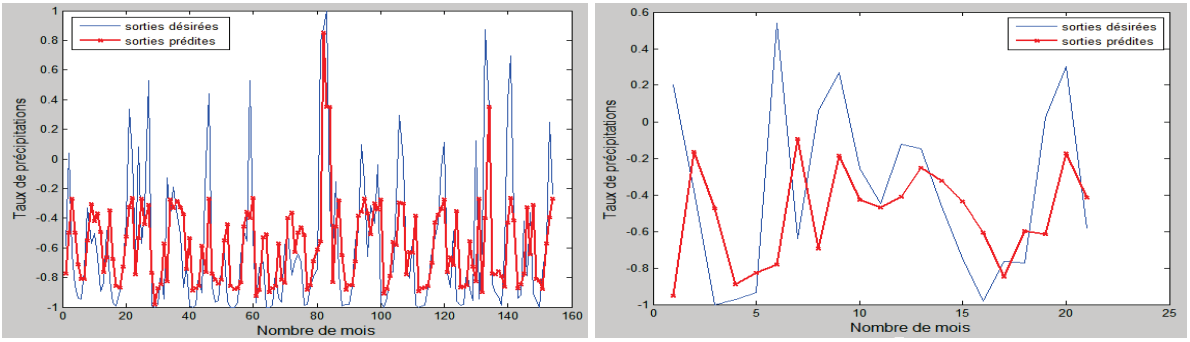
Taille de la fenêtre temporelle	Apprentissage		Test	
	EQM	R	EQM	R
2	0,17	0,48	0,24	0,37
3	0,15	0,57	0,21	0,41

Les résultats obtenus montrent qu'avec l'algorithme de premier ordre la précision de la prévision augmente lorsqu'on augmente la taille de la fenêtre temporelle. Cependant, quand on dépasse la largeur de taille trois, on trouve que le coefficient de corrélation diminue notablement tandis que l'erreur d'estimation augmente. Ce résultat fixe à trois la taille

optimale de la fenêtre temporelle appliquée à l'entrée du TDNN. Il permet de mettre en évidence une propriété intéressante dans le cas du phénomène de précipitations, celle de voir que l'état futur du phénomène dépendrait de plusieurs états l'ayant précédé, ainsi que les données de précipitations forment une séquence d'un phénomène aléatoire dont la durée de vie est relativement courte.

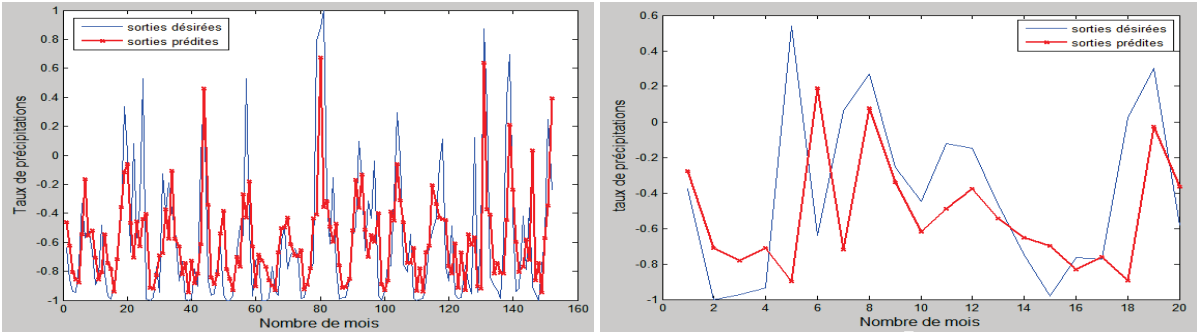
3.2. Apprentissage du second ordre

Les figures 5, 6 et 7 ainsi que la table 2, illustrent les résultats obtenus en utilisant l'algorithme de Lavenberg-Marquardt.



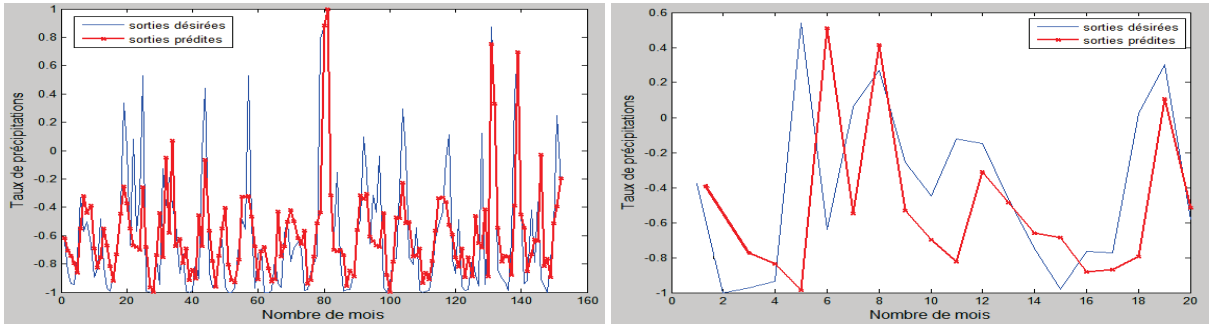
(a) Apprentissage (période : 1996/2008). (b) Test (période : 2009/2010).

Figure 5 : TDNN avec fenêtre temporelle de taille 2.



(a) Apprentissage (période : 1996/2008). (b) Test (période : 2009/2010).

Figure 6 : TDNN avec fenêtre temporelle de taille 3.



(a) Apprentissage (période : 1996/2008). (b) Test (période : 2009/2010).

Figure 7 : TDNN avec fenêtre temporelle de taille 4.

En utilisant l'algorithme de second ordre, on voit que les performances (R, EQM) s'améliorent par rapport aux résultats trouvés en utilisant l'algorithme du premier ordre. Ce résultat qui fixe à quatre la taille optimale de la fenêtre temporelle appliquée à l'entrée du TDNN, signifie que l'algorithme d'apprentissage du second ordre permet d'avoir une

meilleure représentation du phénomène, ce qui veut dire que ce dernier est plus précis que l'algorithme du premier ordre. On constate donc qu'avec l'algorithme de premier ordre on a une approximation grossière des données par rapport à celle obtenue en utilisant l'algorithme de second ordre.

Tableau 2. Erreur quadratique moyenne (EQM) et coefficient de corrélation (R) après apprentissage et test.

Taille de la fenêtre temporelle	Apprentissage		Test	
	EQM	R	EQM	R
2	0,14	0,59	0,22	0,38
3	0,13	0,65	0,19	0,46
4	0,09	0,72	0,18	0,51

Conclusion

Ce travail avait pour but de contribuer à la modélisation et la prévision des précipitations dans la région de Tizi Ouzou en utilisant le TDNN. Les résultats obtenus nous ont permis de prouver la robustesse de notre modèle. Par ailleurs, l'exploitation de TDNN pour la modélisation et la prévision des données non dépourvues de leurs tendances ou de leurs fluctuations saisonnières paraît satisfaisante. Nous avons mis en évidence l'intérêt d'avoir recours à l'utilisation d'un algorithme d'apprentissage du premier ordre. Mais, le passage à un algorithme d'apprentissage du second ordre permet d'avoir une meilleure représentation du phénomène. Nous avons constaté aussi que la taille de la fenêtre temporelle et le délai à l'entrée du TDNN influencent la capacité de mémorisation de façon significative. Ainsi, plus la taille de la fenêtre augmente, plus la capacité de mémorisation s'accroît. Par conséquent, dans le cas des précipitations, leur état futur va dépendre de plusieurs états précédents. Cependant une capacité de mémorisation trop importante pourrait nuire au pouvoir de généralisation du TDNN, les données de précipitations forment un processus aléatoire dont la durée de vie est courte. Aussi, il serait intéressant d'appliquer le TDNN à des séquences de données collectées à la cadence de l'heure et de la journée. De plus, ce réseau présente des difficultés lorsqu'il s'agit de prévoir les valeurs de pic. Pour remédier à cet inconvénient, il faudrait disposer de données plus nombreuses pour l'apprentissage du TDNN.

Références bibliographiques

Coulibaly P., Anctil F. et Bobée B., 1999 : Prévision hydrologique par réseaux de neurones artificiels : état de l'art. CNRC Canada, *Can. J. Civ. Eng.*, Vol. 26.

Dreyfus G., Martinez J. M., Samuelides M., Gordon M. B., Badran F.,Thiria S., Hérault L., 2002 : *Réseaux de neurones : Méthodologie et applications*. Eyrolles, Paris.

French M., Krajewski W., and Cuykendal R R., 1992 : Rainfall forecasting in space and time using a neural network. *J. Hydrol.*, 137, 1-31.

G. Box, G. M. Jenkins, G. Reinsel, 1994 : *Time Series Analysis: Forecasting & Control*. 3rd ed., Prentice Hall.

Hung N. Q., Babel M. S., Weesakul S. and Tripathi N. K., 2009 : An artificial neural network model for rainfall forecasting in Bangkok, Thailand. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1413-1425.

Maier. R. H and Dandy. G. C., 1999 : Comparison of various methods for training feed-forward neural network for salinity forecasting. *Water Resources Research*, 35(8), 2591-2596.

Waibel A., 1989 : Modular construction of Time Delay Neural Networks for Speech Recognition. *Neural computation*, 1, 39-46.

LES BIAIS SYSTÉMATIQUES DES INDICATEURS GLOBAUX DE PRÉCIPITATION EN ZONES ARIDES ET MONTAGNEUSES : UN ESSAI D'ANALYSE RÉGIONALE

Jean-Claude BERGES et Gérard BELTRANDO

UMR PRODIG/université Paris 1, 2 rue Valette 75005 Paris, France. Jean-Claude.Berges@univ-paris1.fr

Résumé *: Le dispositif d'observation spatiale des précipitations s'étend rapidement avec la mise en orbite de nouveaux capteurs micro-onde. Et plusieurs produits globaux de précipitation sont disponibles sur le Web. Cet article se concentre sur deux produits : le GSMAP-MVK+ et le GPCP-1DD. Il effectue une analyse régionale des biais et met en relation les erreurs avec les caractéristiques des algorithmes d'estimation. Le résultat principal est que, bien que la méthode micro-onde la plus avancée se comporte mieux pour les estimations à échelle locale, les phénomènes orographiques sont largement sous-estimés. Cette conclusion amène à considérer une adaptation des méthodes de réduction d'échelle en face de phénomènes orographiques significatifs.*

Mots-clés *: Précipitations, télédétection, effets orographiques.*

Abstract*: Satellite observation system of rain events is quickly expanding with the new microwave sensors. And several global rainfall products are broadcasted on the Web. This paper focuses on two products: the GSMAP-MVK+ and the GPCP-1DD. It performs a bias regional analysis and relates the estimation errors to the algorithm design. The main results is, whereas the most advanced microwave estimator performs better for local scale rainfall retrieval, the orographic phenomena are deeply underestimated. This conclusion raises the issue of adapting the downscaling method in front of significant orographic effects.*

Keywords*: Precipitation, remote sensing, orographic effects.*

Introduction

Depuis 1980, l'extension progressive des dispositifs de mesures spatiales a eu un impact positif sur la disponibilité et la précision des produits globaux de restitution de champs de précipitation. La disponibilité de cette information est particulièrement sensible en zone intertropicale où d'une part le réseau au sol est insuffisant et où d'autre part les précipitations, essentiellement associées à la convection profonde, présentent une grande variabilité (Houze, 2004). La plupart de ces produits sont disponibles en temps quasi-réel sur internet et fournissent des cumuls de précipitation à différentes échelles.

Cette multiplicité amène à se questionner sur la qualité relative de ces produits et la nature de leurs biais. La question de l'échelle de validité est d'autant plus sensible que les problématiques aujourd'hui dominantes portent sur les questions de changement climatique global. Un même produit peut présenter des caractéristiques statistiques correctes à cette échelle et présenter des biais systématiques pour des analyses locales. Dans ce travail, nous nous proposons d'analyser régionalement la qualité d'estimation et de relier les erreurs aux caractéristiques des algorithmes de production des estimateurs.

Nous comparerons deux produits de précipitation qui diffèrent profondément bien qu'ils utilisent des sources de données très similaires : le Global Precipitation Climatology Product (GPCP) et le Global Satellite MApping of Precipitation (GSMAP). Les champs de réanalyse du Global Precipitation Climate Center (GPCC) seront utilisés pour la validation. Ce centre, rattaché au service météorologique allemand (DWD), maintient une base de postes pluviométriques et fournit des champs interpolés à partir de ces données (Beck *et al.*, 2005).

1. Le dilemme de la conception d'un produit de précipitation

Les satellites météorologiques fournissent deux types d'information susceptibles d'être intégrés dans un produit global de précipitation : d'une part les enregistrements dans les

longueurs d'onde infrarouges et visibles des géostationnaires et, d'autre part, ceux réalisés à travers les capteurs micro-ondes passives des défilants. Ces deux types de données diffèrent aussi bien par la relation physique avec les précipitations que par leurs caractéristiques de prises de vue.

La relation statistique entre température de sommet de nuage et intensité de précipitation est bien connue. Déjà en 1981, une première méthode d'estimation globale, le GOES Precipitation Index, se basait sur les images des géostationnaires (Arkin et Meisner, 1987). Les algorithmes de restitution ont été considérablement raffinés depuis mais reposent toujours sur le même postulat implicite : les canaux infrarouges thermiques permettent d'opérer une classification nuageuse pertinente en terme d'intensité de précipitation. La validité de cette approche est purement statistique et dépend donc étroitement des échelles de restitution.

Les longueurs d'onde utilisées en micro-ondes passives se trouvent dans la bande de fréquence de 10 GHz (30 mm) à 150 GHz (2 mm). Pour ces fréquences, le signal enregistré correspond principalement à une émission provenant de la surface et de l'atmosphère terrestre. L'intérêt de cette bande par rapport à l'infrarouge thermique est que le signal émis sera peu perturbé par les cristaux de glace de petites tailles et ne sera sensible qu'aux plus gros hydrométéores. Le capteur micro-onde ne verra donc pas l'ensemble du couvert nuageux mais seulement les zones de précipitation. Sur terre, seules les longueurs d'onde les plus courtes de la bande seront utilisées. Dans ces longueurs d'onde, l'effet principal des précipitations est de rétrodiffuser une partie du signal de surface et donc d'atténuer le signal mesuré par le satellite (Kummerow *et al.*, 1996).

Bien que la relation avec les précipitations soit plus directe dans le domaine des micro-ondes que dans celui de l'infrarouge thermique, les conditions d'acquisition sont beaucoup moins favorables. Les capteurs micro-ondes ne sont installés qu'à bord de satellites défilants et leur résolution spatiale est plus grossière que celle des radiomètres imageurs en orbite géostationnaire. Concevoir un produit satellite global de précipitation revient donc à combiner des deux sources d'information différant par la qualité de la couverture et la nature de la relation au phénomène étudié. Et sur ce point les deux produits GSMaP et GPCP sont très sensiblement différents.

Un autre point qui doit être souligné : la relation entre émission micro-onde et intensité de précipitation ne peut en aucun cas être explicitement résolue même si le profil vertical d'atmosphère et les paramètres de surface sont connus. Il n'est pas possible d'appliquer une relation inverse à partir d'un modèle de transfert radiatif qui déduirait une température de brillance pour chaque classe de taille d'hydrométéore. Ceci est du à l'hétérogénéité, à différentes échelles, des caractéristiques microphysiques de ces hydrométéores. Les deux produits de précipitation adoptent également des stratégies différentes pour les restitutions d'intensité de précipitation à partir de l'information micro-onde mais dans les deux cas l'estimation se fait à travers une méthode bayésienne. Les probabilités a priori sont définies à partir du satellite TRMM qui combine radar de précipitation et micro-ondes passives. Enfin les difficultés d'inter-calibration des différents satellites ne doivent pas être sous- estimées. Sur des plates-formes pour la plupart héliosynchrones, ceci est susceptible d'introduire des biais significatifs dans l'échantillonnage du cycle diurne.

Le GPCP (Adler *et al.*, 2003) est diffusé sous forme de deux produits : 1° quotidien et 2,5° mensuel. La première étape consiste en une estimation micro-onde basée sur le canal 85 GHz de l'ensemble des satellites disponibles. La répétitivité à l'équateur de ce premier produit est d'environ trois heures et il est combiné par une adaptation d'histogramme avec un canal infrarouge thermique de géostationnaire pour assurer la continuité temporelle. Ce nouvel estimateur est ensuite ajusté sur les postes pluviométriques provenant du produit GPCC-suivi

à l'échelle du produit GPCP 2,5° mensuel. Le GPCP 1° quotidien est ensuite obtenu par une réduction d'échelle basée uniquement sur l'information satellite.

Le GSMAP (Kubota *et al.,* 2007) donne un poids beaucoup plus fort à l'estimation micro-onde des précipitations. Cet algorithme d'estimation est une évolution de celui du GPCP : deux canaux micro-ondes sont utilisés et les probabilités *a priori* intègrent les champs d'analyse des prévisions météorologiques. L'intégration de l'infrarouge repose sur un procédé très différent du GPCP. Des trajectoires sont déduites des images de géostationnaire et utilisées pour simuler une propagation des zones de pluie identifiées par l'estimation micro-onde. Ce produit qui n'intègre pas de données sol est beaucoup plus orienté vers le temps quasi-réel que le GPCP. La version MVK+ (0,1° quotidienne) sera utilisée ici.

2. Comparaison des deux produits

La figure 1 représente une moyenne des cumuls annuels de précipitation telle que restituée par ces deux produits. Cette moyenne est calculée sur les quatre années où le produit GSMaP est disponible. Même à cette échelle d'agrégation des différences sensibles apparaissent au-delà de l'évidente plus fine granularité de GSMaP. La plus notable est que le GPCP surestime le GSMaP dans les zones de fortes précipitations sur terre. Ce phénomène a été signalé (Seto *et al.*, 2009) qui, en prenant comme référence le radar de précipitation TRMM, attribuent cette différence à un biais positif du GPCP. Le meilleur comportement du GSMaP serait dû à l'intégration du canal 37 GHz qui fournit des estimations plus efficaces lorsque le sommet du nuage précipitant dépasse 10 km. Sur mer où les deux produits utilisent des algorithmes différents intégrant tous les canaux les résultats paraissent beaucoup plus similaires. A cette échelle l'impact de la méthode d'intégration de l'information infrarouge est plus difficile à apprécier. On remarquera toutefois sur le produit GPCP des artefacts sous forme de discontinuités linéaires verticales correspondant aux limites des zones de couverture des géostationnaires. La procédure d'adaptation d'histogramme sur fenêtre glissante du GPCP repose sur un postulat d'homogénéité spatiale qui n'est plus valide à la frontière de deux zones d'acquisition. La même propriété pourrait expliquer les différences observées sur les massifs montagneux de Colombie. Les deux produits présentent de forts gradients de pluviométrie à proximité des côtes qui peuvent aussi bien être attribués à un phénomène physique qu'à des effets d'algorithme.

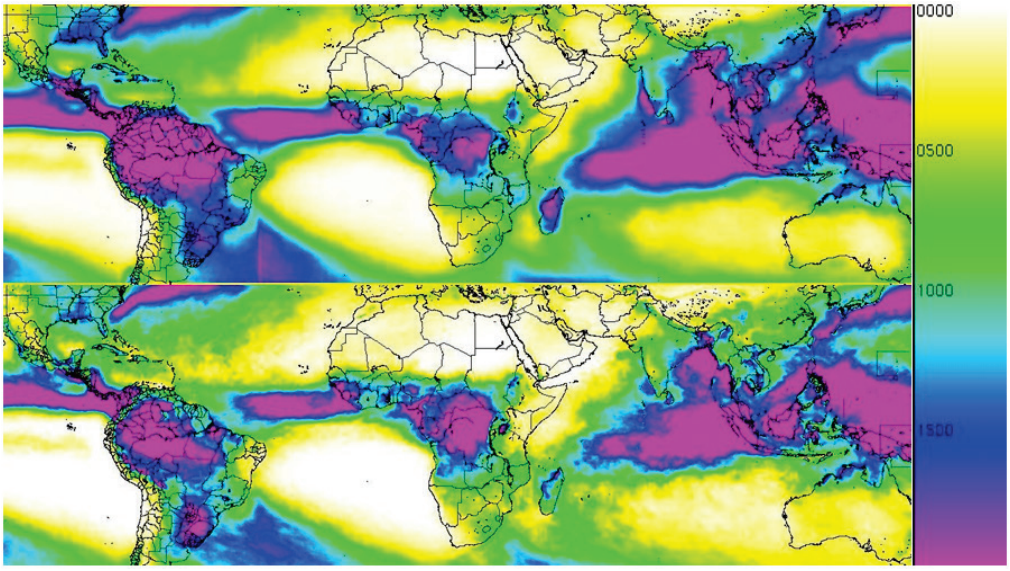


Figure 1 : Carte des cumuls de précipitations (mm) sur la période 2003-2006 à partir des estimateurs GPCP-1DD (haut) et GSMAP-MVK+ (bas).

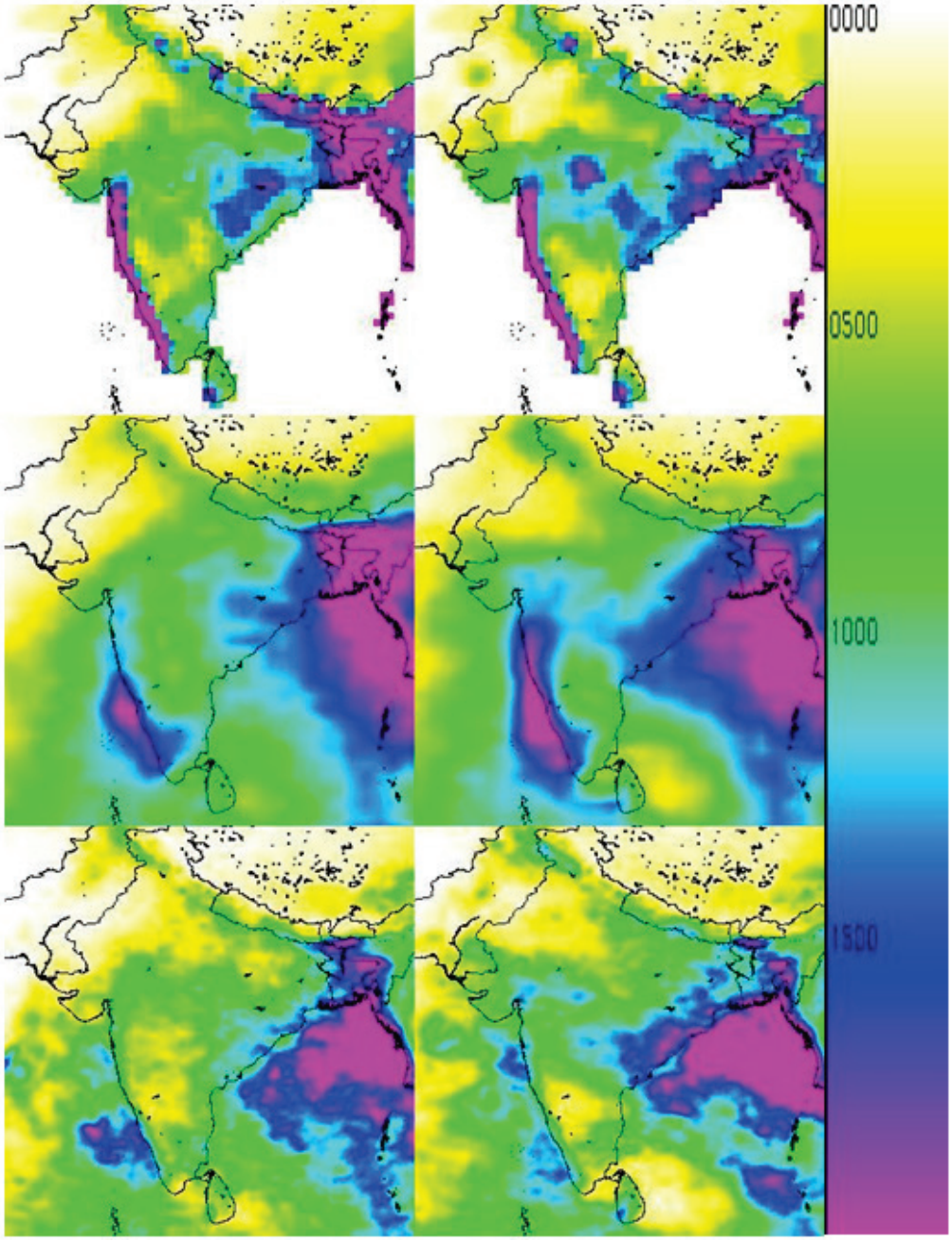


Figure 2 : Cumuls de précipitation (mm) à l'échelle de l'Inde de mai à octobre pour 2004 (resp. 2006) à gauche (resp. droite). En haut le GPCC, un produit généré exclusivement à partir de postes pluviométriques, au centre le GPCP-1DD et en bas le GSMAP. Les produits ont été ramenés à une même grille par interpolation et projeté sur la zone 5N-35N/65E-95E.

Pour valider globalement ces produits un seul jeu de données est actuellement disponible : celui du radar de précipitation du satellite TRMM. Mais, outre le fait que l'algorithme de restitution présente des biais connus (Iguchi *et al.*, 2009), l'échantillonnage temporel induit par la conception de l'appareil et l'orbite du satellite porteur limite la validité statistique des résultats. Aussi le GPCC, le produit intégrant uniquement le réseau sol, a été utilisé comme base de validation. Pour éviter les biais induits par l'hétérogénéité du réseau, nous nous sommes limités au sous-continent indien. En zone intertropicale cette région se caractérise par la densité de stations la plus élevée.

Les cumuls de précipitations ont été calculés pour la période du flux de mousson, de mai à octobre, pour quatre années successives (2003 à 2006). Les résultats sont consistants entre ces

quatre années et les biais observés sont identiques. Comme il apparait sur la figure 2, le produit GSMAP est beaucoup plus proche du GPCC que le GPCP. Ceci peut paraître surprenant dans la mesure où, au contraire du GPCP, le GSMAP n'intègre que des données satellite. Ainsi, le GPCP restitue très mal les gradients de précipitation, même en tenant compte de sa résolution de 1°. La réduction d'échelle opérée à partir du produit 2,5° ne semble pas en mesure de restituer les variabilités spatiales. Bien que le GSMAP n'intègre pas de données de postes pluviométriques, les valeurs estimées restituent souvent mieux le champ GPCC. En particulier le GSMAP rend compte du minimum pluviométrique sur le plateau du Deccan alors que l'estimation GPCP ne présente pas un minimum aussi marqué.

La répartition spatiale des écarts entre données de référence et estimations se présente également très différemment. Alors que l'écart entre GPCP et GPCC traduit surtout le lissage spatial associé à la méthode d'estimation, celui entre GSMAP et GPCC est plus représentatif de discontinuités spatiales réelles. Le phénomène prédominant est l'incapacité du GSMAP à rendre compte des pluies liées à des phénomènes orographiques. Pendant la mousson d'été, cette région est soumise à des flux d'Ouest à Sud (figure 3) et les deux zones principales de soulèvement sont les Ghats occidentaux et les contreforts Himalayens. Alors que le GPCC enregistre des précipitations intenses (supérieures à 2000 mm), elles n'apparaissent sur aucun des deux produits satellites.

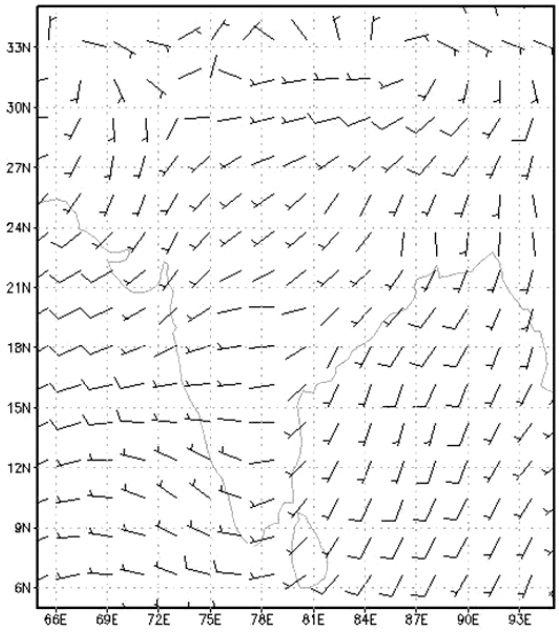


Figure 3 : Vents moyens à 10 m, en juillet 2004 (réanalyses NCEP).

Conclusion et essai d'interprétation

Même au pas d'agrégation temporelle d'une saison les produits de précipitation présentent des différences notables entre eux et divergent significativement des données sol. Néanmoins, la disponibilité de nouveaux capteurs micro-onde est de nature à améliorer la qualité des estimations et le GSMAP qui repose sur les algorithmes les plus élaborés se rapproche le plus du GPCC. Il est vraisemblable que ces produits profiteront de la prochaine disponibilité des données Megha-Tropiques puis du GPM (http://pmm.nasa.gov/GPM), programme NASA/JAXA assurant la suite de TRMM.

Les très mauvaises performances des deux produits sur les pluies d'origine orographique amènent un questionnement d'une autre nature. Ces biais proviennent-ils de l'état actuel du dispositif d'observation ou sont-ils induits par la nature même des méthodes d'estimation ? Répondre à cette question nécessite une analyse des sources d'erreur internes aux algorithmes

mais quelques hypothèses peuvent être avancées. Si les vitesses de soulèvement des masses d'air sont statistiquement différentes de celles observées dans d'autres types de précipitation alors les distributions de taille d'hydrométéores sont aussi différentes. La restitution micro-onde de l'intensité de précipitation sera ainsi biaisée puisque les estimations de probabilité *a priori* ne seront plus valides. Une autre source d'erreur provient des procédures de synthèse, toutes les méthodes supposant une homogénéité spatiale dans une fenêtre glissante de taille fixe. Les zones où les phénomènes orographiques ont une importance significative ne représentent qu'une petite surface au niveau global et il est vraisemblable qu'une seule densification des observations micro-onde ne suffise pas à rendre compte de ce type de précipitation. Et dans l'attente d'une modification des algorithmes de génération de ces produits globaux des corrections spécifiques devront être apportées lors des opérations de réduction d'échelle.

Références bibliographiques

Adler R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, E. Nelkin, 2003 : The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation analysis (1979-present). *J. Hydrometeorol*., 4, 1147-1167.

Arkin P.A., and B. N. Meisner, 1987 : The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. *Mon. Wea. Rev*., 115, 51-74.

Beck C., J. Grieser, B. Rudolf, 2005 : A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. DWD. *Klimastusbericht,* 2004, 181-190.

Houze R. A. Jr., 2004 : Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys*., 42, 10.1029/2004RG000150, 43 pp.

Iguchi T., T. Kozu, J. Kwiatkowski, R. Meneghini, J. Awaka, K. Okamoto, 2009 : Uncertainties in the Rain Profiling Algorithm for the TRMM Precipitation Radar. *J. of the Met. Soc. of Japan*, 87A, 1-30.

Kubota T., S. Shige, H. Hashizume, K. Aonashi, N. Takahashi, S. Seto, M. Hirose, Y. N. Takayabu, K. Nakagawa, K. Iwanami, T. Ushio, M. Kachi, K. Okamoto, 2007 : Global Precipitation Map using Satelliteborne Microwave Radiometers by the GSMaP Project : Production and Validation, IEEE Trans. *Geosci. Remote Sens*., 45, No. 7, 2259-2275.

Kummerow C., W.S. Olson, Giglio L., 1996 : A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. IEEE Trans. *On Geoscience and Remote Sensing*, 34, 1213-1232.

Seto S., T. Kubota, T. Iguchi, N. Takahashi, T. Oki, 2009 : An Evaluation of Over Land Estimates by GSMAP and GPROF Algorithms: The Role of Lower Frequency Channels. *J. of the Met. Soc. of Japan*, 87A, 183-202.

IMPACTS DES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUE ET HYDROLOGIQUE SUR L'APPROVISIONNEMENT EN EAU POTABLE DANS LA COMMUNE D'ADJOHOUN (BÉNIN)

Modestine V. BESSAN, Expédit W. VISSIN et Christophe S. HOUSSOU

Laboratoire Pierre Pagney 'Climats, Eau, Ecosystèmes et Développement' (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, 03 BP 1122, Jéricho, Cotonou, Bénin. modesbessan@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, christpasse@yahoo.fr

Résumé : *La commune d'Adjohoun connaît des problèmes d'approvisionnement en eau potable qui varient selon que la population traverse la saison sèche ou la saison pluvieuse, la période de crue ou de décrue. La présente étude a pour objectif d'identifier et d'analyser les impacts des régimes pluviométrique et hydrologique sur l'approvisionnement en eau potable dans la commune. Pour y parvenir, des données collectées et soumises à des méthodes de traitement et d'analyse diagnostiques ont révélé que la commune dispose de plusieurs sources d'approvisionnement en eau potable dont le degré de fréquentation varie suivant les régimes sus-cités. Ces situations ont pour impacts la recrudescence des maladies d'origine hydrique.*

Mots-clés *: Adjohoun, régimes pluviométrique et hydrologique, approvisionnement en eau potable, impacts.*

Abstract: Impacts of the pluviometric and hydrological regimes on the drinking water supply in the Adjohoun municipality.
The Adjohoun municipality knows problems of supply drinking water which vary according to whether the population crosses the dry season or the rainy season, the period of believed or from fall. The present study aims to identify and analyze the impacts of the pluviometric and hydrological modes on the supply drinking water in this town. For that purpose, data collected and methods of diagnostic revealed that Adjohoun has several sources of supply drinking water of which the degree of frequentation varies according to the different regimes. These situations explain the recrudescence of the water-related diseases.

Keywords*: Adjohoun, rainfall and hydrological modes, supply drinking water, impacts.*

Introduction

La croissance démographique, l'urbanisation et les progrès réalisés en termes d'industrialisation se combinent pour créer une demande en eau toujours plus importante (Wenger *et al*., 2003). L'accès à l'eau et à l'assainissement est l'un des principaux enjeux du XXIème siècle (Action Contre la Faim, 2006). Mais l'accès à l'eau dépend d'un certain nombre de facteurs au nombre desquels ceux naturels comme les régimes pluviométrique et hydrologique. Dans la commune d'Adjohoun, le système d'approvisionnement en eau potable varie selon qu'on est en saison pluvieuse ou sèche ou en période de crue ou de décrue. Et malgré ses multiples potentialités hydriques (réseau hydrographique très dense, hauteurs de précipitations moyennes annuelles élevées, etc.), Adjohoun reste confrontée à de véritables problèmes d'approvisionnement en eau potable, ce qui entraine des maladies hydriques.

Située au Bénin entre 6°38' et 6°48' de latitude Nord, et 2°25' et 2°35' de longitude Est, la commune d'Adjohoun couvre une superficie d'environ 308 km^2 et est localisée au centre du département de l'Ouémé, dans la vallée, et à 32 km de Porto-Novo (figure 1). Adjohoun jouit d'un climat de type subéquatorial avec deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches. La pluviométrie est d'environ 1200 mm/an. La température moyenne, selon l'ASECNA[2] (2011), varie entre 27 et 31°C au pas de temps mensuel dans la zone d'étude. Sur le plan humain, la population d'Adjohoun, en 2002, s'élevait à 56 455 habitants selon le RGPH[3] (INSAE, 2003). Cet effectif a été estimé en 2010 à 60 923 habitants. La densité de la population est d'environ 189,9 habitants par km^2. Le nombre de ménages que compte la commune a été estimé à 12 742 en 2010.

[2] Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar
[3] Recensement Général de la Population et de l'Habitation

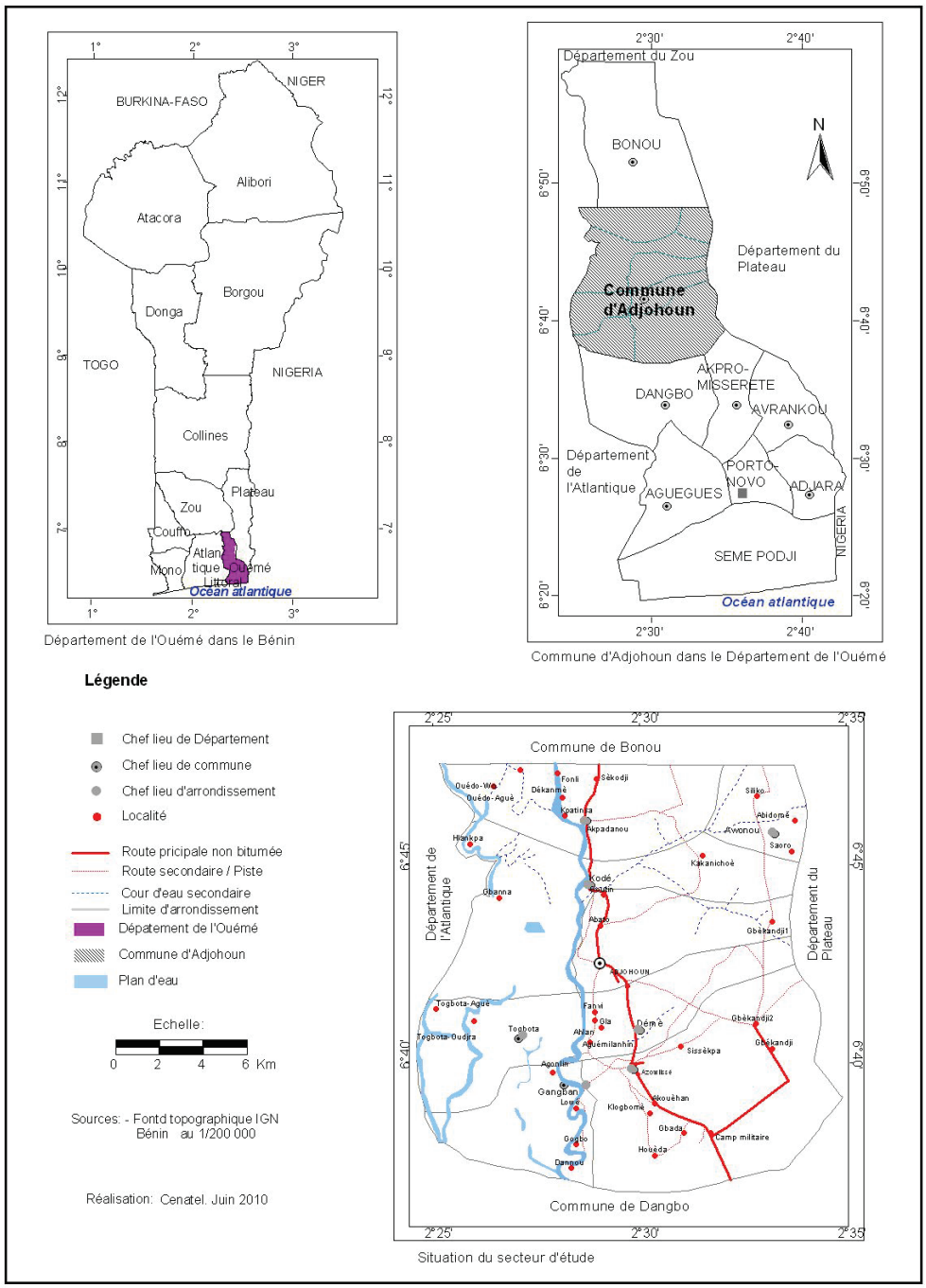


Figure 1 : Localisation de la commune d'Adjohoun et de ses arrondissements.

1. Données et méthodes

1.1. Données et techniques de collecte

La revue documentaire, les entretiens par questionnaire et guide d'entretien, la technique de 'focus group', l'observation directe et les prélèvements d'eau ont été utilisés comme techniques pour collecter des données relatives aux effectifs de la population, au nombre et types d'ouvrages d'approvisionnement en eau de la Direction Générale de l'Eau (DG-Eau), aux productions de la Société Nationale des Eaux du Bénin (SONEB), aux pathologies, aux paramètres hydro-climatiques, ainsi qu'aux sources naturelles d'eau.

Ces données sont collectées auprès de 382 ménages échantillonnés suivant un choix aléatoire sur les 12742 que comptait la commune en 2010, soit un taux de sondage de 3 %. A

cet échantillon viennent s'ajouter 3 sages et notables, 57 autorités locales et 20 personnes ressources sélectionnées suivant un choix raisonné. Différentes méthodes de traitement et d'analyse ont été ensuite mises en œuvre.

1.2. Méthodes de traitement des données

- **Méthode d'estimation de l'évolution de la population**

La formule de Vandeschrich (1995) a été utilisée pour calculer l'effectif de la population où :

$$Pt = P_0 (1+t)^{n-0}$$

avec Pt, la population de l'année d'estimation ; P_0, la population de l'année de référence ; t, l'accroissement de la population ; n, l'année d'estimation ; 0, l'année de référence.

- **Méthodes d'examen de la qualité des eaux les plus consommées**

Pour la période allant d'avril à juin 2011 (pleine saison pluvieuse), 2 prélèvements ont été faits au niveau de 9 différentes sources d'approvisionnement en eau à Adjohoun. Ces prélèvements sont stockés en glacière et ensuite traités au laboratoire de la DG-Eau où des analyses bactériologiques et physico-chimiques sont réalisées. L'analyse bactériologique a été réalisée par filtration de 100 ml d'eau sur membrane et celle physico-chimique a été effectuée par colorimétrie, titrimétrie et spectrophométrie.

2. Résultats

2.1. Régimes pluviométriques et hydrologiques mensuels

- **Variabilité pluviométrique mensuelle**

Les pluies sont inégalement réparties sur l'année dans la commune d'Adjohoun. La figure 2 indique que le régime pluviométrique suit un rythme annuel bimodal. Ainsi, la grande saison des pluies s'étend de mars à juillet, période durant laquelle la majorité des populations utilise l'eau de pluie et des sources naturelles, et la petite saison s'étale entre septembre et octobre. De novembre à février, les hauteurs de pluies sont faibles avec des moyennes mensuelles oscillant entre 8,38 et 36,2 mm. Ces mois correspondent par ailleurs aux mois secs durant lesquels d'autres sources d'eau sont utilisées.

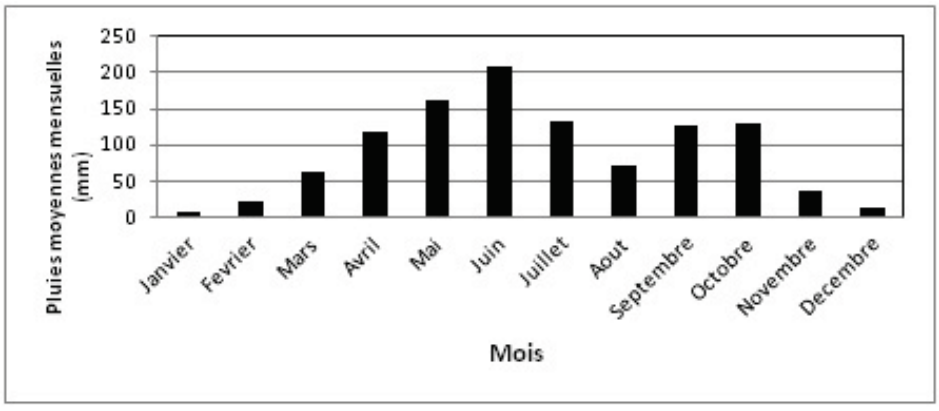


Figure 2 : Régime pluviométrique mensuel d'Adjohoun de 1965 à 2009. Source : ASECNA, 2011.

- **Eléments hydrologiques**

La commune d'Adjohoun dispose d'un réseau hydrographique dense dont le plus important cours d'eau est le fleuve Ouémé (510 km) qui marque l'écosystème. Sa crue commence généralement entre juin et juillet et atteint son maximum en septembre-octobre

(figure 3), mois durant lesquels les crues les plus amples marquent un palier de plusieurs semaines. Pendant ces périodes, l'eau du fleuve et des sources naturelles devient inaccessible (Pélissier, 1963).

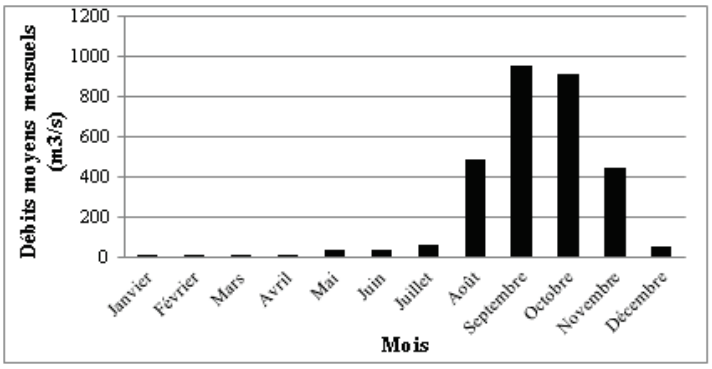


Figure 3 : Débits moyens mensuels de l'Ouémé à Adjohoun (1965-2009) ; source : DG-EAU, Cotonou, 2011.

2.2. Identification des sources d'eau utilisées suivant les régimes

La commune d'Adjohoun dispose de plusieurs sources d'eau comme *i*) les ouvrages d'hydraulique villageoise (les FPM : Forages équipés de Pompe à motricité Humaine qui desservent 250 habitants et les AEV: Adductions d'Eau Villageois qui sont installées dans les villages de 1000 habitants) mis en place par la DG-Eau et entretenus par elle et la communauté, *ii*) le réseau de distribution d'eau urbain installé et entretenu par la SONEB (environ 5 % de la population a accès à cette eau), *iii*) les PEA (Postes d'Eau Autonomes) mis en place par les populations elles-mêmes et qui doivent desservir 1000 habitants, ainsi que *iiii*) les sources d'eau naturelles (fleuve, mare, etc.), les citernes et les puits traditionnels.

Pendant la période d'étiage (décrue de janvier à juillet) qui couvre aussi bien une bonne partie de la saison sèche (janvier et février) que de la saison des pluies (avril à juillet), les enquêtes ont révélé que 30 à 40 % des ménages, surtout ceux situés sur les bourrelets de berge du fleuve, utilisent le fleuve et ses autres affluents comme eau de consommation. Les photos 1 et 2 montrent des prélèvements d'eau aux sources non aménagées et au fleuve.

Photo 1 : Prélèvement d'eau de source non aménagée pendant la décrue (cliché M. Bessan, mai 2011).

Photo 2 : Eau du fleuve Ouémé prélevée pendant la décrue (cliché M. Bessan, mai 2011).

Ces utilisations s'expliquent par le fait que l'accès à ces sources est gratuit et plus facile. Mais il est important de noter que ces sources sont envahies pendant la crue par les eaux de ruissellement et le débordement du fleuve, alors même que ces populations y ont recours pendant cette période. Les eaux issues de la saison pluvieuse dues au recueillement direct de l'eau de pluie dans les citernes ou dans des bassines et jarres sont très peu entretenues. Il s'en

suit alors que 70 % environ de la population abandonnent pendant ces périodes les ouvrages de la DG-Eau et de la SONEB, qui sont des points d'eau potable. Cette utilisation n'est pas sans conséquence sur la santé des populations puisque les eaux consommées majoritairement sont de très mauvaise qualité.

2.3. Qualité bactériologique de l'eau consommée à Adjohoun

L'analyse bactériologique des quelques échantillons des eaux consommées à Adjohoun a donné les résultats consignés dans le tableau 1.

Tableau 1 : Synthèse de l'analyse bactériologique des échantillons d'eau consommée (source : Laboratoire de la DG-Eau et travaux de terrain, juin 2011).

	Echantillons									
Paramètres (pour 100 ml)	**Eau du fleuve**	**Eau de pluie**	**Puits Moderne**	**PEA**	**Source non aménagée**	**SONEB**	**FPM**	**AEV**	**Source aménagée**	**Valeurs Maximales Admises (VMA)**
Coliformes totaux	2800	1200	950	150	260	0	0	0	10	**10**
Coliformes fécaux	800	600	30	40	900	0	0	0	10	**0**
Streptocoques fécaux	0	6	0	0	13	0	0	0	0	**0**

Ce tableau révèle que seules les eaux de la SONEB, des FPM, des AEV, consommées par 40 % (crue et saison sèche) et 20 % (décrue et saison des pluies) de la population, et dont le prix varie entre 20 et 40 FCFA par bidon de 25 litres, ont une qualité bactériologique acceptable. Par contre, toutes les autres sources d'eau dont l'accès est gratuit ont un nombre de coliformes totaux et de coliformes fécaux dépassant largement les normes recommandées par l'OMS pour l'eau de boisson. Ces eaux sont donc polluées et nécessitent une désinfection appropriée ou des conditions hygiéniques de prélèvement. Cette situation n'est pas sans impacts sur la santé des populations, car elle entraîne de multiples maladies.

2.4. Maladies liées à l'eau

Les statistiques recensées auprès du centre de santé communale sur les maladies hydriques sont synthétisées dans la figure 4, où les effectifs indiquent le nombre de cas de maladies observées pendant l'année 2010 dans toute la commune.

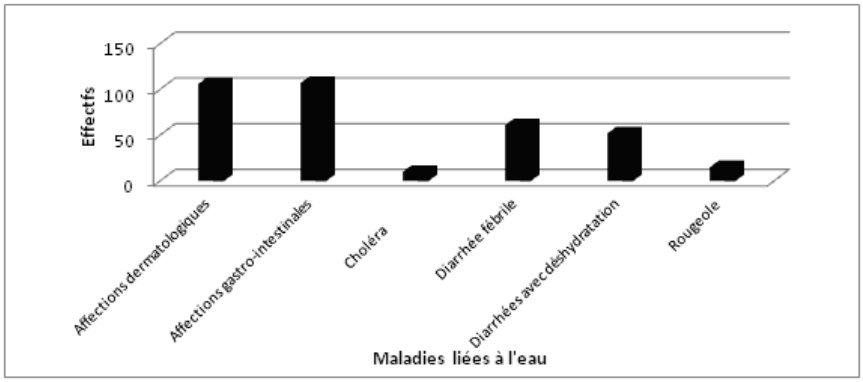


Figure 4 : Maladies liées à l'eau (source : Centre de santé de Adjohoun, mai 2011).

En dehors de ces maladies, des cas d'ulcère de Buruli, de bilharziose, d'infections génitales, de choléra, etc. sont signalés au cours des enquêtes dans les centres de santé d'arrondissement mais dont les statistiques ne sont malheureusement pas disponibles.

Conclusion

Le changement des sources d'approvisionnement en eau potable suivant les régimes pluviométrique et hydrologique observé à Adjohoun a pour véritable cause la gratuité et l'accès facile à ces sources d'eau au détriment des autres sources d'eau auxquelles les populations n'ont accès que par achat. Ces modes d'accès à l'eau qui ont pour impacts négatifs des maladies hydriques, posent un véritable problème de développement. Il est alors important de sensibiliser et d'éduquer les populations sur le quatrième principe de la Gestion Intégré des Ressources en Eau (GIRE) qui dit que « *l'eau, utilisée à de multiples fins, a une valeur économique et devrait donc être reconnue comme bien économique* » (Moriarty *et al.,* 2007) et sur le bien fondé des bonnes pratiques d'hygiène qui assurent la bonne santé.

Références bibliographiques

Action Contre la Faim, 2006 : Eau-Assainissement-Hygiène pour les populations à risque. Edition HERMANN, Paris, France, 744 pages.

ASECNA, 2011 : Données pluviométriques sur le Bénin. Station de Cotonou.

Bessan M. V., 2011 : *Dynamique de la population et approvisionnement en eau de boisson dans la commune d'Adjohoun*. Mémoire de DEA de Gestion de l'Environnement, UAC/ FLASH/DGAT, 98 pages.

Djenontin T. H. J., 2008 : *Problématique de l'approvisionnement en eau dans la commune de Zangnanando : cas de l'arrondissement de Zangnanando*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC/ FLASH/DGAT, 88 pages.

INSAE, 2003 : *Répartition spatiale, structure par sexe et par âge et migration de la population au Bénin*. Cotonou, Direction des Etudes Démographiques, 232 pages.

Moriarty P., Butterworth J. et Batchelor C., 2007 : *La Gestion Intégrée des Ressources en Eau et le sous-secteur de l'approvisionnement en eau et de l'assainissement domestique*. Centre International de l'Eau et de l'Assainissement, Pays-Bas, 44 pages.

Pelissier P., 1963 : *Les pays du bas Ouémé, une région témoin du Dahomey méridional*. Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Dakar, Travaux du Département de Géographie, N°11, 173 pages.

Slansky M., 1962 : *Contribution à l'étude géologique du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo*. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et minières, N°11, éditions Technip, Paris, France, 270 pages.

Vandeschrich C., 1995 : *Analyse démographique. Population et développement*. Louvain-La-Neuve, Edition l'Harmattan, Academia-Bruylant, Paris, 183 pages.

Wenger R., Rogger C. et Dach S. W. V., 2003 : Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE) – La voie du développement durable. *Infos Ressources Focus*, N° 1/03, 17 pages.

STRATÉGIES D'ADAPTATION AUX EFFETS DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DE LA MÉKROU AU NORD-BÉNIN

Michel BOKO [1, 2], Ernest AMOUSSOU [1, 2], Expédit W. VISSIN [1, 2], Sidonie C. HEDIBLE [1, 2], Eugénie E. KEKE [2] et Peter WESSIE [3]

[1] *Laboratoire Pierre Pagney, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), 03 BP 1122, Cotonou, Bénin. Tél. (00229) 97081106. bokomichel@gmail.com*
[2] *Centre Interfacultaire de Formation, de Recherche en Environnement pour le Développement Durable (CIFRED), Bénin. ajernest@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr,*
[3] *Département 'Science et Société', Université de Groningen, Pays-Bas. p.d.m.weesie@rug.nl*

Résumé : *L'instabilité pluviométrique des années 1960 à nos jours, a contribué à une modification des régimes hydrologiques et par conséquent à la non maîtrise des ressources en eau dans le bassin de la Mékrou. Cette étude vise à analyser l'influence de l'évolution actuelle et future du climat sur la production en eau afin de proposer des stratégies endogènes d'adaptation à l'horizon 2025 dans le cadre de la GIRE. Les données utilisées sont la pluie des sept stations du bassin, les ETP de la station synoptique de Kandi et les débits de la Mékrou à Kompongou. Le bilan climatique permet de montrer la variation saisonnière et les périodes de disponibilité de la ressource dans le bassin. L'utilisation des données REMO du projet IMPETUS permet de montrer la tendance pluviométrique de 2000 à 2029. Les résultats obtenus montrent un déficit pluviométrique mensuel de 7,7 % dans le bassin, correspondant à un déficit d'écoulement de 51 % et de recharge de 15 % de 1960 à 1993. Il ressort aussi à partir de la formule du bilan hydrologique que les écoulements de surface ne représentent 7,6 % de la totalité des précipitations annuelles et la recharge des aquifères environ 30,4 %. La baisse pluviométrique observée de 2000 à 2029 dans le secteur d'étude permet d'en déduire son effet négatif potentiel sur la ressource en eau. Face à cette situation, la mise en place d'un système d'alerte rapide à partir des informations hydrométéorologiques est nécessaire dans le bassin.*

Mots-clés : *Bénin, Mékrou, stratégies endogènes.*

Abstract: Adaptation strategies to the effects of climatic variability on the surface water resources in the Mekrou river basin in North Benin.
The rainfall instability of years 1960 at our days, contributed to a modification of the hydrological modes and consequently with less water resource mangement in Mekrou basin. This study aims at analyzing the current and future climate trend on water production in order to propose endogenous strategies of adaptation by 2025 in the context of the IWRM. The data used are: rainfall series of the seven stations of the basin, ETP of the synoptic station of Kandi and flows of Mekrou at Kompongou. The climatic assessment makes it possible to show the seasonal variation and the periods of availability of the resource in the basin. The use of REMO data from IMPETUS project makes it possible to show the future rainfall evolution of 2000 to 2029. The results obtained showed a monthly rainfall deficit of 7.7 % in the basin, corresponding to a deficit of 51 % of flow and to 15 % of recharge of 1960 to 1993. Also, it comes out that the surface flows represent 7.6 % of the annual precipitations and aquifer recharge is approximately 30.4 %. The rainfall observed of 2000 to 2029 in the sector of study makes it possible to deduce from it its negative effect on the water resource. This situation of water deficit requires early warning system from hydrometeorological information in river basin.

Keywords: *Benin, Mekrou, endogenous strategies.*

Introduction

Plusieurs études montrent de nos jours que la terre est entrain de se réchauffer et que le climat est en évolution (GIEC, 2007). Cette crise aigue est le problème environnemental le plus crucial du 21è siècle et mérite d'être traité en urgence. En Afrique tropicale, une région déjà chaude, un réchauffement supplémentaire associé à une diminution des pluies ne l'avantagera probablement pas (Reilly *et al*., 1994). Le Bénin et plus spécialement le bassin-versant béninois du fleuve Niger, sont confrontés à ce défi du siècle que constituent les changements climatiques, facteur de vulnérabilité des ressources en eau, déterminants dans la productivité de l'agriculture. Face à cette tendance du climat, les paysans ont diverses

perceptions et développent de ce fait une panoplie de stratégies d'adaptation. Ces perceptions et stratégies sont souvent peu rapportées par les études sur les modifications du climat.

Situé au nord du Bénin et plus précisément entre les latitudes 10° et 12°30' Nord et les longitudes 1°32' et 3° Est (figure 1), le bassin-versant de la Mékrou qui est un sous-bassin du grand bassin béninois du fleuve Niger, est de plus en plus confronté aux effets de la variation climatique, car il est dans la zone semi aride du pays.

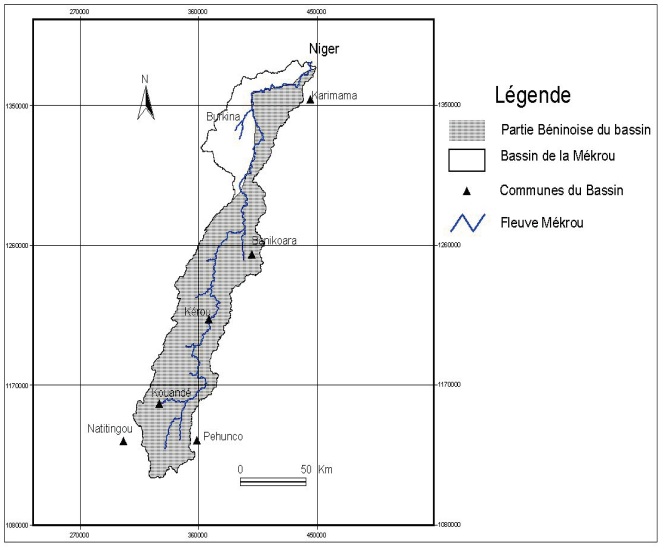


Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la Mékrou.

Il couvre une superficie d'environ 10 500 km², avec une orientation SSW-NNE. Il est partagé entre cinq communes (Banikoara, Karimama, Kérou, Kouandé et Pehunco) et couvert de deux types de relief : la pénéplaine granito-gneissique (90 % de la superficie totale du bassin) et le plateau sédimentaire de Kandi.

Le climat soudanien y est caractérisé par une saison pluvieuse (mai à octobre) et une saison sèche (novembre à avril). Les lames d'eau précipitées sont comprises entre 800 et 1190 mm par an dans le sud du bassin (Kouandé, Péhunco, Kérou). Par contre, dans le Nord, elles oscillent entre 600 et 850 mm par an (Karimama et Banikoara).

Cette partie du bassin constitue aussi un endroit fortement influencé par l'alizé continental appelé harmattan du nord-est, qui marque le début de la saison sèche.

2. Données et méthodes

Les données utilisées sont les précipitations journalières et annuelles de 1960 à 2008 d'un réseau de sept stations réparties sur le bassin et à proximité, provenant de la base de données de l'ASECNA de Cotonou (Bénin). Les données de pluie REMO tirées de la base du projet IMPETUS des stations du bassin couvrant les périodes 1970-1999 et 2000-2029 sont utilisées pour la station de Karimama pour l'analyse pluviométrique passée et future. REMO affine les résultats des modèles globaux. Les données de débit mensuel de 1960 à 1993 du Mékrou à Kompongou extraites de la base de données du service hydrologique de la Direction Générale de l'Eau sont aussi utilisées. Cette période est trop restreinte du fait de la disponibilité et qualité des données.

La régionalisation des précipitations sur le bassin de la Mékrou à l'exutoire de Kompongou est obtenue par une interpolation cubique des données d'observation en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude. Il s'agit d'une généralisation directe à p variables explicatives de la régression linéaire multiple. Elle permet de connaître la distribution de chaque variable prédictive à la variable à expliquer en neutralisant l'effet simultané de toutes les autres variables prédictives. Le champ de pluie obtenu est déterminé suivant la grille MNT de SRTM30. Cette méthode d'interpolation consiste en une régression linéaire des moyennes pluviométriques mensuelles en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude, mais fondée sur le traitement mathématique de la variation spatiale de la variable considérée (Amoussou *et al.*, 2008). La grille utilisée est de 1 x 1 km. Après la régression linéaire multiple, les ratios obtenus sont interpolés, ce qui permet d'obtenir les précipitations de

chaque année en tout point du bassin-versant. Enfin, une validation croisée de type « leave-one-out », qui fut développée par Lachenbruch et Mickey (1968) dans le cadre de recherches sur l'estimation de l'erreur de modèles d'analyse discriminante et, utilisée par l'ACMAD et CLIPS (1998) et Philippon *et al.* (2002), a permis de vérifier la fiabilité des données estimées.

Le bilan climatique (Bc = P - ETP) permet de déterminer les mois humides et secs dans le bassin et d'en déduire les périodes de disponibilité de la ressource en eau et l'usage qui en est fait. A tout cela s'ajoutent le bilan hydrologique (P = Evaporation + Ecoulement + Recharge) qui permet de mieux maîtriser la répartition des pluies dans le bassin, et les enquêtes socio-anthropologiques auprès des populations du bassin-versant visant à confronter les informations qualitatives aux informations quantitatives. Au total 127 habitants ont été interrogés composés de paysans, éleveurs, pêcheurs et les femmes.

3. Résultats et discussion

3.1. Analyse des tendances pluviométriques dans le bassin Mékrou

La figure 2 montre une baisse des précipitations de 1960 à 2008, mais non significative selon le test de Spearman. Ceci se justifie par la reprise des pluies durant la décennie 1990.

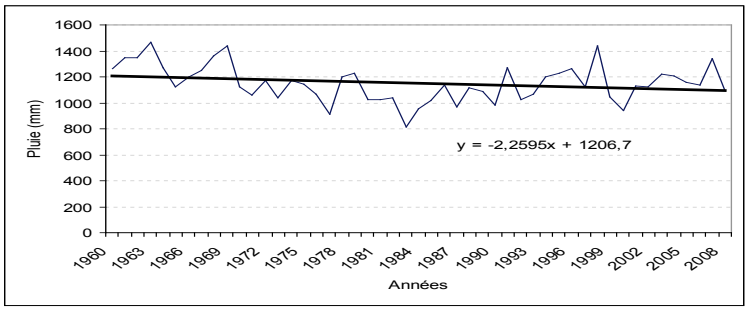


Figure 2 : Evolution interannuelle du champ de pluie en aval de Kompongou de 1960 à 2008.

Une analyse des séries pluviométriques de la station de Karimama (figure 3) permet de confirmer cette tendance à la baisse des champs de pluie du bassin. Sur la période 1970-1999 (figure 3a) comme celle de 2000 à 2029 (figure 3b), cette baisse est plus accentuée que celle du champ de pluie de 1960 à 2008 selon le test de Pearson. Cette baisse pluviométrique observée pourrait induire un déficit de 2 à 3 voire 4 fois plus marqué de débit comme l'avait souligné Vissin (2007) sur le fleuve Niger au Bénin.

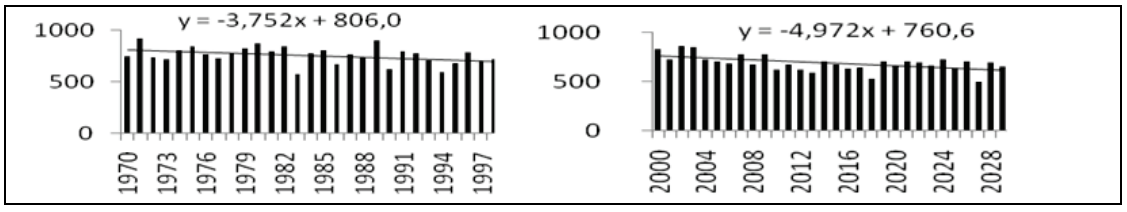


Figure 3 : Evolution comparative des tendances pluviométriques passées (à gauche : 1970-1999) et futures (à droite : 2000-2029) dans le bassin à Karimama**.**

3.2. Bilan climatique mensuel

Le bilan climatique (pluie-ETP) réalisé au pas de temps mensuel (figure 4) sur la période de 1965 à 2008 du fait des données de l'ETP dans le bassin de la Mékrou à Kompongou, montre deux périodes opposées. Une période humide de 4 mois (juin, juillet, août et septembre) avec un maximum en août, fournissant d'importants surplus d'eau à la Mékrou et favorisant la recharge des aquifères peu profonds à profonds du bassin et la production agricole. Quant à la période sèche, elle dure 8 mois (octobre à mai). Ce sont les mois durant

lesquels la demande en eau de l'atmosphère est très importante, avec un amenuisement progressif de l'eau du fleuve. C'est une période marquée par une forte remontée d'eau par capillarité pouvant soutenir le débit d'étiage comme l'avait signalé déjà Vissin (2007).

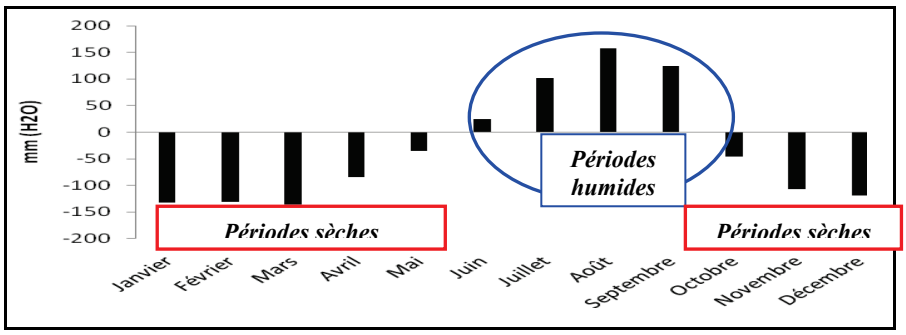


Figure 4 : Bilan climatique mensuel du bassin de la Mékrou à kompongou de 1965 à 2008.

Les deux périodes identifiées sont identiques à celles obtenues par Vissin (2007) et Amoussou (2010). Mais la diminution des précipitations sur la période 2000-2029 selon les projections, pourrait engendrer des déficits sévères pouvant marquer les mois secs et humides. Ceci pourrait entraîner sans doute une diminution des eaux de surface et des réserves souterraines des nappes comme l'a montré Kodja (2011) dans le bassin du Zou à Atchérigbé.

3.3. Variation des écoulements de surface dans le bassin

La figure 5 présente l'évolution interannuelle des écoulements de surface. Elle montre une évolution significative à la baisse sur la période 1960-1993. Cette baisse justifie le déficit de recharge indiqué par les études de Vissin (2007) et Ahouansou (2010). Cela engendre des problèmes d'approvisionnement en eau potable dans le bassin et donc un assèchement rapide du lit du fleuve.

La durée des hautes eaux est de 3 mois (août, septembre et octobre), avec le maximum du mois de septembre, trois mois après le début des précipitations, tandis que la période des basses eaux s'étend de novembre à mai. Annuellement à l'exutoire de Kompongou, 83 mm d'eau sont enregistrés, dont 64 % (soit 52 mm) durant les 4 mois pluvieux. L'écoulement annuel enregistré dans ce bassin, représente ainsi 7,6 % du total annuel des précipitations reçues et la recharge 30,4 % (soit 334 mm) comme l'illustre le tableau 1 du bilan hydrologique.

La baisse des écoulements est amplifiée par la baisse des précipitations. Ceci corrobore les résultats obtenus par plusieurs chercheurs (Mahé et Olivry, 1995 ; Mahé *et al*., 2000 ; Vissin, 2007 ; Amoussou, 2010 ; Totin *et al*., 2010). Ainsi, face à cette situation qui inquiète déjà les populations du bassin, des stratégies d'adaptation sont élaborées pour réduire les effets néfastes des changements climatiques.

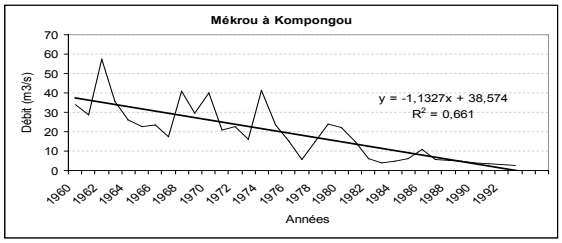


Figure 5 : Evolution interannuelle des écoulements de surface de 1960 à 1993.

Tableau 1 : Bilan hydrologique annuel du bassin de la Mékrou à Kompongou de 1960 à 1993.

Composantes du Bilan	Quantité (mm/an)	Proportion (%)
Précipitations totales	1097	100
Ecoulement	83	7,6
Infiltration	334	30,4
ETR	680	62
ETP	1475	-

3.4. Stratégies d'adaptation

Les changements climatiques, à travers la hausse des températures et la réduction des pluies, affectent la disponibilité des ressources en eau et la production agricole. Pour remédier au manque d'eau, les populations du bassin de la Mékrou ont développé quelques stratégies, à savoir : une modification du calendrier agricole comme l'avait signalé Ahouansou (2010) et confirmé par les 87 paysans enquêtés, le surcreusement des mares et des puits (SMP) comme l'illustre la photo 1, la mise en défens des mares et puits (MMP), la recherche de l'eau dans les endroits les plus éloignés (RPE). Ainsi, la figure 6 montre le pourcentage des enquêtés ayant développé ces mesures adaptatives.

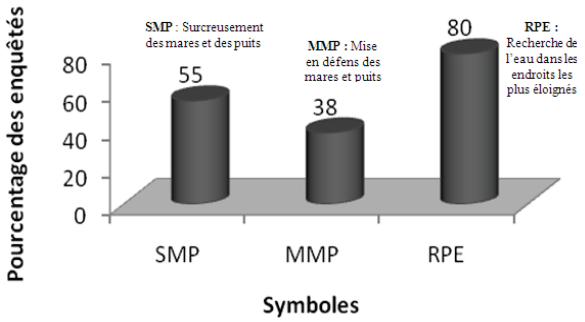


Figure 6 : Stratégies développées face aux manques des ressources en eau (source : Ahouansou, 2010).

Photo 1 : Surcreusement et élargissement d'une mare dans la commune de Kérou (cliché : Projet Esprit Edulink CIFRED/UAC, 2010).

L'analyse de la figure 6 indique que pour 55 % des personnes interrogées (soit 69 habitants), le surcreusement des points d'eau est une stratégie qui permet de disposer de l'eau dans les moments difficiles, alors que 48 habitants (soit 38 %), affirment que la mise en défens des mares, des puits et l'utilisation des pompes hydrauliques à motricité humaine pendant 5 à 7 jours, représentent une solution pour avoir plus d'eau. La mise en défens favorise ainsi la recharge des nappes qui alimentaient les points d'eau. Malgré le surcreusement et la mise en défens des points d'eau, la quantité d'eau recueillie ne suffit pas pour satisfaire les besoins en eau des populations. Ceci oblige les riverains à une recherche de l'eau dans les endroits les plus éloignés (80 % soit 101 habitants).

Conclusion

Il ressort de cette étude une baisse des lames d'eau écoulées amplifiée par la baisse des lames d'eau précipitées, ce qui n'est pas sans conséquences sur les différents écosystèmes du bassin. On note également une baisse des précipitations selon l'étude de cas de projection avec les données REMO. Ceci ne sera pas sans conséquences aussi sur les ressources en eau. A cet effet, des stratégies d'adaptation ont été développées par les différents acteurs bien conscients des effets des changements climatiques dans le but de la conservation (creusement des mares) et de l'usage rationnel (mise en défens) des ressources en eau et la maîtrise du temps (modification du calendrier agricole) dans le bassin de la Mékrou. Mais, ces stratégies diffèrent selon les catégories d'acteurs.

Dans ce cas, il s'avère nécessaire de mieux connaître la ressource, de l'évaluer et de répertorier les composantes socio-anthropologiques avant les prises de décision.

Remerciements : Cette étude a bénéficié de l'appui financier de l'Union Européenne (UE) et Afrique Caraïbe Pacifique (ACP) à travers le projet Esprit EDULINK.

Références bibliographiques

ACMAD et CLIPS, 1998 : *Prévision climatique en Afrique*. World Meterological Organisation, WMO/TD, n° 927, 210 p.

Ahouansou D. M. M., 2010 : *Influence de la dynamique du couvert végétal et du changement climatique sur les ressources en eau dans le bassin de la Mékrou à l'exutoire de Kompongou à l'horizon 2025*. Mémoire de Master 2, CIFRED, Université d'Abomey-Calavi, 135 p.

Amoussou E., 2010 : *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat unique, Université de Bourgogne, Dijon, CRC-CNRS-UMR5210, 313 p.

Amoussou E., Camberlin P. et Pérard J., 2008 : Instabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques dans le bassin-versant du Mono-Couffo (Afrique de l'ouest) de 1961 à 2000. In *'Climat et risques climatiques en méditerranée'*, XXIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Montpellier, France, 93-98.

GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques : Impacts, adaptation et vulnérabilité. *Contribution du Groupe de travail II au quatrième Rapport d'évaluation,* Rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni.

Kodja D. J., 2011 : *Prévision des crues dans le bassin-versant du Zou à Atchérigbé avec le modèle GR2M*. Mémoire de Maîtrise, DGAT/FLASH, UAC, 104 p.

Lachenbruch P. A. et Mickey M. R., 1968 : Estimation of error rate in discriminant analysis. *Technometrics,* 10, 1-11.

Mahé G. et Olivry J.C., 1995 : Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse, 6(1),* 109-117.

Mahé G., Olivry J.-C., Desouassi R., Orange D., Bamba F., Servat E., 2000 : Relation eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. *C.R. Acad. Sci., Sciences de la Terre et des Planètes*, 330, 689-692.

Philippon N., Camberlin P. et Fauchereau N., 2002 : Empirical Predictability study of October-December East African rainfall. *Q.J. Roy. Meteor. Soc*., 128, 585, 2239-2256.

Reilly J., N. Hohmann, *et al.*, 1994 : Climate change and agricultural trade: Who benefits, who loses? *Global Environmental Change,* 4(1), 24-36.

Totin V. S. H., Afouda A., Amoussou E., Tumbulto J., Boko M., 2010 : Variabilité hydroclimatique et des ressources en eau de surface dans le bassin béninois de la Volta (Afrique de l'Ouest). *IAHS Publ.,* 340, 164-171.

Vissin W. E., 2007 : *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. Université de Bourgogne, Dijon, France, Thèse de Doctorat unique, 285 p.

ESTIMATION DU RETRAIT DE GLACIERS ALPINS DU NORD-OUEST ITALIEN SUR LE 21ème SIÈCLE À L'AIDE D'UN MODÈLE EMPIRIQUE RÉGIONAL

Riccardo BONANNO [1], Antonello PROVENZALE [2], Christian RONCHI [2] et Barbara CAGNAZZI [2]

[1] *ARPA Piemonte, Via Pio VII 9, 10135 Torino, Italie. riccbona@arpa.piemonte.it*
[2] *ISAC-CNR, Torino, Corso Fiume 4, 10133 Torino, Italie. a.provenzale@isac.cnr.it*

Résumé *: Dans ce travail, nous avons analysé l'impact de la variabilité climatique sur un vaste ensemble de glaciers dans les Alpes occidentales italiennes pendant les 50 dernières années. En analysant la corrélation croisée entre les données de position du front glaciaire et les séries chronologiques de la température et de la précipitation, nous avons trouvé des corrélations significatives entre les variations annuelles de la position du front glaciaire et les fluctuations de précipitations et température pendant certaines périodes de l'année et avec un temps de retard jusqu'à plusieurs années. Sur la base des résultats obtenus, nous avons mis en place un simple modèle linéaire empirique qui peut être utilisé pour estimer la réponse moyenne des glaciers Alpins à différents scenarii de changement climatique.*

Mots-clés *: Glaciers, climat, modèles, simulation.*

Abstract: Estimation of the alpine glacier retreat in northwest Italy over the 21th century from a regional empirical model.
In this work, we analyzed the impact of climate variability on a large ensemble of valley glaciers in the Western Italian Alps in the last 50 years. By analyzing the cross-correlation of snout position data with temperature and precipitation time series, we found significant correlations between the variations of the annual snout position and fluctuations in precipitation and temperature during specific periods of the year and with a time delay up to several years. On the basis of the results obtained in this way, we implemented a simple lagged-linear empirical model that can be used to estimate the average response of Alpine glaciers in different climate change scenarios.

Keywords*: Glacier, climate, model, simulation.*

Introduction

Dans ce travail, on a analysé l'influence de la variabilité climatique sur un grand nombre de glaciers dans les Alpes du nord-ouest Italienne et on a étudié l'évolution future du comportement moyen à différents scenarii climatiques. La méthode adoptée consiste à utiliser un modèle empirique linéaire dans lequel les variations du front glaciaire dépendent des fluctuations de la température et de la précipitation. Dans l'étude de Calmanti *et al.*, 2007, a été clairement démontrée la capacité des modèles linéaires empiriques de reproduire et de prédire la réponse moyenne des glaciers aux changements climatiques. D'autres méthodes consistent à utiliser des modèles dynamiques de bilan de masse pour simuler l'évolution future des glaciers (Jouvet *et al.*, 2009). L'inconvénient de cette approche est, en plus du coût computationnel plus élevé, la nécessité d'une plus longue série de mesures quantitatives de bilan de masse qui, pour notre zone d'étude, sont disponibles seulement pour quelques glaciers et pour une période de temps limitée.

Notre méthode empirique permet de contourner ce problème en utilisant les données de fluctuation annuelle du front glaciaire qui sont en général suffisamment étendu dans le temps et en faisant la moyenne des séries des données (convenablement normalisée) proviennent de différents glaciers afin d'obtenir une série de données sans lacunes. L'inconvénient de cette approche, cependant, est la non-stationnarité des prédicteurs choisis pur le modèle empirique. Une autre hypothèse de base est que la morphologie des glaciers ne change pas complètement dans un avenir proche afin de s'assurer que l'approximation de linéarité est toujours acceptable.

1. Les données utilisées et analyses statistiques

Deux ensembles de données ont été utilisés. Le premier ensemble est composé des données de précipitation et de température obtenue avec la technique de "*Optimal Interpolation*" (Kalnay, 2003) en ARPA Piémont (Agence Régionale pour la Protection de l'Environnement dans le Piémont). Cette procédure fournit les valeurs de température et de précipitations journalières sur une grille régulière de résolution 0,125° (14 km), ce qui inclut le Piémont et la Vallée d'Aoste à partir des données des stations météorologiques situées sur les deux régions. Pour plus de détails voir Ronchi *et al.*, 2008. Le deuxième ensemble est composé des fluctuations annuelles de la position des fronts des glaciers qui sont utilisées comme indicateur des bilans de masse annuels. Ces données sont disponibles dans le site Web du Comitato Glaciologico Italiano (GCI), http://www.glaciologia.it/.

Dans ce travail, on a considéré 14 grands glaciers alpins, dans les régions du Piémont et Vallée d'Aoste (Italie). La période qui a été analysée commence en 1958, l'année où les premières séries des données de température et de précipitation sont disponibles, et se termine en 2009, l'année les dernières données des variations annuelles des fronts glaciaires où sont disponibles. En considérant la moyenne des fluctuations glaciaires, on a vu comment le comportement global des glaciers examinés et pour la période 1958-2009 est celle d'un retrait qui peut être plus ou moins prononcé en fonction de la météorologie locale et de la morphologie du glacier. Ce fait montre l'homogénéité régionale du comportement des glaciers du nord-ouest italien et nous autorise à effectuer une moyenne des séries chronologiques des différents glaciers (normalisée en soustrayant la moyenne et en divisant par l'écart-type) pour produire un signal unique $\overline{\delta X}$ qui décrit le comportement moyen des glaciers observés dans la période 1958-2009. Pour les précipitations et les températures, on a calculé les moyennes mensuelles standardisées sur la zone qui comprend le Piémont et la Vallée d'Aoste et à partir de ces moyennes a produit des variables mensuelles agrégées moyennée sur des fenêtres temporelles différentes. Pour chaque prédicteur possible, nous avons calculé la corrélation croisée avec la série des fluctuations glaciaires normalisé $\overline{\delta X}$ en obtenant pour chaque variable agrégée le retard de telle manière que la corrélation croisée entre les deux séries soit maximale en valeur absolue (les fluctuations glaciaires sont corrélées positivement avec la précipitation et négativement avec la température). On a trouvé que les glaciers réagissent aux fluctuations de température et de précipitations moyennes avec un retard plus ou moins grand, à la fois selon la période de l'année considérée et selon la fenêtre temporelle considérée. Par exemple, les glaciers répondent avec un retard de dix ans aux changements de précipitation moyenne entre novembre et mars $P_{10}(11\text{-}3)$. Ce retard est moindre (sept ans) quand on considère la réponse des glaciers à la température pendant la période d'ablation entre juillet et octobre $T_7(7\text{-}10)$.

2. La construction du modèle empirique et linéaire

Pour la construction du modèle empirique, nous avons appliqué aux prédicteurs une régression "backward stepwise" pour une première sélection des variables. À ce niveau, afin de trouver un modèle encore plus économique en termes de nombre de variables, nous avons réalisé une évaluation croisée en divisant la série de données dans le milieu en deux parties : la première partie a été utilisée comme une période d'apprentissage pour le modèle et la deuxième partie comme la période de prévision en utilisant les estimations des coefficients dans la période d'apprentissage. Nous avons considéré toutes les combinaisons possibles des 12 variables ci-dessus (2^{12} = 4096) et nous avons tenu compte seulement de celui avec la meilleure performance (valeur maximale du rapport r/RMSE dans la période de prévision). On a ainsi obtenu 4 prédicteurs qui nous ont permis de construire un simple modèle linéaire, dans lequel les variations de la température et de la précipitation affectent avec un certain

décalage la variation du front glaciaire. Au-dessus de la figure 1, est montrée l'équation du modèle avec les prédicteurs sélectionnés et les valeurs des coefficients estimés par la méthode des moindres carrés. Également dans la figure 1, à gauche, sont montrées les données des fluctuations annuelles du front glacier moyen pendant le période 1968-2009 et l'estimation des fluctuations obtenues avec le modèle.

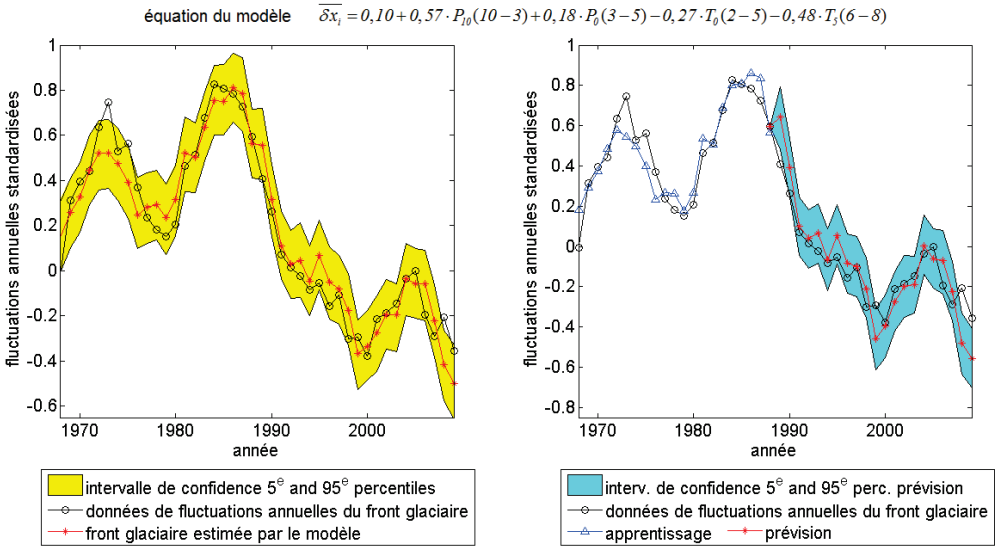


Figure 1 : Graphique à gauche : données de fluctuations annuelles du front glaciaire moyen avec l'estimation en utilisant le model empirique avec les prédicteurs montrés ci-dessus. **Graphique à droite** : évaluation croisée en divisant la période 1958-2009 en deux parties : apprentissage (1958-1988) et prévision (1989-2009).

Ce modèle reconstruit de façon satisfaisante en termes statistiques les variations du front glaciaire durant la période de référence 1958-2009 (R^2=0,92) et produit une évaluation croisée fiable (figure 1, à droite). Ce modèle est donc un bon candidat pour une utilisation dans l'estimation de la réponse moyenne des glaciers alpins dans les différents scenarii climatiques, en supposant que la morphologie des glaciers individuels ne change pas complètement dans un avenir proche (pour assurer la réponse linéaire des glaciers aux changements climatiques) et en assumant la stationnarité des prédicteurs dans le futur.

3. Les modèles utilisés pour les simulations climatiques

Plusieurs simulations pour estimer le retrait du front glaciaire ont été effectuées en utilisant modèles climatiques différents. Le premier est le modèle climatique *Ec-Earth* (consulter le site Web http://ecearth.knmi.nl/ pour plus de détails sur le modèle) développé par un consortium européen d'universités et d'institutions dans lesquelles collabore activement ISAC-CNR (Institut des Sciences Atmosphériques et Climat – Conseil National de Recherches). Le modèle *Ec–Earth* fournit des simulations avec les nouveaux scenarii d'émissions RCP de l'IPCC (consulter IPCC, 2007 pour plus d'informations sur les scenarii RCP). Outre le modèle GCM (General Circulation Model) *EC-Earth*, la technique Multimodel SuperEnsemble a été mise en œuvre en ARPA Piemont à partir des sorties de 7 modèles climatiques régionaux RCM (Regional Circulation Model) du projet européen ENSEMBLES, avec lesquels ont été effectuées des simulations en utilisant le scénario climatique SRES A1B (consulter Krishnamurti *et al.*, 1999, pour plus d'information sur la technique de Multimodel ; Cane et Milelli, 2006, 2010 pour l'application de cette technique pour la régionalisation des scenarii climatiques sur le nord-ouest italien ; le site Web http://ensembles-eu.metoffice.com/ pour la liste des modèles régionaux utilisés).

3.1. Les simulations avec les scenarii climatiques RCP et SRES A1B

Le modèle *EC-Earth* est un GCM (Modèles de Circulation Générale), dont la grille a une faible résolution (1,125 degrés, environ 125 km) avec seulement 6 points couvrant le Piémont et la Vallée d 'Aoste. Cette faible résolution signifie qu'il y a une certaine divergence entre la topographie réelle et celle plus lisse du modèle, résultant en une moindre précision dans la reproduction du schéma de précipitations dans le nord-ouest italien et la caractérisation des différences de température entre la région alpine et celle de la plaine. Cela dit, il était nécessaire d'effectuer des contrôles appropriés en éliminant le biais de température entre la série de la période climatologique de contrôle 1958-2009 et celle relative au scénario climatique dans la période 2010-2100.

Pour les précipitations, il n'était pas nécessaire d'apporter des corrections parce que les précipitations cumulées mensuelles entre mars et mai (en ce qui concerne la variable *P0(3-5)*), et entre octobre et mars (en ce qui concerne la variable *P0(10-3)*) ne présentent pas de différences significatives entre la période de contrôle et celle 2010-2100. En ce qui concerne les séries de la température et de la précipitation obtenues avec la technique Multimodel SuperEnsemble, il n'était pas nécessaire de procéder à toute correction particulière car la même technique a été mise en œuvre spécifiquement dans le but de minimiser les erreurs dans l'estimation de la température et des précipitations sur la région alpine. Dans l'hypothèse de stationnarité du modèle empirique trouvée précédemment, nous avons effectué des simulations en utilisant les séries de précipitation et de température pour les 4 différents scenarii disponibles : RPC 8.5, RPC 4.5, RPC 3-PD et SRES A1B. Le but était aussi d'envisager l'hypothèse de non-stationnarité, car il n'est pas certain que les meilleurs prédicteurs choisis sur la base du climat passé peuvent aller bien pour l'avenir. Dans le même temps, pour un prédicteur donné, les temps de réponse du front glaciaire moyen peuvent varier dans un futur changement climatique. Pour tenir compte de la possible non-stationnarité temporelle du modèle empirique obtenu dans notre étude, nous avons effectué des simulations de Monte Carlo dans lesquelles nous avons choisi aléatoirement, pour 1000 fois, une partie des 96 prédicteurs initialement calculés. Nous avons décidé de choisir des groupes composés par 4 prédicteurs parce que 4 représente le nombre de prédicteurs trouvés à la fin de notre technique de sélection des variables qui permet d'obtenir le meilleur modèle empirique. En effet, si le futur changement climatique est susceptible de changer le poids des prédicteurs dans le modèle empirique, c'est déjà plus difficile de démontrer qu'il peut également modifier le nombre de prédicteurs nécessaires pour construire le meilleur modèle empirique. Ainsi, en résumant, pour chacune des 1000 simulations, nous avons choisi au hasard 4 prédicteurs attribuant à chaque prédicteur aléatoirement un retard compris entre 0 et 10 ans (où 10 est le retard maximal qui on a trouvé par le calcul de la corrélation croisée entre tous les prédicteurs et les données empiriques). Pour chaque groupe de 4 prédicteurs, on a estimé par la méthode des moindres carrés les coefficients de modèle empirique à l'aide de données de fluctuation empirique du front glaciaire moyen. Nous avons ainsi obtenu 1000 différents modèles possibles avec lesquels nous avons simulé 1000 projections futures différents, toutes équiprobables.

Dans la figure 2, on a représenté le retrait du front glaciaire moyen (en mètres) qui a été obtenu en convertissant les données de fluctuation en unités dimensionnelles et en cumulant les variations au cours du temps. La période considérée débute en 1958 et se termine en 2088, année où sont disponibles le dernier données de précipitation et température obtenue par la technique de Multimodel SuperEnsemble. Toujours dans la figure 2, les lignes en tireté avec les barres de confiance en couleur représentent les résultats des simulations avec le modèle empirique trouvés avec l'hypothèse de stationnarité. La ligne tiretée représente l'estimation la plus probable du retrait moyen du front glaciaire, alors que les barres de confiance

représentent l'erreur du modèle. En considérant les simulations du front glaciaire, on constate une alarmante évolution du retrait moyen des glaciers au cours du prochain siècle. Selon les scenarii RCP, le retrait de l'ensemble des glaciers alpins est prévu être moins dramatique (mais toujours alarmant) par rapport au vieux scénario SRES A1B (d'ici à 2088, environ -400 m pour RCP 3-PD, -800 m pour le scénario RCP 8.5, -600 m pour le scénario RCP 4.5 ; supérieure à 1000 m pour le scénario SRES A1B). L'intervalle délimité par la ligne noire pointillée entoure tous les scenarii futurs équiprobables qui sont obtenus à partir des modèles obtenus en sélectionnant au hasard les prédicteurs. Dans ce cas, le modèle avec les 4 meilleurs prédicteurs n'est qu'une des possibles réalisations. Comme prévu, on peut noter dans ce dernier cas que dans chaque scénario, la gamme de toutes les évolutions possibles du retrait glaciaire est très grande. Cependant, l'information qui ressort est toujours celle d'un retrait très probable du front glaciaire moyen, qui peut être plus ou moins drastique selon le scénario.

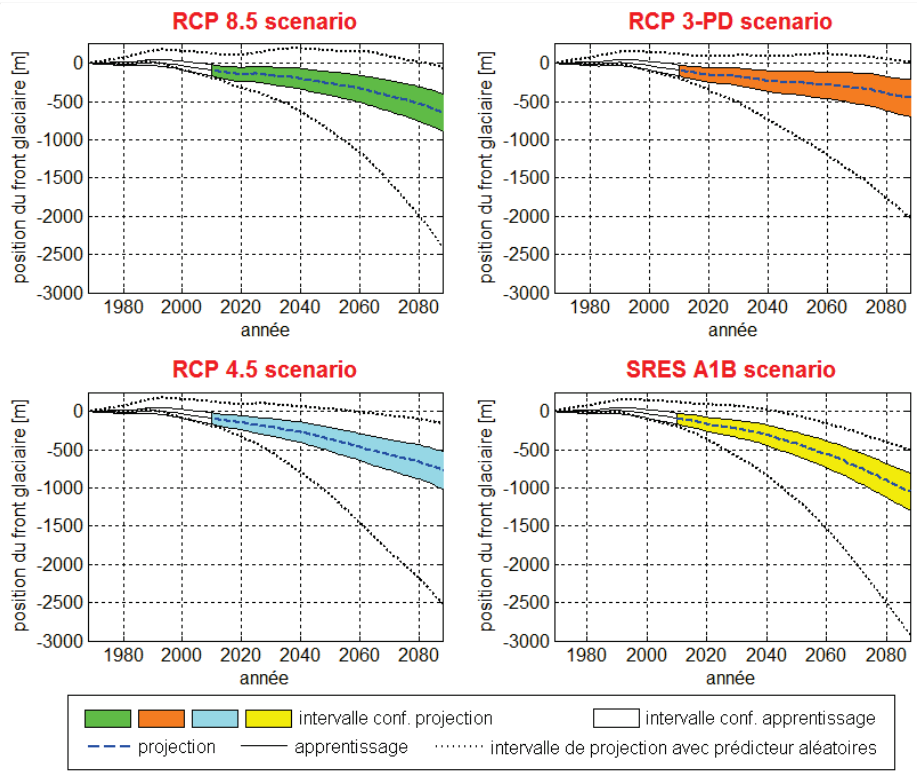


Figure 2 : Retrait du front glaciaire moyen (en mètres) dans l'hypothèse de stationnarité des prédicteurs (lignes avec tirets avec les barres de confiance en couleur) et de non stationnarité (l'intervalle délimitée par la ligne noire pointillée) pour différents scenarii de changement climatique.

Conclusion

L'objectif de ce travail était d'étudier le comportement d'un ensemble de glaciers alpins dans le nord-ouest italien et l'évolution future en différents scenarii de changement climatique. Après la vérification qualitative de l'homogénéité du comportement des différents glaciers dans l'échantillon utilisé, il a été possible faire une moyenne des différents séries chronologiques des données de fluctuation annuelle de la position des fronts des glaciers afin de construire un front glaciaire moyen. Nous avons donc mis en place un simple modèle de régression multiple avec décalage qui peut être utilisé pour estimer la réponse moyenne des glaciers alpins à différents scenarii de changement climatique. Le modèle est très simple car il dépend de seulement quatre prédicteurs qui sont en outre facilement justifiées par la physique des glaciers : $P_{10}(10\text{-}3)$ correspond à la période d'accumulation, $T_5(6\text{-}8)$ couvre approximativement la période d'ablation estivale, $T_0(2\text{-}5)$ et $P_0(3\text{-}5)$, c'est-à-dire la

précipitation et la température printanière, peuvent affecter significativement la réponse glaciaire au cours de la période estivale d'ablation suivante.

L'évaluation croisée montre comment le modèle est toujours fiable pour estimer le retrait des glaciers dans le nord-ouest italien dans un proche avenir, tout en tenant compte du fait que le modèle empirique nécessite l'hypothèse de stationnarité des prédicteurs. En considérant à la fois l'hypothèse de stationnarité (prédicteurs qui offrent la meilleure modélisation du front glaciaire moyen dans les 50 dernières années), à la fois l'hypothèse inverse (prédicteurs choisis au hasard parmi tous ceux disponibles à travers une technique de type Monte-Carlo), on a fait des projections sur l'évolution future du front glaciaire moyen en différents scenarii de changement climatique. La tendance moyenne la plus probable est un retrait qui dans les cas les plus dramatiques peut être de l'ordre de kilomètres. La situation la plus critique est prévue dans le scénario A1B des différents modèles régionaux du projet ENSEMBLE agrégés grâce à la technique de Multimodel SuperEnsemble. À cet égard, il est cependant nécessaire de souligner le fait que les différences entre les scenarii RCP et SRES A1B peuvent être dues, en plus de la diversité du même scénario, également au fait que les scenarii RCP ont été simulés sur un modèle global GCM, tandis que le SRES A1B l'a été sur des modèles régionaux RCM. En outre, pour chaque cas analysé, il est cependant nécessaire de prendre en compte le fait que pour de forts retraits du front glaciaire, l'hypothèse de réponse linéaire aux changements climatiques peut-être moindre, et donc les projections des cas les plus dramatiques pourrait être moins fiable.

Références bibliographiques

Cane D., Milelli M., 2006 : Weather forecasts obtained with a Multimodel SuperEnsemble Technique in a complex orography region. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 2, 207-214.

Cane D., Milelli M., 2010 : Can a Multimodel SuperEnsemble technique be used for precipitation forecasts? *Advances in Geoscience*, 25, 17-22

Jouvet G., Huss M.,Blatter H., Picasso M., Rappaz J., 2009 : Numerical simulation of Rhonegletscher from 1874 to 2100. *Journal of Computational Physics*, 228, 6426-6439.

Kalnay E., 2003 : *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge University Press, 341 pp.

Krishnamurti T.N., Kishtawal C.M., LaRow T.E., Bachiochi D.R., Zhang Z., Williford C.E., Gadgil S. and Surendran S., 1999 : Improved weather and seasonal climate forecasts from Multimodel SuperEnsemble. *Science*, 285, 1548-1550.

IPCC, 2007 : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Moss R., Babiker M., Brinkman S., Calvo E., Carter T., Edmonds J., Elgizouli I., Emori S., Erda L., Hibbard K., Jones R., Kainuma M., Kelleher J., Lamarque J.F., Manning M., Matthews B., Meehl J., Meyer L., Mitchell J., Nakicenovic N., O'Neill B., Pichs R., Riahi K., Rose S., Runci P., Stouffer R., van Vuuren D., Weyant J., Wilbanks T., van Ypersele J.P., and Zurek M., 2008 : *Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies*. Technical Summary. Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, 25 pp.

Ronchi C., De Luigi C., Ciccarelli N., Loglisci N., 2008 : *Development of a daily gridded climatological air temperature dataset based on a optimal interpolation of ERA-40 reanalysis downscaling and a local high resolution thermometers network*. Poster presentation at 8th EMS Annual Meeting & 7th European Conference on Applied Climatology, 29 September–3 October 2008, Amsterdam, The Netherlands.

APPORT DE LA MODÉLISATION CLIMATIQUE MÉSO-ÉCHELLE POUR ÉVALUER LE CHANGEMENT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : APPLICATION VITICOLE (2041-2050)

Valérie BONNARDOT [1], Sylvie CAUTENET [2], Guy CAUTENET [2] et Hervé QUÉNOL [1]

[1] LETG-Rennes COSTEL (UMR 6554 CNRS), Université Rennes 2, 2 Place du Recteur Henri le Moal, 35043 Rennes Cedex, France. valerie.bonnardot@uhb.fr ; herve.quenol@uhb.fr
[2] Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP), UMR 6016 CNRS, Université Blaise Pascal, 24 Av Landais, 63177 Aubière Cedex, France. S.Cautenet@opgc.univ-bpclermont.fr ; cautenet@opgc.univ-bpclermont.fr

Résumé *: Pour évaluer le changement climatique aux échelles régionales adaptées à la viticulture, le modèle atmosphérique méso-échelle RAMS a été initialisé avec les champs 3D issus d'ARPEGE_Climat (résolution 0,5°). Le transfert d'échelle, assuré au moyen de grilles imbriquées, a permis d'atteindre une résolution de 5 km sur la France. Deux périodes ont été simulées : 1991-2000, pour déterminer la capacité de cette méthode à reproduire les observations et quantifier les biais engendrés par le forçage grande échelle ; puis 2041-2050, pour évaluer le changement climatique (scénario A2). Les résultats pour les températures minimales d'avril ciblant six régions viticoles françaises montrent que RAMS a contribué à réduire le biais froid généré par le forçage permettant une meilleure évaluation du changement climatique avec cependant des différences spatiales.*

Mots-clés *: Modélisation climatique méso-échelle, scénario A2, température minimale, régions viticoles.*

Abstract: Contribution of mesoscale climate modeling to assess regional climate change: case study in wine regions of France (2041-2050). *In order to assess climate change at regional scales suitable to viticulture, the outputs of ARPEGE_Climat (resolution 0.5°) were downscaled using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) and nested grids, providing downscaled datasets of 5 km resolution over France. Simulations were performed for two periods: 1991-2000, to assess the method against observations and quantify the large-scale induced biases; and 2041-2050 as near future climate projection (A2 scenario). Results for April minimum temperatures, focussing on 6 wine regions, show RAMS contribution in reducing the large-scale cold bias, leading to a better assessment of climate change, yet with spatial differences.*

Keywords*: Mesoscale climate modeling, SRES A2 scenario, minimum temperature, wine regions.*

Introduction

Les sorties de modèles climatiques globaux (MCG), réalisées pour différents scénarios d'émissions SRES et représentant la possible évolution et production de gaz à effet de serre ou d'autres précurseurs d'aérosols selon diverses forces motrices au cours du 21e siècle, ont largement été utilisées pour simuler le climat futur et évaluer l'impact du changement climatique (Trenberth *et al.*, 2007). Cependant, les sorties des MCG ont une résolution trop faible pour représenter les changements régionaux (Downing *et al.*, 2002). Pour ne citer qu'un exemple sur des régions viticoles, les données issues du modèle global HadCM3 ont été utilisées pour décrire la tendance générale au réchauffement de 27 régions viticoles mondiales (Jones *et al.*, 2005). Or, étant donné la résolution spatiale du modèle (2,50° × 3,75° latitude/longitude) certaines régions étudiées, comme par exemple la vallée de la Moselle et la vallée du Rhône, tombaient dans la même grille malgré leur différence significative au niveau macro-climatique. L'utilisation d'une résolution plus fine dans la modélisation est nécessaire pour étudier les impacts locaux et la vulnérabilité des différents territoires (Le Treut, 2010). De même, l'utilisation de divers modèles climatiques régionaux (MCR) guidés par des forçages de grande échelle issus de sorties de MCG constitue depuis plusieurs années une méthode de descente d'échelle très pertinente et fiable pour étudier les changements climatiques régionaux et renforcer la crédibilité des modèles globaux et des scénarios (Giorgi *et al.*, 2002). En effet, la descente d'échelle dynamique prend en compte les conditions de surface et la configuration terre/mer à l'aide d'un système de grilles imbriquées améliorant ainsi les processus dynamiques (Déqué *et al.*, 2007).

Dans cet article, on montre comment un modèle régional a été utilisé pour produire des données climatiques à une résolution spatiale de 5 km sur la France dans le but d'évaluer le changement climatique à l'échelle régionale adaptée à la viticulture. Nous présentons un exemple pour le mois d'avril pour estimer le risque de gel au printemps à l'horizon 2050.

1. Données et méthode

Le modèle atmosphérique méso-échelle RAMS (v6.0) (Cotton *et al*., 2003) a été initialisé et forcé toutes les 6 heures aux limites latérales par les champs 3D issus d'ARPEGE_Climat (v.3) (Météo- France ; Déqué, 2001) qui ont simulé une succession de conditions climatiques pour la période de contrôle et pour le scénario A2. Le modèle ARPEGE_Climat, qui prend en compte les forçages tant anthropiques que naturels (incluant les émissions biogéniques et volcaniques, et le forçage solaire), reproduit les caractéristiques climatiques moyennes de la période 1971-2000 sur l'Europe de l'Ouest (Terray *et al*., 2010). Le transfert d'échelle est assuré par le modèle RAMS au moyen de deux grilles imbriquées (figure 1). La grille 1 avec une résolution spatiale horizontale de 25 km (1500 km × 1500 km) correspond au forçage de grande échelle sur l'Océan Atlantique Nord et l'Europe. La grille 2 avec une résolution spatiale horizontale de 5 km (935 km × 935 km) représente les circulations locales sur la France en prenant en compte les hétérogénéités de surface et permet ainsi de fournir des informations plus adaptées à l'échelle régionale.

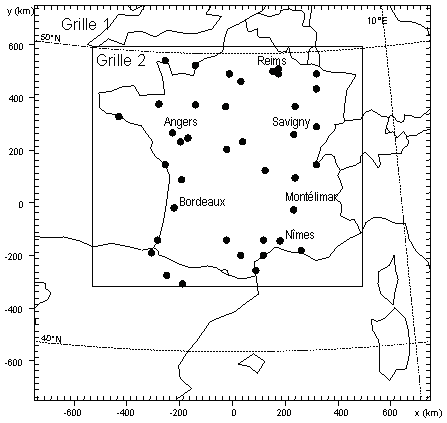


Figure 1 : Domaine simulé et grilles imbriquées de RAMS : Grille 1 (résolution 25 km) correspondant au domaine de forçage ARPEGE-Climat ; Grille 2 (résolution 5 km). Les points noirs représentent la localisation des stations fournissant les observations utilisées, ceux portant un nom sont les stations représentatives des régions viticoles étudiées (source : Météo-France).

Les sorties d'ARPEGE ont ainsi été désagrégées pour 2 périodes de 10 ans pour réduire les temps et coûts de calcul : 1991-2000 (période de contrôle) et 2041-2050 pour la projection climatique future proche. Les champs 3-D utilisés pour la période future sont ceux générés sous les conditions pessimistes du scénario SRES A2 pour la fin de ce siècle avec des concentrations de CO_2 passant de 350 ppm à 850 ppm entre 2000 et 2100 (Nakićenović et Swart, 2000). L'intérêt se porte uniquement sur les températures étant donné l'importance des effets de ce paramètre climatique sur la physiologie de la vigne et la maturation de la baie et plus particulièrement sur les valeurs minimales et maximales, plutôt que sur les valeurs moyennes comme c'est généralement le cas dans les simulations régionales. Les températures journalières en point de grille simulées par ARPEGE (50 km) et par RAMS (5 km) ont été extraites pour 40 sites dans le domaine de la Grille 2 (figure 1). Les valeurs mensuelles ont ensuite été calculées pour chaque année des deux périodes (passé récent et futur proche) à partir des données journalières générées par les deux modèles.

Les données de la période 1991-2000 ont été analysées dans le but de (i) évaluer la méthode en comparant les simulations aux observations à des endroits spécifiques, (ii) évaluer les biais générés par le forçage de grande échelle, (iii) montrer les différences spatiales (iv) évaluer la contribution de la modélisation régionale à réduire les biais de grande-échelle. Les données de la période 2041-2050 (sous conditions de scénario SRES A2) ont été analysées

pour évaluer le réchauffement à l'échelle régionale (5 km). Pour cet article, nous ne présentons que les résultats acquis pour les valeurs minimales du mois d'avril pour des sites viticoles pour montrer l'exemple de l'évaluation du risque de gel au printemps en régions viticoles. Les six régions viticoles françaises étudiées sont le Val de Loire, la Champagne, la Bourgogne, le Bordelais, la Basse vallée du Rhône et le Languedoc en utilisant les stations météorologiques du réseau synoptique de Météo-France représentatives de ces régions viticoles : Angers-Beaucouzé (Angers), Reims-Courcy (Reims), Savigny-lès-Beaune (Savigny), Bordeaux-Mérignac (Bordeaux), Montélimar et Nîmes respectivement (figure 1).

Une analyse statistique descriptive a été réalisée en utilisant les données de températures simulées et observées pour évaluer les sorties numériques ainsi que l'apport du modèle régional à fournir des simulations régionales détaillées. Le *t* test de Student a été calculé pour déterminer si les différences entre les séries observées et simulées étaient statistiquement significatives, ainsi que le Root Mean Square Error (RMSE) pour estimer l'ordre de grandeur des erreurs entre les valeurs simulées et observées.

2. Résultats

2.1. Période de référence 1991-2000

La figure 2 montre la structure spatiale des températures minimales du mois d'avril simulées pour la période 1991-2000 par les deux modèles pour le domaine couvert par la grille 2. En raison de la résolution spatiale plus fine de RAMS, on peut clairement voir l'intérêt du modèle méso échelle, soulignant les différences spatiales aux échelles régionales (figure 2b) en comparaison avec les résultats issus de la résolution plus grossière du modèle global (figure 2a). Certaines régions sont mieux représentées individuellement par RAMS ; par exemple les basses vallées du Rhône et de la Loire, le Massif Central, le bassin aquitain et le Languedoc. De plus, il y a des différences notables dans les valeurs de température simulées par les deux modèles ; RAMS ayant simulé en général des valeurs plus élevées qu'ARPEGE. Ceci montre l'importance de quantifier en premier lieu les différences entre simulations et observations pour évaluer les biais générés par le forçage de grande échelle et ainsi justifier l'utilisation d'un modèle régional tel que RAMS. Les différences observées à vue d'oeil sur la figure 2 peuvent également être dues à un effet de seuil.

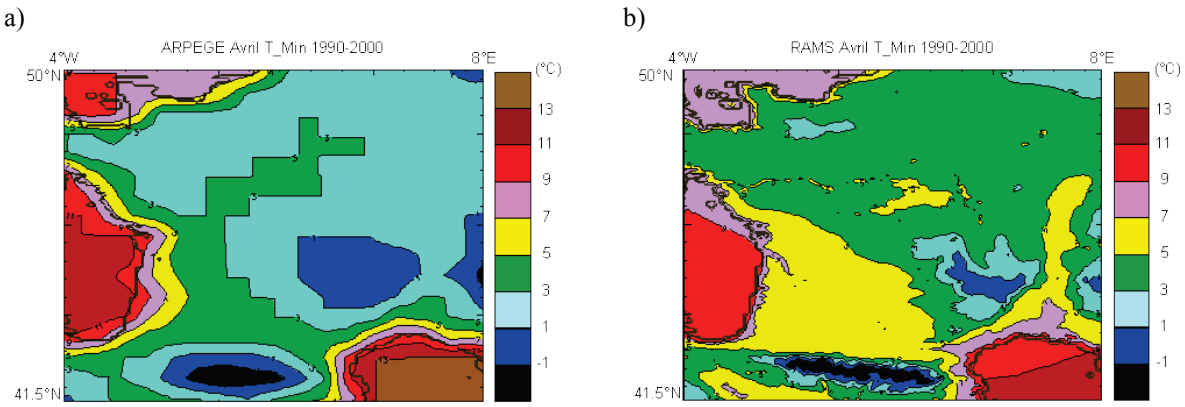


Figure 2 : Températures minimales d'avril simulées par a) ARPEGE (résolution 50 km) et b) RAMS (résolution 5 km), pour la période 1991-2000 et pour le domaine de la grille 2.

Considérant les résultats statistiques entre les valeurs de température simulées et observées sur la période de référence 1991-2000 pour les six régions viticoles étudiées (tableau 1), on peut constater que les biais, de différente ampleur selon les régions, sont dus au forçage de grande échelle et que l'erreur moyenne (RMSE) est toujours plus petite avec les résultats du

modèle climatique régional RAMS qu'avec les résultats d'ARPEGE. Deux cas de figure soulignent des différences spatiales significatives dans les simulations des températures minimales d'avril : (i) Les différences entre les simulations des deux modèles et les observations sont significatives. En d'autres termes, ARPEGE et RAMS n'ont pas été capables de reproduire les observations. C'était le cas pour les stations d'Angers et de Bordeaux ; (ii) Les différences entre les simulations d'ARPEGE et les observations sont significatives tandis que celles entre les simulations de RAMS et les observations ne le sont pas. Par conséquent les simulations de RAMS ont contribué à réduire le biais froid significatif d'ARPEGE. C'était le cas des simulations de RAMS proches des observations à Savigny, Montélimar et Nîmes, réduisant le biais froid de 1,9°C en Bourgogne et de plus de 3°C en basse vallée du Rhône et en Languedoc. A Reims, le biais froid d'ARPEGE a été réduit de manière trop excessive par RAMS aboutissant à une surestimation de plus de 1°C.

Tableau 1 : Résultats statistiques sur les températures minimales d'avril (Root Mean Square Error et *t* test de Student) entre les températures simulées par ARPEGE (50 km) et RAMS (5 km) et les températures observées à six stations météorologiques situées en régions viticoles. N = 10 années (1991-2000) ; |t| Valeur critique = 2,101 ; les différences non significatives entre simulations et observations sont indiquées en gras (p-values > 0,05).

Station	Modèle	Différence (°C) entre température minimale d'avril observée et simulée	Ecart-type moyen (°C)	t valeur observée	valeur -p	RMSE
Angers	ARPEGE	-2,7	± 0,31	-7,48	<0,0001	5,61
	RAMS	-1,0	± 0,25	-2,39	0,028	4,44
Reims	ARPEGE	-1,7	± 0,32	-2,43	0,026	5,94
	RAMS	**+1,1**	± 0,28	-1,59	0,128	5,21
Savigny	ARPEGE	-2,3	± 0,26	-4,70	0,000	5,45
	RAMS	**-0,4**	± 0,25	-0,84	0,410	4,44
Bordeaux	ARPEGE	-2,1	± 0,29	-6,77	<0,0001	6,46
	RAMS	-1,1	± 0,25	-3,19	0,005	4,32
Montélimar	ARPEGE	-3,2	± 0,25	-7,85	<0,0001	5,66
	RAMS	**-0,1**	± 0,23	-0,21	0,833	4,54
Nîmes	ARPEGE	-3,4	± 0,23	-8,01	<0,0001	5,49
	RAMS	**+0,1**	± 0,21	+0,11	0,910	4,18

2.2. Projection climatique pour 2041-50 (SRES A2) et anomalies par rapport à 1991-2000

La figure 3 illustre la distribution des températures minimales d'avril simulées par les deux modèles pour la période 2041-2050 avec la modélisation méso échelle fournissant une meilleure précision, à l'image de la figure 2. En général, ARPEGE a projeté des valeurs plus basses que RAMS. Les valeurs au point des sites viticoles sont fournies dans le tableau 2.

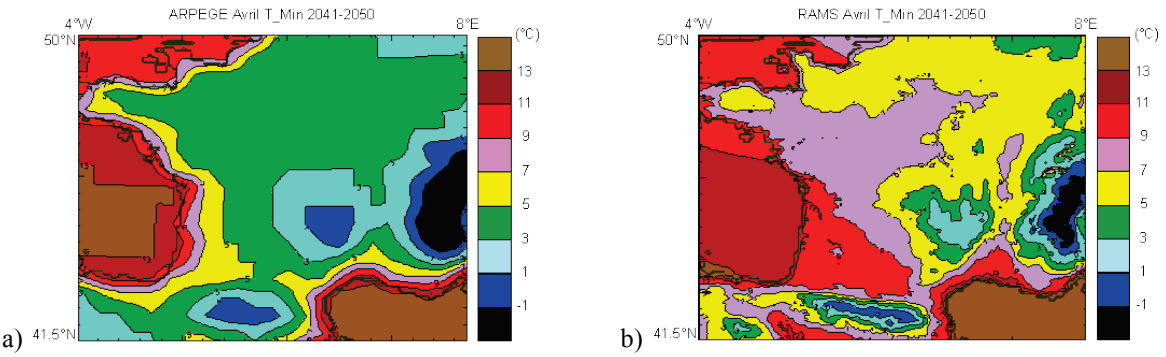


Figure 3 : Températures minimales d'avril simulées par a) ARPEGE (résolution 50 km) et b) RAMS (résolution 5 km), pour la période 2041-2050 (SRES scénario A2) et pour le domaine de la grille 2.

Au vu des biais significatifs qui ont été calculés entre les températures simulées et observées (tableau 1), seuls les résultats pour lesquels la différence entre observations et

simulations n'était pas significative sur la période 1991-2000 seront discutés. Le biais froid significatif de grande échelle observé sur la période de contrôle a été reproduit sur la période future. Les simulations d'ARPEGE pour la période 2041-2050 sont même plus basses que les observations sur la période 1991-2000 dans les six stations (tableau 2). En revanche, le modèle méso-échelle simule un réchauffement important pour 2041-2050.

Tableau 2 : Changement dans les paramètres thermiques d'avril entre la période 1991-2000 et la période 2041-2050 (scénario SRES A2). En gras sont les résultats dont la différence entre observations et simulations n'était pas significative sur la période de référence.

	Observation (1991-2000)		Simulation (2041-2050)			Différence entre observations et simulations	
Station	T_Min avril (°C)	Nb de jours avec T_Min avril < à 0°C	Modèle	T_Min avril (°C)	Nb de jours avec T_Min avril < à 0°C	T_Min avril (°C)	Nb de jours avec T_Min avril < à 0°C
Angers	6,1	0,5	ARPEGE	5,0	5,2	-1,1	+4,7
			RAMS	8,0	0	+1,9	-0,5
Reims	4,2	5	ARPEGE	3,9	5,8	-0,3	+0,8
			RAMS	**6,9**	**0**	**+2,7**	**-5**
Savigny	5,7	0,8	ARPEGE	4,3	4,9	-1,4	+4,1
			RAMS	**8,4**	**0**	**+2,7**	**-0,8**
Bordeaux	7,3	0,2	ARPEGE	6,6	1,5	-0,7	+1,3
			RAMS	9,5	0	+2,2	-0,2
Montélimar	7,1	0,2	ARPEGE	5,4	1,4	-1,7	+1,2
			RAMS	**7,4**	**0**	**+0,3**	**-0,2**
Nîmes	8,4	0,1	ARPEGE	6,4	0,3	-2,0	-0,2
			RAMS	**10,3**	**0**	**+1,9**	**-0,1**

Si on considère la carte des anomalies thermiques (figure 4), un réchauffement plus fort est simulé dans la partie ouest du pays. L'augmentation de la température minimale d'avril pour les régions viticoles étudiées est de 2,7°C pour Reims et Savigny, 0,3°C pour Montélimar et 1,9°C pour Nîmes par rapport aux observations sur la période 1991-2000. La fréquence des températures négatives est considérablement réduite à 0 %, même dans les vignobles septentrionaux de Bourgogne et de Champagne (figure 5). Aucune occurrence de gel (température minimale journalière inférieure à 0°C) n'a été simulée (tableau 2 ; figure 5).

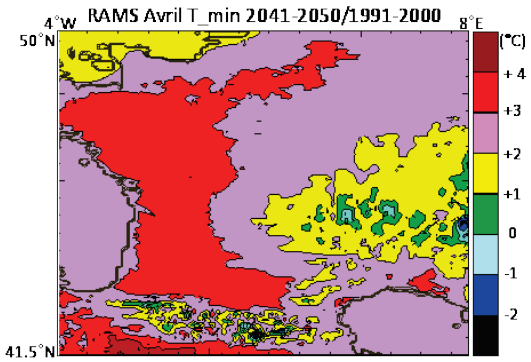


Figure 4 : Anomalies des températures minimales d'avril entre 1991-2000 et 2041-2050 (A2) pour le domaine de la grille 2 (résolution 5 km).

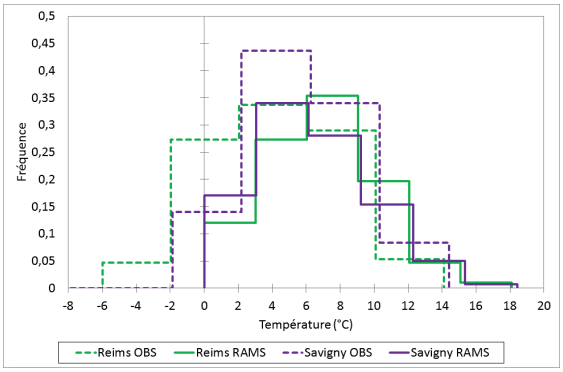


Figure 5 : Histogrammes des fréquences de températures minimales journalières d'avril, observées sur 1991-2000 (OBS) et simulées (RAMS) pour 2041-2050 (A2) pour les stations de Reims et Savigny.

Tenant compte du biais chaud de 1°C dans la modélisation régionale sur la période de contrôle pour Reims (tableau 1), l'augmentation de 2,7°C projetée pour 2041-2050 est probablement surestimée en Champagne. Le gel en tant qu'événement extrême reste statistiquement possible et peut causer de sérieux dommages étant donné la précocité de la croissance de la vigne engendrée par le réchauffement.

Conclusion

Le Regional Atmospheric Modeling System a contribué à délivrer une série de données climatiques désagrégées à une résolution inédite de 5 km. Les résultats montrent l'apport indéniable de la simulation méso échelle. Elle réduit les biais induits par le forçage grande échelle et aboutit à une meilleure adéquation entre les valeurs simulées et les valeurs observées en raison de la prise en compte de l'hétérogénéité de surface par rapport au modèle global. La haute résolution permet de mieux évaluer les structures spatiales des températures et par conséquent les futurs risques climatiques, avec cependant des différences régionales notables et une part d'incertitude lié au scénario. La simulation méso échelle des températures pour 2041-2050 en assimilant le scénario pessimiste A2 aboutit à une augmentation de la température minimale d'avril qui varie de 0,3°C à 2,7°C selon les régions viticoles étudiées. Les résultats obtenus avec RAMS s'appuient sur une phase préalable d'évaluation de la méthode en comparant des observations et des simulations sur la période 1991-2000 pour des sites spécifiques. Cependant, il faut les relativiser car ils sont dépendants des sorties d'ARPEGE utilisées pour le forçage ainsi que de la période de référence choisie. Ils seraient sans doute différents avec d'autres runs, d'autres scénarios et d'autres périodes de contrôle.

Remerciements : Les auteurs remercient Michel Déqué (Météo-France) pour la fourniture des données ARPEGE-Climat. Ces travaux ont bénéficié d'un accès aux moyens de calcul du CINES au travers de l'allocation de ressources 2011 (projet : uhb6342) attribué par le Grand Equipement National de Calcul Intensif (GENCI).

Références bibliographiques

Cotton W. R. Pielke R. A., Walko R. L., Liston G. E., Tremback C. J., Jang H., McAnelly R. L., Harrington J.-Y., Nicholls M.E., Carrio G. G. & McFadden J. P., 2003 : RAMS 2001: Current status and future directions. *Met. Atmos. Phys*., 82, 5-29.

Déqué M., 2001 : Seasonal predictability of tropical rainfall: probabilistic formulation and validation. *Tellus,* 53 A, 500-512.

Déqué M., Rowell D.P., Lüthi D., Giorgi F., Christensen J.H., Rockel B., Jacob D., Kjellström E., Castro M., van den Hurk B., 2007 : An intercomparison of regional climate simulations for Europe: assessing uncertainties in model projections. *Clim. Change*, 81, 53-70.

Downing T.E., Butterfield R., Bindi M., Brooks R., Carter T., Delécolle R., Harnos Z., Harrison P., Iglesias P., New M., Moss S., Olesen, J., Orr J., Porter J., Semenov M. & Wolf J., 2002 : Scaling methods in regional integrated assessment: from points upward and from global models downwards. *Integr. Assess*., 3, 167-187.

Giorgi F., Marinucci M. & Visconti G., 2002 : A2×CO2 climate change scenario over Europe generated using a limited area model nested in a general circulation model. *J. Geophys. Res*., 97, 10011– 10028.

Jones G.V., White M.A., Cooper O.R. & Storchmann K., 2005 : Climatic Change and global wine quality. *Clim. Change*, 73, 319-343.

Le Treut H., 2010 : Modèles climatiques : certitudes, incertitudes et impacts locaux. Actes du XXIII^{e} colloque de l'Ass. Int. Climatologie « *Risques et changement climatiques* », ISBN 978-2-907696-16-6, Rennes, 7-10.

Nakićenović N. & Swart R., 2000 : *Special Report on Emissions Scenarios (SRES) of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, ISBN 0-521-80081-1.

Terray L., Pagé C., Déqué M. & Flécher C., 2010 : L'évolution du climat en France au travers de quelques indicateurs agroclimatiques. In Brisson N., Levrault F. (Eds): *Changement climatique, agriculture et forêt en France: simulations d'impacts sur les principales espèces*, Livre Vert CLIMATOR, ADEME, 19-32.

Trenberth K., Jones P., Ambenje P., Bojariu R., Easterling D., Klein Tank A., Parker D., Rahimzadeh F., Renwick J., Rusticucci M., Soden B. & Zhai, P., 2007 : Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the AR4 of the IPCC. Solomon et al (ed). Cambridge University Press, UK and New York, USA.

ÉVALUATION HYDROLOGIQUE EN TEMPS PRÉSENT DE LA CHAINE MODÈLE DE CIRCULATION GÉNÉRALE / MÉTHODES DE DESCENTE D'ÉCHELLE STATISTIQUE

Marie BOURQUI [1], Thibault MATHEVET [3], Benoît HINGRAY [2], Joël GAILHARD [3], Frédéric HENDRICKX [1], Matthieu LAFAYSSE [2] et Abdelkader MEZGHANI [2]

[1] *EDF- R&D, 6 quai Watier, 78401 Chatou, France. marie.bourqui@edf.fr*
[2] *LTHE BP53 - 38 041 Grenoble Cedex 9, France.*
[3] *EDF - DTG DMM 21, avenue de l'Europe BP 41 38040 Grenoble Cedex 09, France.*

Résumé: *Au sein des études d'impacts du changement climatique sur la ressource en eau, les modèles hydrologiques sont situés à la terminaison d'une chaîne comprenant MCG (Modèles de Circulation Générale) puis MDES (Modèles de Descente d'Echelle Statistique). Evaluer l'ampleur des biais sur l'utilisation de cette chaîne en climat présent est capital pour l'interprétation des résultats obtenus en climat futur. L'évaluation des sorties hydrologiques résultant de son application se positionnent ainsi comme une étape clé dans ce type d'étude. Dans ce travail intégré au projet RIWER2030, nous présentons la méthodologie de l'évaluation de cette chaîne pour un bassin versant des Alpes françaises (la Durance à Serre-Ponçon).*

Mots-clés : *Modèles pluie-débit, descente d'échelle statistique, évaluation climat présent.*

Abstract: Hydrological evaluation of statistical downscaling methods and general circulation model applied to climate model projections.
Hydrological scenarios for climate change impact studies are classically obtained via simulation with hydrological models from meteorological scenarios obtained with downscaling methods from GCM (General Circulation Model) outputs. This modelling chain is rather complex and each step can strongly impact hydrological projections. The chain but also each of its components has therefore to be evaluated. This paper, part of the RIWER2030 project aims to assess the ability of GCM, downscaling methods and hydrological models to reproduce past climate and hydrological observed series and trends.

Keywords: *Rainfall–runoff models, statistical downscaling, past climate evaluation.*

Introduction et état de l'art

En hydrologie, la plupart des études d'impact du changement climatique suivent une chaîne de modélisation assez générique (Xu, 2005). Un Modèle Climatique Global (GCM) est forcé avec un des scénarii d'évolution des gaz à effet de serre proposés par l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) pour obtenir l'évolution sur les décennies à venir de caractéristiques climatiques petite et moyenne échelles (plusieurs centaines à plusieurs dizaines de km). Les sorties large échelle (plusieurs centaines de kilomètres) du GCM, éventuellement désagrégées à l'aide de Modèles Climatiques Régionaux, sont ensuite adaptées aux échelles locales du climat pour produire des scénarios météorologiques nécessaires aux modèles hydrologiques (MH) (e.g. scénarios de précipitations [P] et température de l'air [T]). Cette adaptation est souvent effectuée à l'aide de méthodes de descente d'échelle statistique (MDES).

L'évaluation des différents maillons de cette chaîne mais aussi de la chaîne dans son ensemble est évidemment nécessaire pour s'assurer de la pertinence des scénarios produits par son application. De manière complémentaire, cette chaîne de modélisation doit être évaluée dans sa capacité d'extrapolation climatique (l'application du modèle au-delà du domaine pour lequel il a été construit et validé) car c'est dans un contexte de climat modifié qu'elle sera utilisée. L'objectif de cette étude est donc d'illustrer les évaluations réalisées en temps présent pour estimer la capacité de différentes chaînes de modélisation GCM/MDES/MH à reproduire les caractéristiques de variables hydrologiques et climatiques observées sur les décennies passées pour un hydrosystème donné. Les chaînes évaluées sont constituées de différentes combinaisons de 11 GCM, 3 MDES et 2 MH. La chaîne MDES/MH est évaluée seule dans un

premier temps. L'ensemble de la chaîne GCM/MDES/MH est évaluée ensuite. Seuls quelques-uns des résultats obtenus dans le cadre du projet Riwer2030 http://www.lthe.fr/RIWER2030/index.html sont présentés ci-dessous pour illustration.

1. Modèles utilisés, aperçu méthodologique et cas d'application

Le bassin versant de la Durance à l'exutoire du réservoir multi-usages de Serre-Ponçon (3580 km²) est utilisé comme cas d'application. Il est situé dans la partie sud des Alpes françaises. Son régime hydrologique est très influencé par la fonte nivale en période avril-juin. L'eau stockée dans le réservoir est utilisé pour divers usages : hydroélectricité, irrigation, sport et tourisme qui rendent ce réservoir vulnérable à tout changement dans la répartition et la quantité de ressource en eau disponible.

Différentes versions de trois MDES développées respectivement au CERFACS (Dsclim20, Boé *et al.,* 2006), au LTHE (D2GEN, Mezghani *et al.,* 2009) et à EDF (Analog adaptée d'Obled *et al.*, 2002) sont utilisées pour générer les scénarios météorologiques pour ce bassin. Ces différents MDES sont des variantes de la méthode analogique des k-plus proches voisins. Des situations analogues à la journée courante du processus de génération sont identifiées dans une archive de situations météorologiques observées. L'indice de similarité entre 2 journées est dépendant du MDES. Les variables météorologiques de surface observées pour l'un des k-jours analogues sont utilisées comme scénario pour le jour courant du processus de génération. Plusieurs scenarii étant possibles (le jour scenario étant tiré aléatoirement au sort parmi les k-jours analogues identifiés), il est possible de générer un ensemble de scénarios météorologiques. 100 scénarios, couvrant chacun la période couverte soit par les ré-analyses NCEP/NCAR (Kistler *et al.*, 2001), soit par les sorties de GCM du projet ENSEMBLES (2009) (période 1860-2100, scénario d'émission A1B), ont été produits pour chacun des MDES considérés dans le projet.

Deux MH conceptuels sont utilisés ; l'un global MORDOR (Garçon, 1999) et l'autre semi-distribué CEQUEAU (Morin, 2002). Ils présentent tous deux de bonnes performances pour la reproduction des débits observés (efficiences de Nash supérieures à 0,9 en calibration et à 0,85 en extrapolation).

L'évaluation des MDES consiste généralement à évaluer la capacité du modèle à reproduire certaines caractéristiques observées des variables météorologiques locales. Une telle évaluation est nécessaire mais insuffisante ; elle doit aussi être orientée « impact ». Dans le cas présent, une évaluation hydrologique est ainsi nécessaire pour évaluer la pertinence des scénarios hydrologiques simulés à partir des scénarios météorologiques générés, c'est-à-dire leur capacité à reproduire les caractéristiques des variables hydrologiques observées. Pratiquement, l'évaluation hydrologique consiste ici à comparer les 100 scénarios hydrologiques obtenus à l'aide de la chaîne NCEP/MDES/MH ou à l'aide de la chaîne GCM/MDES/MH à un scénario hydrologique de référence obtenu par simulation hydrologique à l'aide du même MH à partir des forçages P, T observés (figure 1). Par ailleurs, l'évaluation des MDES est généralement climatologique, consistant à évaluer la capacité du modèle à reproduire diverses caractéristiques statistiques des variables météorologiques et hydrologiques dont en particulier celles influençant la gestion de l'eau (e.g. distributions statistiques des cumuls pluviométriques sur différentes durées, des durées de temps sec, saisonnalité des apports, …). De nouveau, cette évaluation est indispensable mais insuffisante. En effet, un MDES simple consistant à ré-échantillonner de façon purement aléatoire dans l'historique des scénarios météorologiques journaliers présentera par construction une performance climatologique parfaite. Cependant, un modèle de ce type ne permet pas d'expliquer quoi que ce soit de la variabilité observée des variables météorologiques – liée en particulier à la variabilité atmosphérique - et serait donc incapable

de fournir des scénarios météorologiques futurs pertinents au vu des changements attendus de la circulation atmosphérique aux échelles synoptiques.

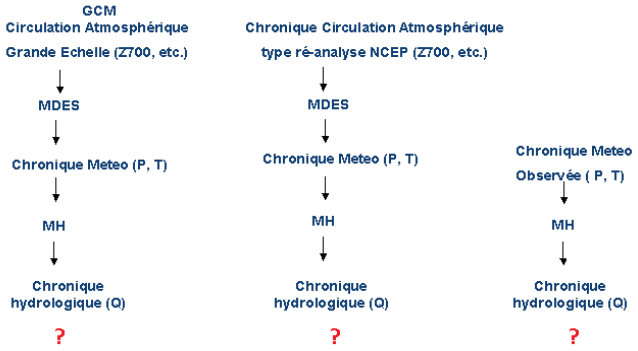


Figure 1 : Schéma expliquant les différents cas de figure de comparaison de la chaîne GCM/MDES/MH.

Une évaluation en extrapolation temporelle (évaluation du modèle à reproduire les caractéristiques observées sur une période différente de la période utilisée pour son apprentissage) est plus exigeante. Elle peut se faire de façon classique en évaluant les modèles sur une période pour laquelle on dispose de données historiques et qui n'a pas été utilisée pour leur calibration ou apprentissage. Certes, cette évaluation ne permettra pas de conclure sur les réelles capacités d'extrapolation long-terme des modèles car les conditions hydroclimatiques futures seront probablement très différentes de celles observées par le passé. Cependant cela permet d'avoir déjà une première idée de la pertinence des projections obtenues avec ces méthodes (Prudhomme & Davis, 2009). Ce type d'évaluation vaut aussi pour les MH. L'évaluation des MDES peut aussi être chronologique, de façon à évaluer, comme ce qui est fait classiquement pour les MH, leur capacité à reproduire les variations jour à jour des variables observées. Ce type d'évaluation donne par ailleurs aussi des éléments d'appréciation supplémentaires sur leur capacité d'extrapolation temporelle, puisqu'on demande aussi aux modèles de pouvoir reproduire, à l'échelle des quelques décennies passées, les variations météorologiques résultant de contextes climatiques légèrement différents. Ces évaluations de type extrapolation et chronologique ont été réalisées ici à la fois en mode météorologique et en mode hydrologique.

Dans le cadre du projet RIWER2030, les différentes évaluations ci-dessus ont été effectuées pour chacune des versions des 3 MDES. Elles ont été réalisées pour chacun des 100 scénarii de la génération d'ensemble produite pour chaque modèle. Les évaluations climatologiques, chronologiques et en extrapolation ont été réalisées, des points de vue météorologiques et hydrologiques. Les évaluations climatologiques de type météorologique et hydrologique ont aussi été effectuées pour les différentes chaînes GCM/MDES/MH (une évaluation chronologique est dans ce cas impossible, car les GCM, libres sur les décennies passées, n'ont aucune raison de reproduire la chronologie observée de la circulation atmosphérique). Seul un aperçu des résultats de l'évaluation hydrologique, obtenus pour les MDES dsclim20 et AnaDtg est présenté ici.

2. Exemples des résultats obtenus sur l'évaluation hydro/climatologique

Une période historique de 47 ans a été utilisée pour ces évaluations en contexte stationnaire et en extrapolation. Pour ceci, afin de disposer d'une partie des données pouvant être utilisé en extrapolation, l'historique a été en fait scindé en deux sous-périodes d'égale longueur de 24 ans 1959-1981 (période *a1*) et 1982-2005 (période *a2*). Toutes les MDES ont été calibrées sur la période *a2*. Chaque MDES a été ensuite évaluée sur la période d'apprentissage ou en contexte climatique stationnaire (période *a2*) et en extrapolation ou en contexte climatique non-stationnaire (période *a1*).

La capacité de la chaîne MDES / MH à reproduire la saisonnalité des débits mensuels inter-annuels moyens et les statistiques annuelles de VCN30 (débit minimal annuel sur 30 jours consécutifs), deux composantes du régime hydrologique déterminantes dans les problématiques de gestion de la ressource en eau, est présentée ci-dessous. En conditions stationnaires, les quantiles médians des débits de référence mensuels (débits simulés à partir des variables météorologiques observés) sont reproduits correctement pour les deux MDES (Figure 2). Dsclim20 a tendance cependant à sous-estimer légèrement les valeurs de chaque classe. En passant en conditions extrapolées, cette sous-estimation est légèrement exacerbée alors que pour AnaDtg une très légère tendance à la surestimation des débits de la période de fonte se dessine.

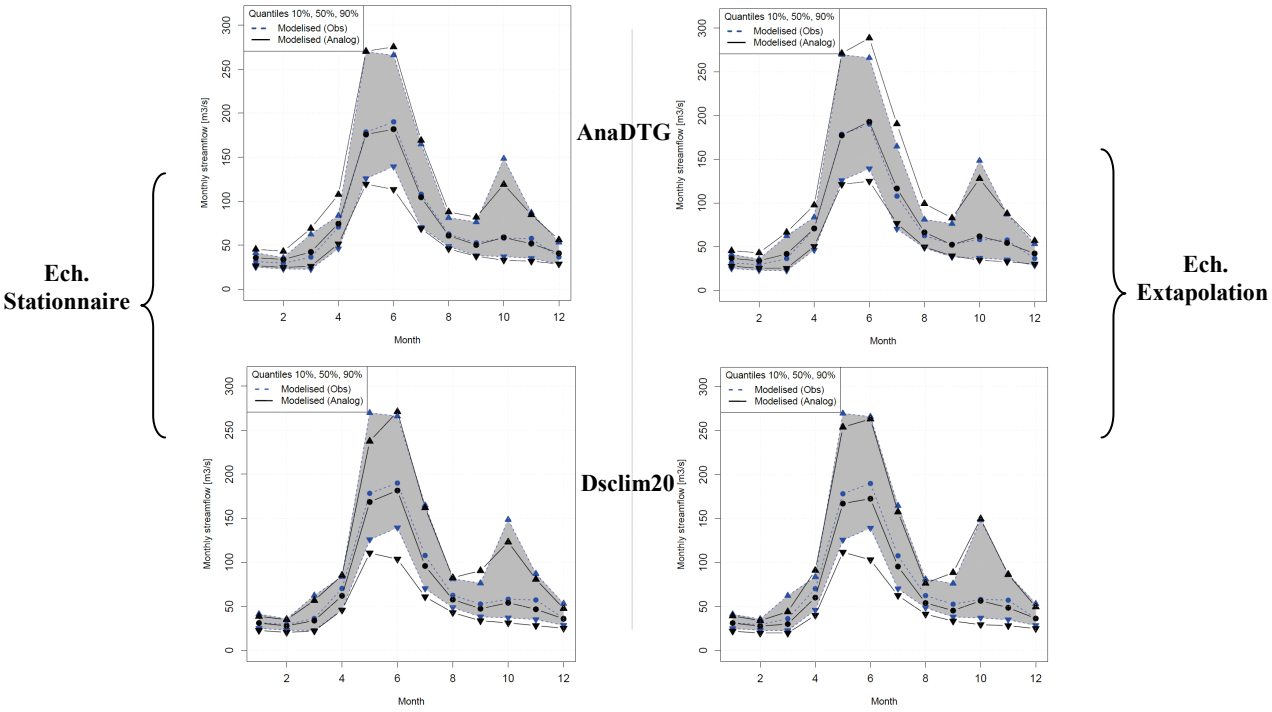


Figure 2 : Evaluation hydrologique de la chaîne MDES/MH. Cycle hydrologique moyen. Moyennes interannuelles sur la période a1 (1981-2005) des débits mensuels simulés avec le MH CEQUEAU sur la base des chroniques météorologiques 1) observées (Obs) et 2) générées avec les MDES AnaDtg et Dsclim20. Graphiques de droite : Evaluation MDES en conditions stationnaires ; graphiques de gauche : évaluation MDES en conditions non stationnaires. Les trois courbes bleues pointillées correspondent aux quantiles 10, 50 et 90 % des débits mensuels de référence, les trois courbes noires correspondent aux quantiles 10, 50 et 90 % des débits interannuels moyens obtenus pour les 100 réalisations MDES.

Pour les statistiques annuelles de VCN30 (Figure 3), AnaDtg a tendance à engendrer des statistiques légèrement surestimées et la réaction inverse se produit avec Dsclim20 (tendance à la sous-estimation des valeurs). Les défauts de chacune des méthodes ont tendance à être amplifiés avec l'utilisation des MDES en extrapolation (plus humide pour AnaDtg et plus sec sur Dsclim20). Les résultats sont sensiblement modifiés si on utilise des prédicteurs de large échelle extraits des sorties GCM (en l'occurrence ici DMIECH-1 et CNCM33). En conditions stationnaires (Figure 4), AnaDtg produit des valeurs encore plus surestimées du VCN30 que lorsqu'il est forcé avec NCEP. Le biais induit par les GCM augmente donc les défauts de la MDES et plus particulièrement CNCM33 qui induit un fort biais humide. La méthode Dsclim20 reste avec DMIEHC-1 dans le même ordre de grandeur d'erreur qu'en utilisant les ré-analyses NCEP en indicateur. Dsclim20 devient parfaitement calibrée avec CNCM33. Le biais humide induit par CNCM33 se confirme et contre balance ainsi le biais sec de Dsclim20.

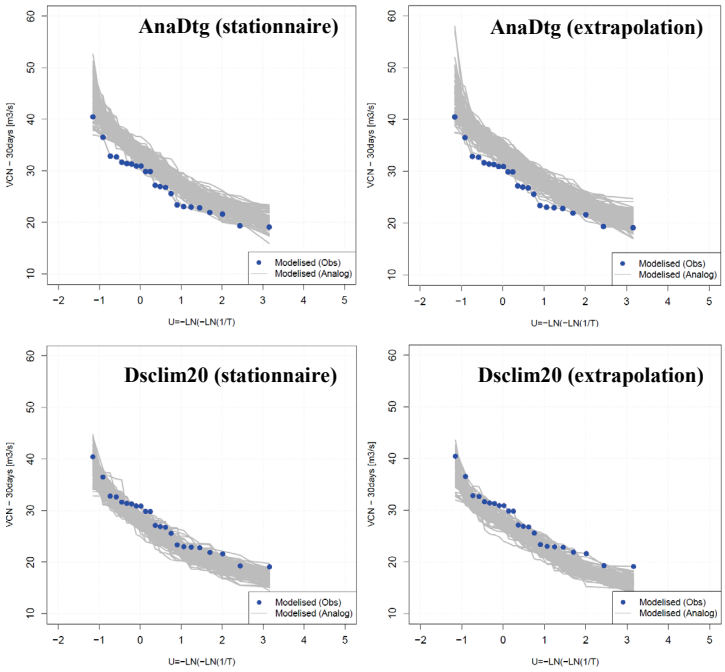


Figure 3 : Evaluation hydrologique de la chaîne MDES/MH. Distributions statistiques du VCN30 (débit minimal minimum sur 30 jours par année). Distributions sur la période 1981-2005 obtenues à partir des chroniques de débits simulées avec le MH CEQUEAU à partir des variables P,T observées et à partir des 100 scénarios P,T issus de AnaDTG et Dsclim20 calés sur a2 (ré-échantillonnage stationnaire) et a1 (ré-échantillonnage en extrapolation).

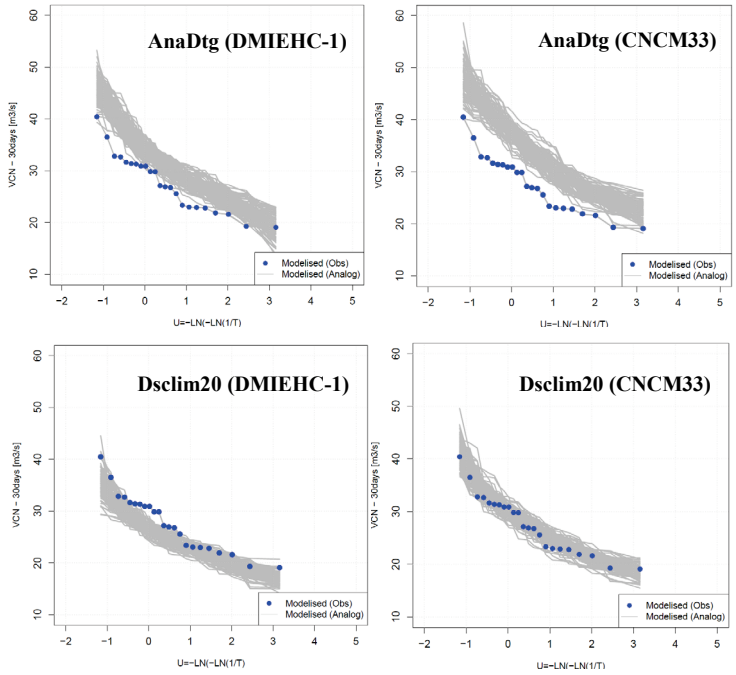


Figure 4 : Evaluation hydrologique de la chaîne GCM/MDES/MH. Distributions statistiques du VCN30. Distributions sur la période 1981-2005 obtenues à partir des chroniques de débits simulées avec le MH CEQUEAU à partir des variables P,T observées et à partir des 100 scénarios P,T issus de AnaDTG et Dsclim20 forcés par les GCM DMIEHC (à gauche) et CNCM33 (à droite) (ré-échantillonnage stationnaire).

Ces résultats doivent cependant être relativisés du fait de la variabilité intrinsèque des GCM qui implique une forte variabilité pluri-décennale des régimes de circulation, comme ce qui peut par exemple être observé lorsque l'on analyse la fréquence des types de temps principaux sur les expériences dites de contrôle de ces modèles produites pour la période

1860-2000. Par suite, une « mauvaise performance météorologique ou hydrologique » apparente de la chaîne GCM/MDES/MH pour la période récente (e.g. ici 1981-2005) ne peut pas être une preuve de mauvaise performance (et inversement) (cf. Lafayasse *et al*., 2011).

Conclusion

L'application de la chaîne classique de modélisation GCM-MDES-MH pour les études d'impact ne devrait pas se faire sans une évaluation préalable rigoureuse. En particulier, une telle évaluation se doit d'être orientée « impact » et d'estimer la capacité d'extrapolation temporelle de la chaîne. Pour la présente étude, nous pouvons constater une bonne capacité des MDES à reproduire des statistiques de débits essentielles pour la gestion de la ressource en eau (régimes des débits, statistiques des étiages). Cependant, le fait d'utiliser ces MDES en condition extrapolée exacerbe généralement leurs défauts. La transposabilité des MDES en climat modifié ne semble donc pas toujours acquise. Cette évaluation est cependant difficile et la mise au point de méthodologies plus contraignantes pour l'affiner est donc une priorité.

A l'image de ce que nous avons présenté pour la chaine MDES/MH, il est aussi nécessaire de faire ce même type d'évaluation pour l'ensemble de la chaîne GCM/MDES/MH utilisée in fine pour la génération de scénarios hydrologiques. Nos premières analyses montrent que l'utilisation d'un GCM peut induire des biais supplémentaires qui s'ajoutent ou se compensent avec les biais induits par la chaîne MDES/MH. Cette évaluation est cependant complexe du fait de la variabilité intrinsèque des modèles GCM qui nécessite de développer un cadre d'analyse spécifique pour permettre l'évaluation de la chaîne sans qu'elle soit biaisée par cette variabilité.

Références bibliographiques

Boé J., Terray L., Habets F. & Martin E., 2006 : A simple statistical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111, D23106, 20 PP.

ENSEMBLES, 2009 : *Climate Change and its Impacts: Summary of Research and Results from the ENSEMBLES Project*. Tech. Rep. Met Office Hadley Centre. Exeter, UK.

Garçon R., 1999 : Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *La Houille Blanche*, 7-8, 88-95.

Kistler R., E. Kalnay, W. Collins, S. Saha, G. White, J. Woollen, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, M. Kanamitsu, V. Kousky, H. van den Dool, R. Jenne, and M. Fiorino, 2001 : The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. *Bull. Amer. Meteor. Soc*., 82, 247-268.

Lafaysse M., Hingray B., Terray L., Gailhard J., Mezghani A., 2011 : Evaluation of GCMs and downscaling methods for climate change impact studies, and related uncertainties in future meteorological and hydrological projections. Submitted *to Climate Change*.

Mezghani A. & Hingray B., 2009 : A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain: Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *J. Hydrol*., 377(3- 4), 245-260.

Morin G., 2002 : *CEQUEAU Hydrological Model*. Chap13 in: *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications* (ed. by V. P. Singh & D. K.Frevert). Water Res. Publ., 950 pp.

Obled C., Bontron G. & Garçon R., 2002 : Quantitative precipitation forecasts: a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmos Res*., 63(3-4), 303-324. doi: 10.1016/S0169-8095(02)00038-8.

Prudhomme C. & Davies H., 2009 : Assessing uncertainties in climate change impact analyses on the river flow regimes in the UK. Part 1: baseline climate. *Climatic Change,* 93(1), 177-195.

Xu C-Y, Widen E, Halldin S., 2005 : Modelling hydrological consequences of climate change-progress and challenges. *Advances in Atmospheric Sciences*, 22, 789-797.

VARIABILITÉ INTRA-SAISONNIÈRE ET DIURNE DE LA PLUIE SIMULÉE PAR LES MODÈLES CLIMATIQUES DU PROGRAMME CORDEX EN AFRIQUE DE L'OUEST

Moctar CAMARA [1], Arona DIEDHIOU [2], Bamol Ali SOW [1], Samo DIATTA [1] et Ibrahima MBAYE [3]

[1] *Laboratoire d'océanographie, des sciences de l'environnement et du climat (LOSEC), Université de Ziguinchor, BP 523, Ziguinchor, Sénégal.*
moctar1sn@yahoo.fr ; bamosow@yahoo.fr ; samodiatta@yahoo.fr
[2] *LTHE - Université de Grenoble, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France ; arona.diedhiou@ird.fr*
[3] *Département de Géographie - Université de Ziguinchor, BP 523, Ziguinchor, Sénégal.*
ibmbaye1@yahoo.fr

Résumé : *Ce travail a pour but d'analyser et d'intercomparer la performance sur l'Afrique de l'Ouest d'un jeu de 9 modèles climatiques régionaux (MCR) utilisés dans le cadre du programme CORDEX. CORDEX est un exercice coordonné de simulation numérique du climat futur mis en œuvre conjointement par plusieurs centres de recherches qui a pour but entre autres de produire des scénarios de changements climatiques fiables à des fins d'études d'impacts sur la plupart des terres émergées de la planète en utilisant des MCR. Les données exploitées sont celles actuellement disponibles : les simulations du temps présent qui ont été réalisées en forçant les MCR par les réanalyses Era-interim. Les résultats présentés dans ce travail sont relatifs à la comparaison de la variabilité intra-saisonnière et diurne de la pluie simulée par les MCR avec les observations.*

Mots-clés *: CORDEX, modèles, changement climatique.*

Abstract: Intraseasonal and diurnal variability of rainfall simulated by CORDEX program climate models.
This work aims to analyze and inter-compare the performance over West Africa of nine (9) RCMs used in the framework of CORDEX program. CORDEX program is a coordinated experiment involving many research centers throughout the word which aims to simulate the future climate. This program provides high resolution climate change scenarios for impact studies over large portions of the word using regional climate models. Data analyzed in this study are the present day simulations (1989-2006) and the driving fields (lateral boundary conditions) are from the Era-Interim reanalysis. The seasonal and diurnal cycles of the rainfall simulated by RCMs are analyzed and compared to observation data.

Keywords*: CORDEX, models, climate change.*

Introduction

Depuis la fin des années 1960, l'Afrique de l'Ouest a connu des épisodes de plusieurs décennies de sécheresse qui ont incité de nombreux scientifiques à étudier les causes possibles. Quelques hypothèses explicatives ont été proposées de manière indépendante à savoir entre autre la rétroaction positive entre les précipitations et l'albédo local via la modification de la végétation et les processus de surface et les téléconnections associées aux variations de température de surface des océans (Charney, 1975 ; Lu et Delworth, 2005). En plus de cette variabilité actuelle, les changements climatiques résultant des émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) auront probablement une incidence sur les sociétés humaines et les écosystèmes naturels au Sahel (IPCC, 2007). Par conséquent, l'élaboration des projections de changements futurs dans la région est d'une importance cruciale. Ces projections climatiques permettent de mesurer la vulnérabilité de ces régions et ainsi anticiper les conséquences néfastes qui en découleront en mettant en place des stratégies d'adaptation efficaces. Les scénarios de changement climatique (CC) ont été souvent réalisés à l'aide de modèles climatiques globaux (MCG) dans cette région (Kamga *et al.*, 2005). Cependant la performance de ces modèles est limitée en raison de leur résolution grossière qui ne permet pas de prendre en compte les hétérogénéités de surface (variations de la végétation, la topographie complexe, etc.) qui sont d'importants facteurs physiques qui gouvernent la réponse du climat et des changements climatiques (Rummukainen, 2010). C'est ainsi que les

modèles climatiques régionaux (MCR) sont de plus en plus utilisés pour produire des scénarios de CC fiables à cause de leur capacité à tenir compte des forçages de petite échelle (Philippon *et al.,* 2009). Plusieurs efforts internationaux dont le projet ENSEMBLE – AMMA (Van der Linden et Mitchell, 2009), ont été ainsi entrepris pour produire des scénarios de CC à l'aide de MCR sur des régions limitées de la planète. Afin de disposer de scénarios de CC fiables sur la plupart des terres émergées de la planète, un ambitieux programme appelé CORDEX (COordinated Regional climate Downscaling EXperiment), a été initié par plusieurs centres de recherches à travers le monde (Jones *et al.,* 2011). Deux types de simulation sont réalisés dans ce programme à savoir celles du temps présent (période 1989-2008) obtenues en forçant les MCR avec les réanalyses Era-Interim et cela dans le but d'évaluer la performance des modèles engagés. Les projections climatiques sur la période 1951-2100 constituent le deuxième jeu de simulation. Dans ce travail, nous présenterons une étude portant sur la variabilité intra-saisonnière et diurne de la pluie en Afrique de l'Ouest en utilisant les données présentement disponibles (simulation du temps présent).

1. Données

Nous avons analysé les données de pluie haute résolution (50 km de résolution spatiale) de neuf modèles climatiques régionaux (MCR) : ICTP-RegCM3 (Italie), DMI-HIRHAM (Danemark), CNRM-ARPEGE (France), UC-WRF (Espagne), UQAM-CRCM5 (Canada), MPI-REMO (Allemagne), SMHI-RCA (Suède), UCT-PRECIS (Afrique du Sud), KNMI-RACMO (Pays-Bas). Ces modèles ont été initialisés et forcés sur la période 1989-2008 par les réanalyses européennes ERA-Interim. Les données de validation sont : la pluviométrie du Global Precipitation Climatology Project GPCP (Adler *et al.*, 2003), les estimations du satellite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM, Huffman *et al.,* 2007) et les données CMORPH (Joyce *et al.,* 2004). Les données GPCP et TRMM (CMORPH) sont disponibles de 1998 à 2003 (période 2003-2008). La zone d'étude correspond à l'Afrique de l'Ouest (25°W-20°E ; 10°S-30°N). Elle se caractérise par la présence de plusieurs régions orographiques : les montagnes du Fouta Djalon en République de Guinée Conakry (~10°N ; 13°W), les plateaux de Jos au Nigéria (~10°N ; 7,5°E), le Mont Cameroun au Cameroun (~6°N ; 12°E) qui influencent la convection et donc la pluviométrie sur l'Afrique de l'Ouest.

2. Résultats

La moyenne en été boréal (juin-septembre) de la pluie sur la période 1998-2008 est représentée sur la figure 1 pour les observations du GPCP, les MCR et la moyenne de ces modèles. Les données de validation (GPCP) présentent un gradient pluviométrique nord-sud de part et d'autre d'un maximum centré vers 8°N. Les maxima de pluie sont localisés sur les zones orographiques (Fouta Djalon, plateau de Jos, mont Cameroun et massif de l'Adamaoua) et à l'aval des montagnes du Fouta Djalon sur l'océan. Les données de forçage (ERA-Interim) représentent bien la distribution spatiale de la pluie y compris le gradient nord-sud et la localisation des maximas sur les régions orographiques. Les MCR simulent correctement ce gradient pluviométrique de même que les maxima sur les régions orographiques. Cependant WRF présente une bande de pluie beaucoup plus mince que les données GPCP. La moyenne des MCR représente bien la structure zonale de la pluie ainsi que les maxima. L'écart par rapport à GPCP (figure non montrée) montre que les données ERA-Interim présentent une structure dipolaire caractérisée par la présence d'un biais humide (important biais sec) sur les côtes guinéennes (Sahel). Cependant les MCR qui ont été forcés par ces réanalyses présentent des structures différentes. Les modèles CRCM5, REMO et WRF présentent un fort biais au large du Fouta Djalon. RegCM3 présente quant à lui un fort biais sec sur une zone côtière allant du Golfe de Guinée jusqu'à l'aval des montagnes du Fouta Djalon ; une structure similaire est simulée par le modèle RACMO avec un certain décalage vers le nord. Le modèle

ARPEGE sous-estime fortement la pluie sur le Sahel. La moyenne des modèles réduit considérablement les biais sur l'Afrique de l'Ouest et en ce sens, elle améliore la performance des modèles pris individuellement, en cohérence avec les travaux de Diallo *et al.* (2012). Ces résultats montrent aussi l'importance de la variabilité interne des MCR qui conduit ces derniers à simuler des champs différents de ceux des données de forçage.

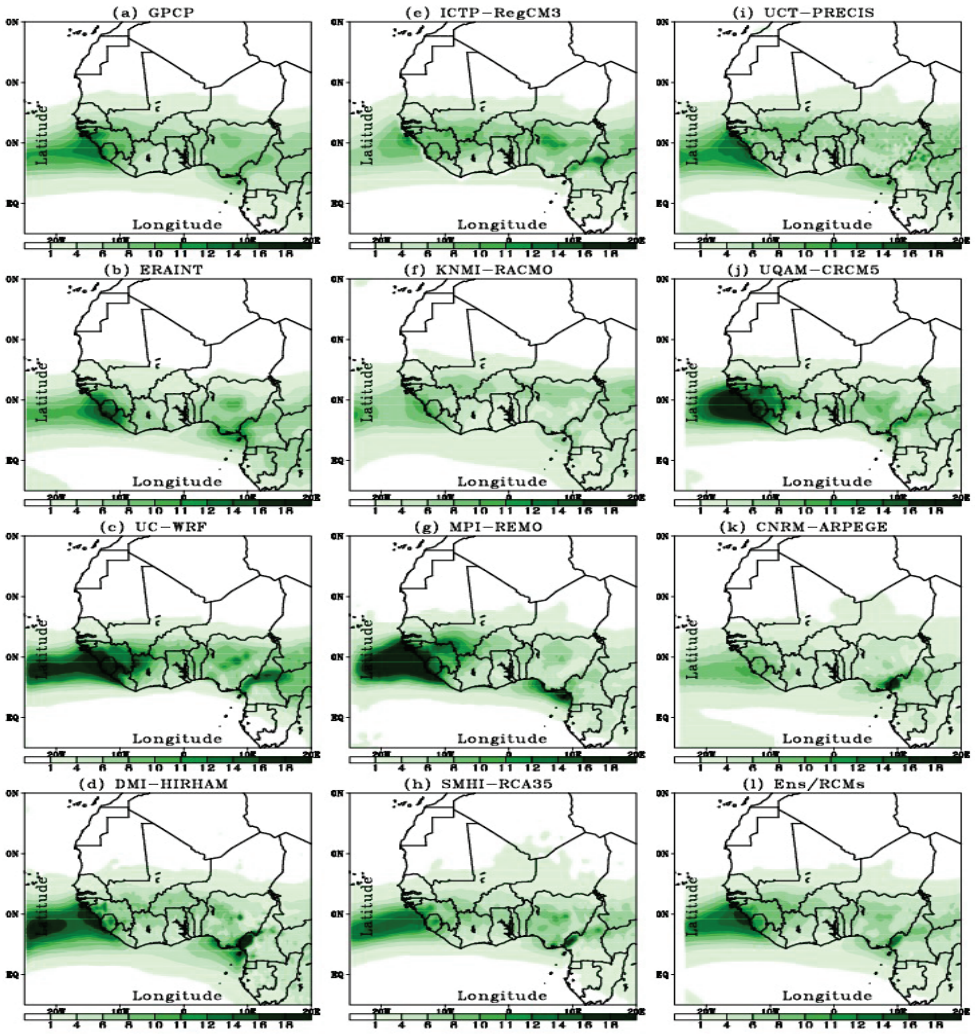


Figure 2 : Pluie moyennée en « été » (juin-septembre) de1998 à 2008 pour les observations du GPCP, les données de forçages (Era-Interim), les MCR du programme CORDEX et la moyenne d'ensemble des MCR (Ens/RCMs).

Le cycle saisonnier de la pluie moyennée sur 3 zones (Sahel Ouest (SO), Sahel Est (SE) et zone guinéenne) est représenté sur la figure 2. Sur le SO (figure 2a), à l'exception de KNMI et DMI, les MCR ainsi que leur moyenne d'ensemble présentent une structure en phase avec les observations avec un maximum simulé en août. Ces modèles (KNMI et DMI) ont la particularité de simuler une saison des pluies précoce mais aussi qui finit tôt. Lorsqu'on s'intéresse au mois le plus pluvieux (août), seul le modèle REMO simule une quantité de pluie supérieure aux observations. L'anomalie par rapport aux observations du GPCP (figure non montrée) montre que la moyenne des modèles présente un faible biais tout au long de l'année et ce sens elle fournit un signal beaucoup plus robuste. A l'exception de DMI, l'écart par rapport aux observations se situent entre -4 mm/jour et +2 mm/jour suggérant que les MCR ont plus tendance à sous-estimer le cycle saisonnier de la pluie. Le SE (figure 2b) présente une structure semblable à celle du SO. Cependant, l'amplitude saisonnière de la pluie

est plus faible dans le SE. De plus, l'écart par rapport aux observations (figure non montrée) reste faible en comparaison avec le SO surtout durant le pic de la saison des pluies (juin-septembre). En zone guinéenne (figure 2c), la pluviométrie présente deux pics (saison des pluies) autour de juin et septembre. La première saison des pluies (celle située autour de juin) est la plus pluvieuse. La plupart des modèles simule le premier maximum un mois plus tôt à l'exception des modèles APEGE et RegCM3 qui, à l'instar des données de forçage (ERA-Interim), présentent un pic de pluie en juin. La moyenne des modèles à l'instar de la majorité des modèles ne capte pas ce maximum. Par contre le second maximum est bien simulé par les MCR (excepté REMO) ainsi que leur moyenne d'ensemble. REMO surestime énormément les deux pics. L'écart par rapport aux observations est plus fort en zone guinéenne qu'au Sahel (figure non montrée).

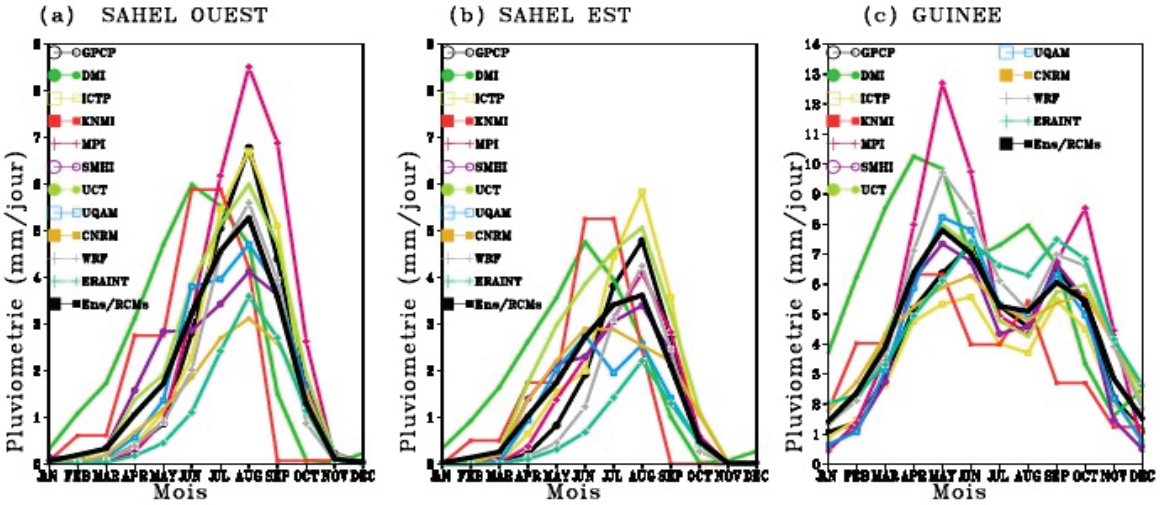


Figure 2 : Cycle saisonnier de la pluie moyennée sur la période 1998-2006 sur le Sahel Ouest (15°W-0 : 11°N-18°N), le Sahel Est (0-15°E : 11°N-18°N) et la zone guinéenne (15°W-15°E : 3°N-10°N).

La figure 3 représente le cycle diurne de la pluie moyenné entre 1998 et 2006 de mai à octobre pour le Sahel Ouest. Les observations (CMORPH et TRMM) montrent que la pluie atteint son pic en fin d'après-midi et au cours de la nuit. Les MCR dans leur grande majorité n'arrivent pas à reproduire cette distribution. Ils simulent le maximum de pluie vers midi ou en début d'après-midi et ceci en phase avec le maximum de l'ensoleillement. Seul le modèle canadien (UQAM-CRCM5) semble retrouver le maximum de pluie en fin d'après-midi et au cours de la nuit. D'autre part, le cycle diurne de la pluie ne change pas au cours de la saison des pluies (de mai à octobre) pour la plupart des modèles. Mais le modèle MPI présente un maximum à 15 heures en début et fin de saison (mai, juin et octobre) et à 18 heures durant le pic de l'hivernage. De plus, le modèle DMI simule deux maxima dont l'un vers 18 heures en début de saison (juin-juillet) et l'autre vers 14 heures pour le reste de la saison. A l'instar de la majorité des modèles, la moyenne des MCR montre un maximum en début d'après-midi et donc elle n'améliore pas la performance des MCR pris individuellement. Les MCR montrent la même tendance (maximum de pluie en début d'après-midi) aussi bien au Sahel oriental qu'en région guinéenne.

Conclusion

Le but de ce travail est d'analyser les simulations du temps présent du programme CORDEX.

Dans l'intra-saisonnier, les observations (GPCP) présentent un gradient méridien de pluie avec des maxima localisés sur les zones orographiques. Les MCR simulent bien le gradient

méridien de pluie de même que les maxima sur les régions orographiques. Cependant certains modèles présentent un fort biais aux larges des côtes ouest africaines et une sous-estimation de l'intensité de la pluie sur le continent. La moyenne des modèles réduit le biais humide sur la côte et représente mieux la pluie sur le continent.

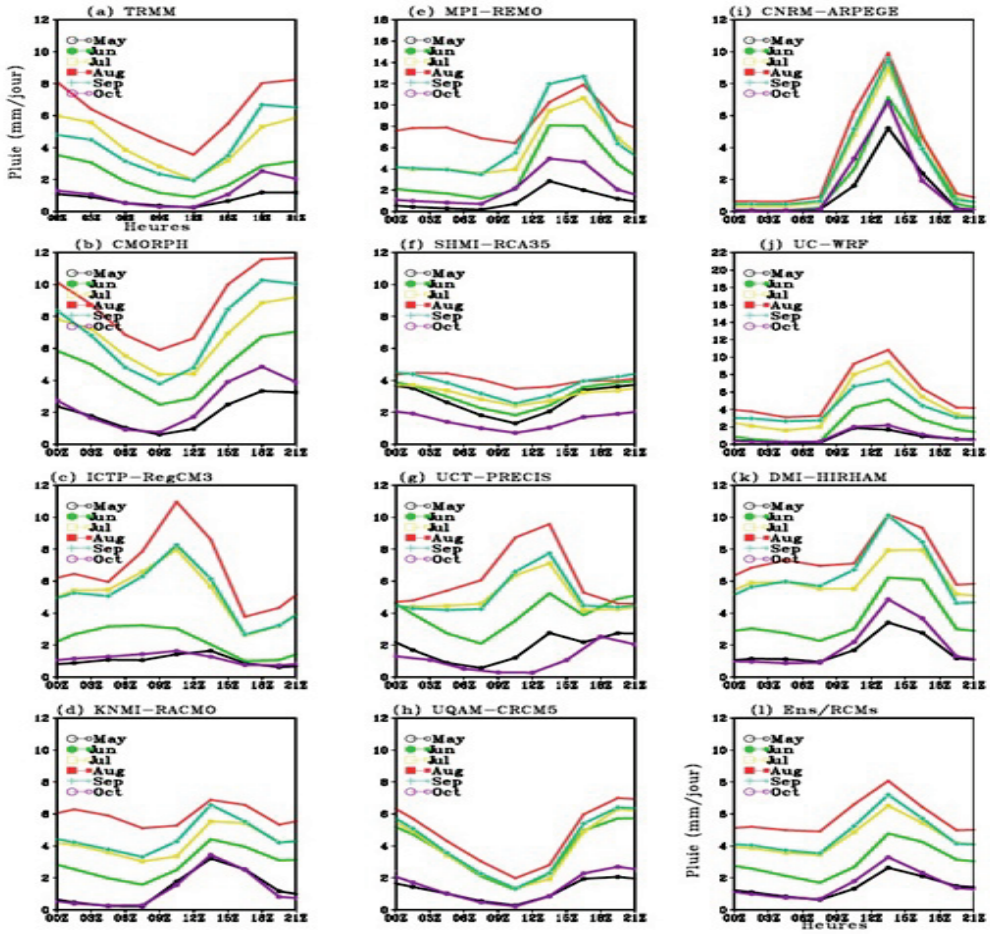


Figure 3 : Cycle diurne de la pluie sur le Sahel Ouest pour les estimations de TRMM, les données CMORPH, les MCR du programme CORDEX et leur moyenne d'ensemble de mai à octobre moyenné entre 1998 et 2006.

Le cycle saisonnier simulé par les MCR et leur moyenne d'ensemble au Sahel Ouest présente une structure en phase avec les observations à l'exception de KNMI et DMI. De plus, la moyenne des MCR présente un faible biais. Le Sahel oriental montre une structure semblable à celle du Sahel occidental mais l'amplitude saisonnière de la pluie est plus faible dans le Sahel oriental. De plus, l'écart par rapport aux observations reste faible en comparaison avec le Sahel occidental surtout durant le pic de la saison des pluies (juin-septembre). En zone guinéenne, la pluviométrie présente deux pics autour de juin et septembre. La plupart des modèles simule le premier maximum un mois plus tôt à l'exception de RegCM3 et ARPEGE qui à l'instar des données de forçage (ERA-Interim), présentent un pic en juin. La moyenne d'ensemble des modèles ne simule pas le maximum de pluie au mois de juin. En revanche, le second maximum est bien simulé par les MCR (excepté REMO) ainsi que leur moyenne d'ensemble.

L'analyse du cycle diurne de la pluie au Sahel Ouest a montré que les observations atteignent leur maximum en fin d'après-midi et au cours de la soirée. Les modèles dans leur grande majorité n'arrivent pas à reproduire ce cycle. Ils simulent le maximum de pluie vers

midi ou en début d'après-midi dans leur grande majorité en phase avec le maximum de l'ensoleillement. Seul le modèle canadien (CRCM5) semble reproduire le maximum de pluie en fin d'après-midi et au cours de la nuit.

En résumé, cette étude montre que les données de forçage (ERA-Interim) influencent certes la solution des modèles mais la variabilité interne de ces derniers n'est pas négligeable. De plus, la moyenne d'ensemble améliore dans la plupart des cas les MCR pris individuellement.

Remerciements : Nous remercions le projet FIRST du Ministère de la Recherche Scientifique du Sénégal pour son soutien.

Références bibliographiques

Adler R. F., G. J. Huffman, A. Chang, R. Ferraro, P. Xie, J. Janowiak, B. Rudolf, U. Schneider, S. Curtis, D. Bolvin, A. Gruber, J. Susskind, P. Arkin, and E. Nelkin, 2003 : The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). *Journal of Hydrom.* 4(6), 1147-1167.

Charney J. G., 1975 : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc*., 101, 193-202.

Diallo I., M.B. Sylla, F. Giorgi, A.T. Gaye and M. Camara, 2012 : Multi-model GCM-RCM ensemble based projections of temperature and precipitation over West Africa for the early 21st century. *International Journal of Geophysics,* Volume 2012, article ID 972896, 19 pages, doi:10.1155/2012/972896.

Huffman, G.J.; R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, Y. Hong, E. F. Stocker, D. B. Wolff, 2007 : The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): quasi-global, multiyear, comined-sensor precipitation estimates at fine scales. *J. Hydrometeor.,* 8, 38-55.

Intergovermental Panel of Climate Change. Climate Change, 2007 : *The Scientific Basis 2007*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.

Jones C. G., F. Giorgi, and G. Asrar, 2011 : The Coordinated Regional Downscaling Experiment: CORDEX. An international downscaling link to CMIP5. *Clivar Exchanges special issue on CMIP5*, in press.

Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, and P. Xie, 2004 : CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydrometeor.,* 5, 487-503.

Kamga, A. F., and E. Buscarlet, 2006 : Simulation du climat de l'Afrique de l'ouest à l'aide d'un modèle climatique régional : validation sur la période 1961-1990. *La Météorologie 52*, 28-37, 2006.

Lu, J., and T. L. Delworth, 2005 : Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought, *Geophys. Res. Lett.,* 32, L22706, doi:10.1029/2005GL023316.

Paeth, H., Hall, N. M.J. Gaertner, M. A. Alonso, M. D. Moumouni, S. Polcher, J. Ruti, P. M. Fink, A. H. Gosset, M. Lebel, T. Gaye, A. T. Rowell, D. P. Moufouma-Okia, W. Jacob, D. Rockel, B. Giorgi, F. and M. Rummukainen , 2011 : Progress in regional downscaling of west African precipitation. *Atmos Sci. Let.,* 12, 75-82.

Philippon N, Martiny N. Camberlin P., 2009 : Forecasting the vegetation photosynthetic activity over the Sahel: a model output statistics approach. *International Journal of Climatology,* 29, 1463-1477.

Rummukainen M., 2010 : State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews Climate Change,* 1, 82-96.

Van der Linden, P., and J. F. B. Mitchell, 2009 : *ENSEMBLES: Climate Change and Its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. UK Met Office Hadley Centre, Exeter, UK, 160 pp.

LA RÉGIONALISATION DES TYPES DE TEMPS EN FRANCE MÉTROPOLITAINE

Olivier CANTAT [1], Edwige SAVOURET [2] et Abdelkrim BENSAID [1]

[1] *GEOPHEN, UMR 6554 CNRS, Université de Caen Basse-Normandie, BP 5186, 14032 Caen cedex, France. olivier.cantat@unicaen.fr*
[2] *CEGUM, EA 1115, Université Paul Verlaine de Metz, Ile du Saulcy, 57045 Metz cedex, France.*

Résumé *: Dans le cadre d'une démarche de climatologie dynamique appliquée à l'échelle de la France métropolitaine, ce résumé étendu présente quelques premiers résultats d'une étude en cours sur la diversité spatiale et la variabilité temporelle des types de temps. Les bases d'un découpage en entités météo-climatiques homogènes reposent sur le croisement de 3 paramètres révélateurs du « temps sensible » (ensoleillement, température moyenne et précipitations). L'analyse a été réalisée pour 8 stations représentatives de la variété climatique française, disposant de longues séries de données quotidiennes fiables (1961-2010). La diversité subrégionale est appréhendée par un ensemble de stations complémentaires aux séries certes plus courtes (1991-2010) mais révélatrices de l'influence des facteurs géographiques locaux (exemple du Grand Ouest).*

Mots-clés *: Types de temps, régionalisation, changement climatique, France.*

Abstract: Regionalization of weather types in metropolitan France.
In the framework of an approach to dynamic climatology applied to the scale of metropolitan France, this extended abstract presents the first results of a study in progress on the spatial diversity and temporal variability of weather types. The basis for a division into homogeneous climatic entities is based on the combination of three parameters indicative of "sensitive" weather (sunshine, mean temperature and rainfalls). The analysis was conducted for 8 stations representative of the French variety of climates, with long series of reliable daily data (1961-2010). Subregional diversity is captured by a set of additional stations to the series of course shorter (1991-2010) but indicative of the influence of local geographical factors (eg the Great West).

Keywords*: Weather types, regionalization, climate change, France.*

Introduction

Chaque jour, l'observation de l'atmosphère montre que le climat est « *une réalité vivante faite tout entière de combinaisons* » (Dorize, 2002), agissant plus ou moins directement sur le fonctionnement des milieux géographiques et le comportement des êtres qui y sont soumis (Hufty, 2001). Pour ces raisons, en complément des approches usuelles du climat par le biais des valeurs statistiques de ses principaux paramètres sur une période de 30 ans, les géographes accordent une place importante à la connaissance des 'types de temps', concept[4] qui désigne l'*association plus ou moins durable, de quelques heures à quelques jours, d'éléments atmosphériques sensiblement identiques sur un espace d'échelle régionale à locale* (synthèse de multiples définitions *in* Norois, 2004). En effet, par leur répartition spatiale, leur fréquence, leur durée et leur succession, les types de temps permettent de saisir concrètement la réalité des conditions atmosphériques au-dessus d'un lieu et d'en envisager les conséquences sur l'espace géographique (Mounier, 1977).

1. Données utilisées et méthode d'analyse

1.1. Les stations météorologiques de référence et le choix des paramètres

La régionalisation des types de temps s'appuie sur 32 stations fiables et représentatives de la diversité climatique française (stations synoptiques professionnelles, avec observations sur

[4] A la suite des « Journées de climatologie » de la Commission « Climat et Société » du Comité National Français de Géographie, les 'types de temps' ont fait l'objet d'un numéro spécial de Norois en 2004, sous la direction de Pierre Carrega, Vincent Dubreuil et Olivier Planchon. Les 'types de temps' y sont déclinés sous trois aspects complémentaires : théorique/ épistémologique, méthodologique et appliqué (Carrega, 2004). Avec des contributions épistémologiques approfondies de Jean-Pierre Vigneau, Annick Douguédroit et, en copie, le texte originel de 1973 de François Durand-Dastès (Norois, 2004).

place), dont 8 sont présentées ici. Une attention particulière a été portée sur la stabilité paysagère aux alentours des stations et à proximité immédiate de leurs capteurs afin de garantir l'homogénéité des séries de mesures. La typologie repose sur le croisement de 3 paramètres révélateurs du *temps sensible* (ensoleillement, température et précipitations), réalisée au pas de temps quotidien sur la période 1961-2010. Pour préciser l'analyse à l'échelle subrégionale (exemple du Grand Ouest), le panel a été complété par 11 stations qui plus finement de l'influence des contextes géographiques locaux (1991-2010).

1.2. La méthode de détermination des types de temps : 48 combinaisons possibles

La caractérisation des types de temps résulte de la juxtaposition de trois qualificatifs exprimant l'état journalier moyen des conditions atmosphériques. La nomenclature provient de la discrétisation des trois séries de données selon des seuils facilement interprétables, relatifs au climat tempéré des latitudes moyennes et au climat de la frange nord méditerranéenne (voir les classes dans la figure 1). L'état du ciel a été segmenté en quatre ambiances illustrant respectivement un temps « gris », « nuageux », « variable » ou « beau ». Pour la température, la valeur moyenne journalière se décompose également en quatre niveaux possibles : « froid », « frais », « doux » ou « chaud ». Enfin, trois degrés d'intensité distinguent les précipitations (pluie ou neige) : « très arrosé », « arrosé » et « sans précipitations significatives ». Au total, en croisant ces différentes classes, l'étude porte sur l'analyse des 48 combinaisons possibles (4*4*3).

Le traitement des données a été réalisé sous T.T.S.R. (Types de Temps Sensibles et à Risques), logiciel conçu et développé au sein du laboratoire Géophen de l'Université de Caen Basse-Normandie (Bensaid *et al.*, 2010).

2. Présentation de quelques résultats

Dans ce résumé étendu, l'expression visuelle a été privilégiée afin de montrer concrètement par quelques exemples choisis les caractères dominants et la pluralité des états de l'atmosphère au-dessus de la France métropolitaine (ces documents sont extraits d'un atlas en cours de réalisation sur la complexité spatio-temporelle des types de temps). Faute de place, nous avons également fait le choix de ne pas présenter l'évolution des types de temps sur la période 1961-2010 mais cette thématique sera traitée lors de la communication orale du colloque AIC de Grenoble, en septembre 2012.

2.1. Les types de temps à l'échelle de la France métropolitaine

La figure 1 illustre la fréquence moyenne des types de temps sur le territoire français durant la période 1961-2010. Conformément à notre position géographique (latitude moyenne) et à la multiplicité des facteurs géographiques (influences océanique, semi-continentale et méditerranéenne), les combinaisons sont très variées : 16 types de temps ont une fréquence supérieure à 2 %, soit 7 jours par an. Ceci reflète la diversité des masses d'air qui affectent le pays et l'alternance entre épisodes anticycloniques généralement clairs et passages de perturbations actives.

La dominance des flux d'ouest s'exprime par la surreprésentation des ambiances douces ou simplement fraiches (9 cas parmi les 10 premiers et 75 % des types de temps) et une nébulosité bien présente (5 cas parmi les 10 premiers et 56 % de temps gris ou nuageux). Ces conditions les plus habituelles n'excluent pas des épisodes aux caractères marqués, liés à des configurations synoptiques plus rares, notamment en été et au cœur de l'hiver : le type *beau et chaud* représente ainsi plus de 5,3 % des situations (7ème rang) et le type *gris et froid* intervient pour 4,2 % (12ème rang).

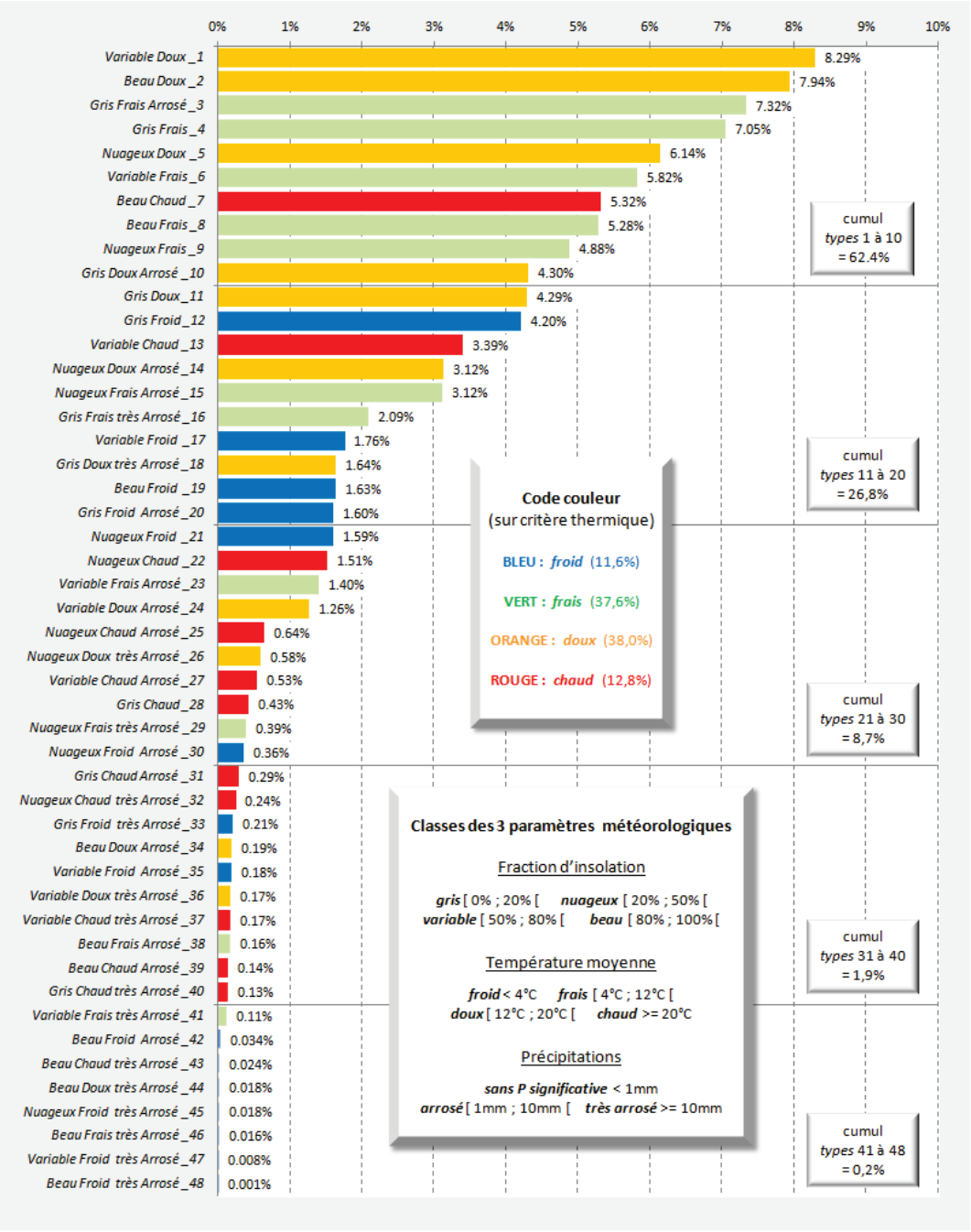


Figure 1 : Fréquence des types de temps en France sur la période 1961-2010 (moyenne des 8 stations de référence de l'espace français : Lille, Orléans, Brest, Strasbourg, La Rochelle, Lyon, Toulouse et Marseille).

Ces chiffres globaux masquent une grande diversité spatiale[5] que nous illustrerons ici par la répartition de deux types de temps contrastés dans chacune des 8 stations (figure 2).

Premier exemple : le temps *beau et chaud* (figure 2 à gauche). La répartition est dominée par une opposition nord/sud dont émerge très nettement la frange méditerranéenne. Les 17,4 % de Marseille sont en relation directe avec les conditions anticycloniques qui viennent recouvrir le bassin méditerranéen en été (subsidence, sécheresse et chaleur), alors que les 0,6 % de Brest traduisent l'influence atlantique qui limite à cette saison l'élévation de température, favorise la nébulosité et engendre régulièrement des précipitations.

[5] Des tableaux de conception identique ont été établis pour chacune des 8 stations de référence mais ils ne sont pas présentés dans ce résumé étendu faute de place.

Second exemple : les risques de phénomènes glissants hivernaux (figure 2 à droite). Ils sont estimés à partir de la combinaison entre des températures basses, un ciel couvert et des précipitations. L'organisation spatiale est clairement marquée par un gradient croissant des côtes méditerranéenne et atlantique vers le nord-est du pays où la continentalité et la nordicité favorisent l'apparition de neige et de verglas. Cette combinaison, assez rare mais récurrente chaque hiver à Strasbourg (3,5 %) mais aussi Lille, Orléans et Lyon (2,2 à 2,6 %), devient statistiquement anecdotique pour Marseille en terme de fréquence (0,5 %) mais potentiellement très pénalisante pour les populations en raison de la non-préparation de ces secteurs à de telles intempéries (cf. blocage de la ville en janvier 2009 par 20 cm de neige).

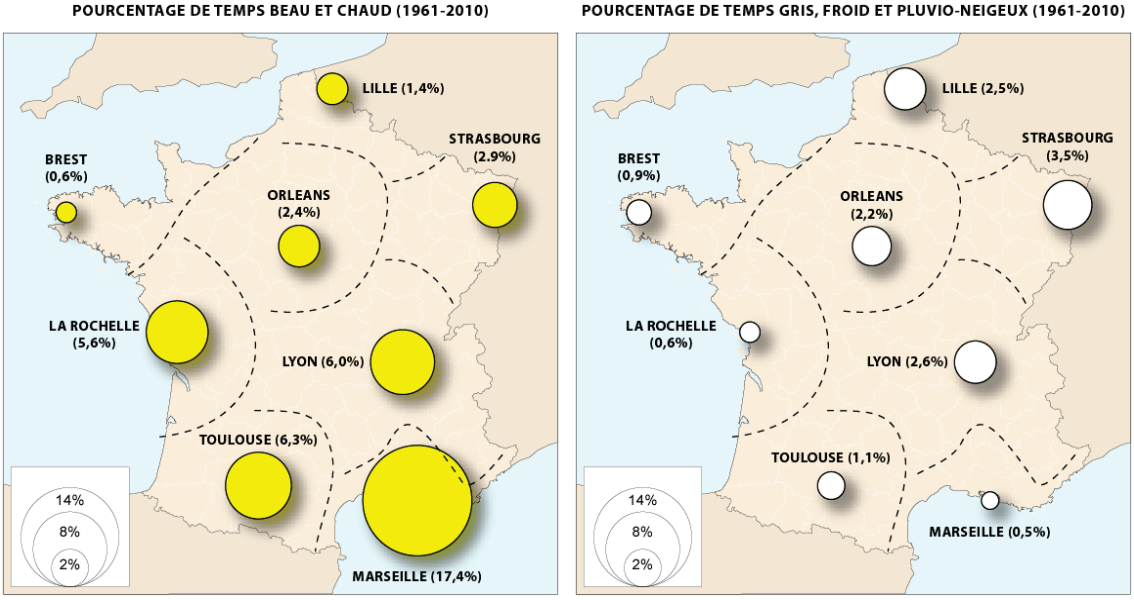


Figure 2 : Diversité régionale de 2 types de temps « marqués » sur la période 1961-2010.

En plus des moyennes, il est également utile d'analyser la fréquence des types de temps identiques le même jour sur le pays. La figure 3 montre ainsi les ressemblances de conditions atmosphériques simultanées pour 2 stations, ce qui constitue un élément supplémentaire important pour la réalisation d'un découpage météo-climatique de la France.

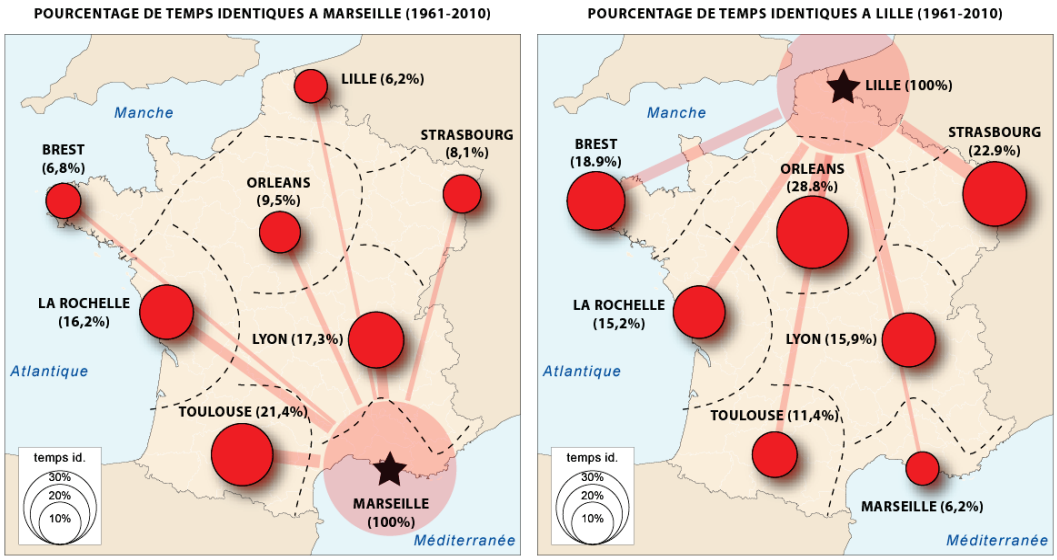


Figure 3 : Fréquence des types de temps identiques à ceux de Lille (à gauche) et à ceux de Marseille (à droite) pour 7 autres stations représentatives de l'espace français sur la période 1961-2010.

2.2. La diversité subrégionale des types de temps : l'exemple du Grand Ouest

Pour mieux appréhender la diversité des types de temps et leurs conséquences environnementales et sociétales, une approche à échelle plus fine est souvent nécessaire. L'exemple du Grand Ouest de la France (figure 4) servira de support à cette présentation dont les résultats sont issus de travaux réalisés dans le cadre du programme Climaster (Cantat *et al*., 2012, chapitre d'un ouvrage en cours de publication).

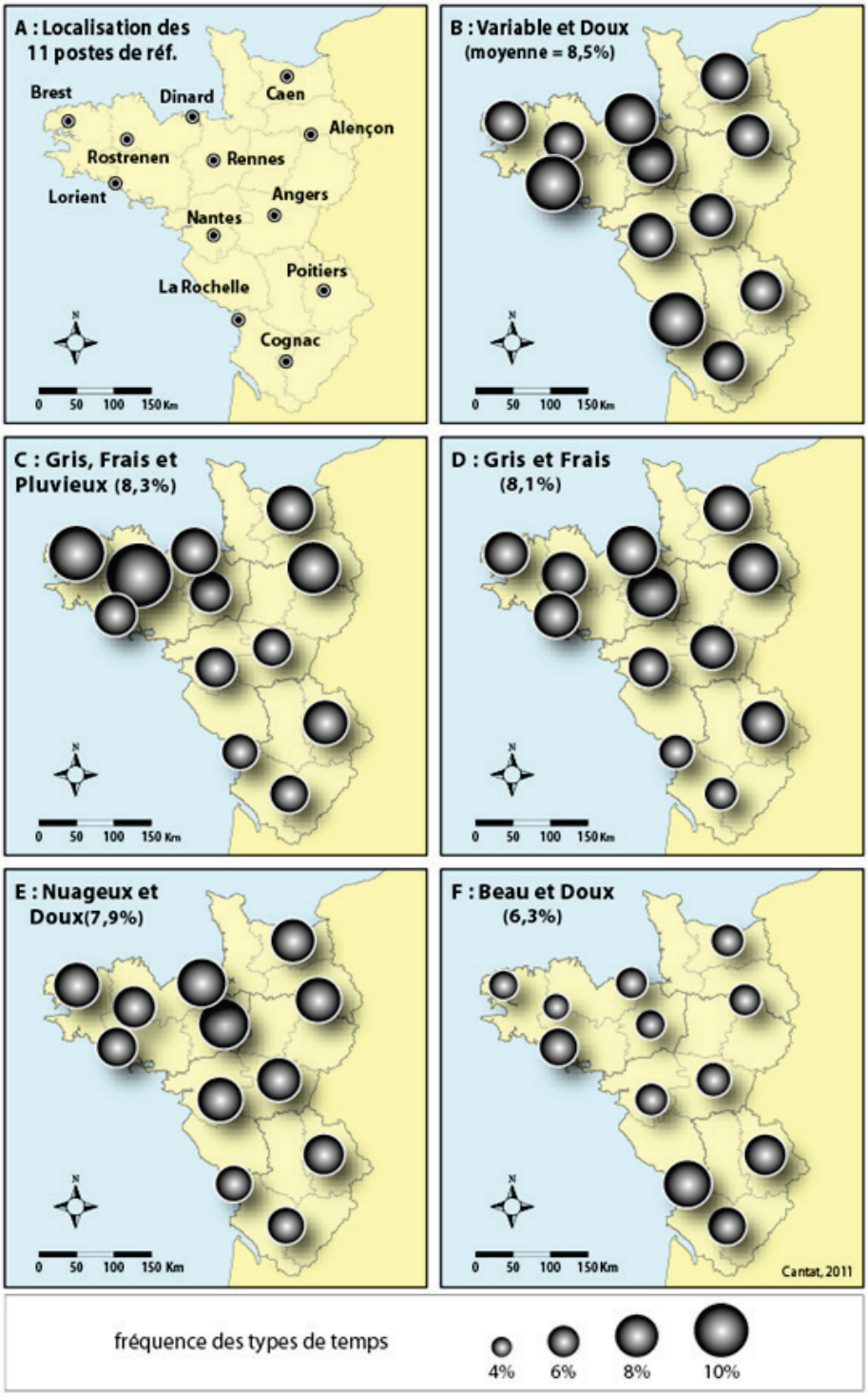


Figure 4 : Diversité subrégionale des 5 types de temps les plus fréquents dans le Grand Ouest de la France sur la période 1991-2010. En A : la *localisation des 11 postes de référence*, en B : les temps *variable et doux*, en C : les temps *gris, frais et pluvieux*, en D : les *temps gris et frais*, en E : les temps *nuageux et doux*, en F : les temps *beau et doux*.

Les cartes de la figure 4 permettent de discerner des entités géographiques, opposant schématiquement la fraîcheur humide et nébuleuse des régions bretonne et normande, aux accents plus doux et lumineux du sud de la Loire. Mais, à l'intérieur de ces deux grands ensembles, des nuances plus ou moins prononcées apparaissent, notamment sur la Bretagne en raison de ses multiples facettes paysagères. On différencie ainsi les hauteurs exposées de l'Ouest (Rostrenen) aux bassins intérieurs abrités (Rennes) et, réciproquement, on oppose la clémence des côtes sud (Lorient) à la rigueur plus marquée des côtes nord (Dinard). De même en Poitou-Charentes, le littoral favorisé par l'ensoleillement et la douceur contraste avec l'intérieur des terres où la continentalité infléchit les températures vers le froid en hiver et la chaleur en été, alors que les reliefs retiennent davantage les nuages.

Conclusion

Dans une optique de géoclimatologie appliquée, l'analyse des types de temps doit porter aussi bien sur les types les plus fréquents que sur les combinaisons plus rares mais dont les conséquences sur l'environnement et la société sont parfois remarquables. A terme, ce travail a comme objectif de fournir des éléments synthétiques sur l'ensemble de la France pour les chercheurs qui explorent les liens plus ou moins étroits entre « le temps qu'il fait », dans son incessante variabilité et sa diversité spatiale, et diverses thématiques comme le tourisme, la santé, les transports, la pollution de l'air, le climat urbain, l'aménagement… (Besancenot, 1990 et 2001 ; Escourrou, 1991 ; Carrega, 1994 ; Cantat, 2004) et plus généralement tout « objet » géographique dont la nature et/ou le comportement entre en interaction avec l'atmosphère à des échelles spatio-temporelles fines (Beltrando, 2000).

Références bibliographiques

Beltrando G., 2000 : La climatologie : une science géographique. Quelques remarques sur l'évolution de la recherche des géographes-climatologues ». *L'information géographique*, 3, 241-261.

Bensaid A., Cantat O., St-Gérand T., Savouret E., 2010 : Conception et réalisation d'un logiciel pour la détermination automatique des types de temps. *Actes de l'AIC*, 23, 71-76.

Besancenot J.P., 2001 : *Climat et santé.* Paris, Presses Universitaires de France.

Besancenot J.P., : 1990 : L'organisme humain face à la chaleur. Sécheresse, Science et changements planétaires, 1, 98-104.

Cantat O., Savouret E., Bensaid A., 2012 : *Les types de temps et leur évolution dans le Grand Ouest de la France*. In *« Le climat change dans le Grand Ouest : évolution, impacts, perception »*, PUR, (à paraître).

Carrega P., 2004 : Avant-propos sur les types de temps. *Norois*, 191, 7-9.

Dorize L., 2002 : *Partie 1 : climatologie.* In *Eléments de géographie physique*. Bréal, 19-152.

Douguédroit A., 2004 : Quelle « exception française » en matière de types de temps ? *Norois*, 191, 33-39.

Durand-Dastès, 2004 : A propos des notions de types de temps et de types de circulation. *Norois*, 191, 29-32.

Escourrou G., 1991 : *Le climat et la ville.* Nathan Université, 192 p.

Hufty A., 2001 : *Introduction à la climatologie*. De Boeck, 542 pages.

Mounier J., 1977 : Le type de temps, un choix pour le géographe : climatologie synoptique ou climatologie compréhensive ; Actes des journées Nationales de climatologie ; *Cahier n°7 du Centre de Recherche de Climatologie de Dijon*, 99-117.

Norois, 2004 : Numéro spécial sur les 'types de temps', 148 pages.

L'ENNEIGEMENT EXCEPTIONNEL DE FÉVRIER 2012 DANS LA RÉGION DE MOLISE (ITALIE CENTRALE)

Antonio CARDILLO [1], Massimiliano FAZZINI [2], Gérard BELTRANDO [3] et Vincenzo ROMEO [4]

[1] *Région Molise – Département de la Protection Civile – Campochiaro (CB), Italie.*
[2] *Université de Ferrara, Département de Physique et Science de la Terre, Via Saragat, 1 - 44100 Ferrara, Italie. fzzmsm@unife.it*
[3] *Université Diderot – Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 du CNRS (PRODIG), Paris, France.*
[4] *Ministère de l'Agriculture et des Forêts – Service Meteomont – Rome, Italie.*

Résumé : *Entre la fin janvier et la mi-février 2012, la péninsule italienne a été affectée par le passage de plusieurs advections d'air polaire continental. Les perturbations atmosphériques associées ont produit des précipitations à caractère essentiellement neigeux qui ont affecté tout particulièrement les régions centrales et méridionales de l'Italie. L'étude réalisée ici porte sur l'analyse de la hauteur cumulée de neige mesurée dans 43 stations des différents réseaux de surveillance de la région du Molise et sur leurs comparaisons avec les données relatives aux autres événements majeurs observés durant les hivers 1929, 1956 et 1985 de 12 stations. Comparativement à ces événements antérieurs, et dans un contexte thermométrique et anémométrique « ordinaire », les cumuls de neige fraiche enregistrés durant les événements de 2012 peuvent être qualifiés d'« exceptionnels » dans les aires de moyenne altitude du Molise.*

Mots-clés : *Enneigement exceptionnel, Molise (Italie), versant adriatique.*

Abstract*: Between the end of January and mid February 2012, the Italian peninsula has been affected by the influence of many advections of arctic-continental air. These, that have generate a series of front; this brought to diffuse mainly snowy precipitation, mostly affecting in particular the central-southern Regions. Aim of this work is to analyze the cumulative height of snow measured in 43 stations of the different monitoring networks in the region of Molise and their comparisons to data for other major events observed during the winters of 1929, 1956 and 1985 in 12 stations. Compared to these earlier events, accumulations of fresh snow recorded during the events of 2012 can be characterized as "exceptional" in the mid-altitude areas of Molise region, in ordinary contexts thermaland anemometer.*

Keywords: *Exceptional snowfall, Molise (Italy), Adriatic side.*

Introduction

Le but principal de cette étude est de caractériser les conditions météorologiques à l'origine des chutes de neige spatialement étendues qui sont tombées durant les deux premières semaines de février 2012 sur le versant adriatique central de la péninsule italienne et en particulier sur le territoire de la région de Molise. Par comparaison avec les données des chutes de neige les plus abondantes mesurées durant le XX^{ème} siècle, nous avons également cherché à comprendre si ces épisodes neigeux peuvent être définis comme « exceptionnels ». Ces événements de 2012 ont été accompagnés par de forts vents provenant du nord-est et par des températures au-dessous des normales – de 4 à six degrés sous la moyenne climatique et avec des valeurs minimales absolues jusqu'à -25°C à Campitello Matese – mais nettement moins froides que celles mesurées en février 1956 et en janvier 1985. Le versant adriatique central est touché chaque année par des chutes de neige très répandues et souvent abondantes jusqu'à basse altitude. Toutefois, jusqu'à ces dernières années, la surveillance des phénomènes neigeux a été régulière et efficace seulement le long de la dorsale des Apennins. Par conséquent, les études sur la climatologie de la neige et sur les situations synoptiques associées sur l'ensemble de la région d'étude sont limitées (Cati, 1973 ; Fazzini *et al.*, 2005a et 2005b ; Fazzini et Romeo, 2011). L'aire étudiée comprend le versant adriatique compris entre d'une part, les vallées des fleuves Sangro et Fortore et, d'autre part, le bassin supérieur du fleuve Volturno qui se jette dans la mer Tyrrhénienne (figure 1), soit une région s'étendant sur environ 5000 km² et caractérisée par la présence de l'Apennin, chaîne montagneuse qui

s'étire parallèlement à la côte, à une distance comprise entre 40 et 60 km. Dans l'« Alto Molise » (Monti Frentani, Capracotta), la topographie est plus douce et l'altitude maximale ne dépasse pas 1700 m tandis que dans les massifs du Matese et de la Meta (Rionero Sannitico), la topographie est plus accentuée et les altitudes dépassent 2000 m. Du point de vue climatologique, la région de Molise est particulièrement enneigée compte-tenu de son altitude moyenne et de sa position géographique : les cumuls moyens pour la période 1981-2004 sont d'environ 71 cm/an à la station de Campobasso (801 m) où la neige se maintient en moyenne 25 jours/an. Pour la période 1921-1960, dans la station de Campolieto (700 m) située près de la ville de Campobasso, la hauteur moyenne saisonnière de neige fraiche est de 89 cm, tandis qu'à Capracotta (1421 m), elle est de 309 cm, avec un maximum saisonnier absolu de 705 cm (1955-56), année durant laquelle la neige est restée en surface environ 125 jours (Cati, 1973).

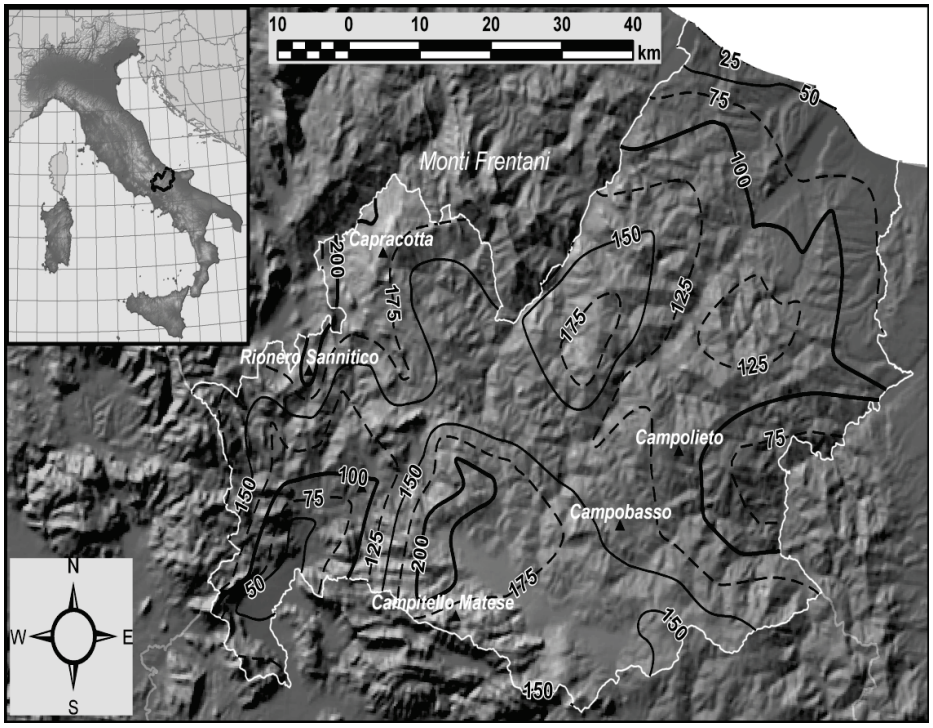


Figure 1 : Région d'étude, le Molise et les cumuls de neige fraiche (cm) pour la période allant du 31 janvier au 13 février 2012 ; source : Laboratorio GIS Scuola di Scienze ambientali de l'Université de Camerino (C. Bisci).

1. Chronique météorologique de la période du 31 janvier au 13 février 2012

Après une première partie de l'hiver caractérisée par une succession de temps relativement doux et très secs, à partir de mi-janvier, la configuration synoptique de la haute troposphère montre des caractères particuliers qui se produisent assez rarement. Dans la basse stratosphère, un épisode modéré de réchauffement a provoqué un "*split*" en trois lobes du vortex polaire. Un des lobes a commencé à se déplacer vers la Russie européenne. En même temps, un puissant anticyclone dynamique s'étend au-dessus de la Scandinavie et est lié par un pont de Wejkoff à l'anticyclone thermique russo-sibérien, alors que sur la Mer Noire se forme une dépression dynamique. Le gradient de pression très marqué sur les flux méridiens d'air polaire continental et intermédiaire s'est déplacé, avec un mouvement rétrograde, vers le haut bassin méditerranéen, où l'on a observé une cyclogenèse répétée avec des conditions météorologiques perturbées et instables (figure 2a).

Cette situation synoptique détermine des événements météorologiques exceptionnels, comme ce fut le cas pour les abondantes chutes de neige qui ont touché la plupart de la péninsule italienne. Le 31 janvier, une masse d'air polaire intermédiaire atteint la

Méditerranée par la vallée du Rhône. Une cyclogenèse se produit sur le Golfe de Gènes et un front occlus apporte les précipitations étendues à toutes les régions du centre-nord du pays, avec des chutes de neige dans la plaine du Pô et les collines s'étendant de la Ligurie au Lazio.

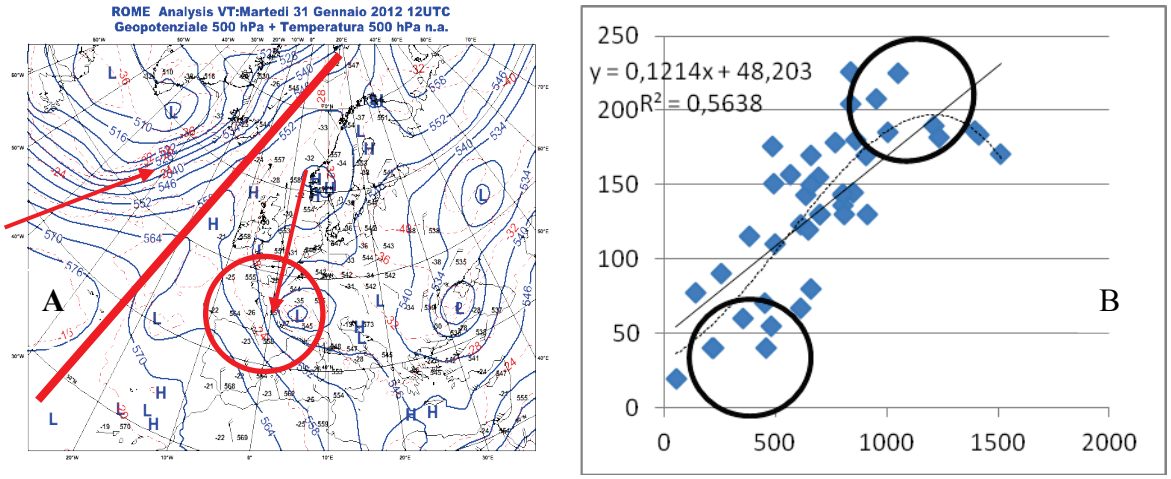


Figure 2 : A) Géopotentiel et températures à 500 hPa à 00 UTC le 31 janvier 2012 ; source : Aéronautique militaire italienne. B) Relation entre altitude (axe horizontal en m) et enneigement (axe vertical en cm) – pour la période du 31 janvier au 13 février 2012. La carte de gauche montre le pont de Weikoff qui s'étend jusqu'au nord de la Scandinavie.

Le 1er février, la perturbation atteint le territoire du Molise où elle s'intensifie sur le bassin de Volturno et sur les reliefs plus septentrionaux de la région où l'on enregistre des chutes de neige variant de 10 et 30 cm. A partir de ce moment-là, une longue phase de mauvais temps intéresse le moyen versant adriatique de la péninsule. Cet épisode peut être divisé en deux phases principales : l'une du 2 au 4 février, l'autre du 9 au 12 février. Les deux phases sont séparées par une période dominée par une très forte variabilité des conditions météorologiques.

1.1. La perturbation du 2-4 février

Le 2 février, pour des raisons orographiques et synoptiques, le centre de basse pression se déplace très lentement vers la Tunisie. La dépression commence à « aspirer » des courants progressivement plus froids et instables de l'est vers l'Adriatique (figure 3). Dans la soirée, ce phénomène se développe, s'intensifie et cette situation persiste jusque dans l'après-midi du samedi 3. Dans cette phase perturbée, les chutes de neige affectent peu les côtes, principalement en raison d'un fort courant de Tramontane qui, dans les basses couches atmosphériques, apporte un air relativement chaud venant de la mer Adriatique. En moyenne, les cumuls de neige fraîche sont de 20 à 40 cm dans les basses collines, de 70 à 90 cm à 500 m et de 120-150 cm au-dessus de 1000 m (région Molise, 2012). Localement, à l'est du Massif de la Meta (Rionero Sannitico), l'épaisseur du manteau neigeux a atteint 2 mètres et, dans les zones affectées par des rafales de vent, les accumulations ont dépassées 5 m. Les températures montrent une baisse graduelle et au-dessus de 600 m d'altitude, elles restent négatives, y compris pour les valeurs maximales.

Dans la soirée, la dépression se déplace en direction de la Sicile ; les courants sont alors de sud-ouest au-dessus de 700 hPa et de nord-est dans les niveaux inférieurs, l'isotherme 0°C atteignant alors le niveau de la mer. Le flux provenant des Balkans permet jusqu'au 4ème jour, des chutes de neige occasionnelles sur la côte, mais plus étendues spatialement et plus régulières à l'intérieur des terres où de nouveaux cumuls de l'ordre de 20-30 cm sont observés au-dessus de 300 m d'altitude.

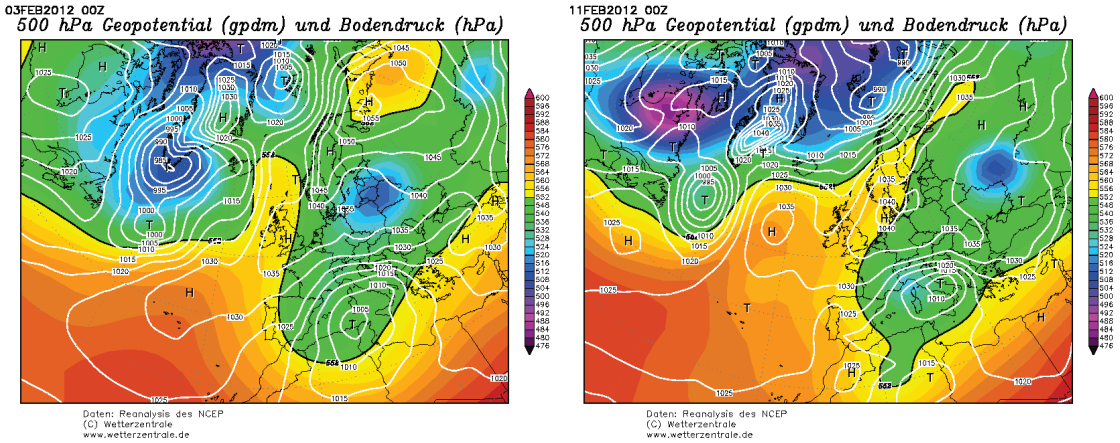


Figure 3 : Champs de pression en surface (courbes) et du géopotentiel 500 hPa (légende) à 00 h UTC, le 3 février (gauche) et le 11 février (droite) ; on peut observer que la dépression est fortement barocline. Source : NCEP.

1.2. La phase intermédiaire de variabilité du 5-9 février

Apres le passage de la dépression, le temps va partiellement s'améliorer ; le 5ème jour depuis le début de l'événement (2 février), les précipitations sont plus faibles et irrégulières et concernent surtout le Piedmont, exposé à l'est, en raison de l'effet orographique. Les températures enregistrent une nouvelle baisse qui se généralise et celles-ci deviennent très froides le jour suivant (6ème), y compris sur la côte adriatique. Le 7ème jour, un talweg s'est creusé de la Scandinavie à l'Europe méridionale et se prolonge jusqu'aux côtes africaines ; enfin, le 8ème jour, un minimum secondaire va s'isoler entre la Sardaigne et la Sicile. Cette nouvelle cyclogenèse a des effets limités avec quelques faibles chutes de neige sur les reliefs, avant que ce minimum ne se comble dans la journée.

1.2. La phase perturbée du 10-12 février

Durant la soirée du jeudi 9 février, sur la Scandinavie, un nouveau noyau de tourbillon très froid qui se repère jusqu'à 500 hPa apparaît (figure 3). Il se déplace vers le sud-ouest et atteint l'Italie, en se positionnant, le vendredi 10, sur le golfe de Gênes. Cette dépression, fortement barocline, détermine en surface un fort appel de courants continentaux qui arrivent très instables depuis les Balkans. Le 11eme jour, les chutes de neige sont très intenses sur tout le moyen versant adriatique, en particulier entre la Romagne et les Abruses (plus de 100 cm en moins de 24 heures) et, avec le déplacement de la dépression vers le sud-est, elles intéressent le Molise durant la journée du dimanche 12. Toutefois, les phénomènes sont plus modérés et les cumuls varient entre 10-15 cm de la côte à la moyenne vallée du Volturno jusqu'à 35-50 cm sur les reliefs au-dessus de 1000 m, où les épaisseurs maximales de la neige au sol sont atteintes. Ce phénomène perturbé va graduellement se terminer durant le matin du lundi 13.

2. Analyse nivométrique

L'analyse nivométrique de l'aire d'étude s'appuie sur les données mesurées dans 40 stations, situées à des altitudes comprises entre le niveau de la mer (Termoli) et 1520 m (Pizzone). Ces stations appartiennent principalement aux réseaux de surveillance « Nevemont» et « Meteomont " du Département d'Etat des Forêts. En particulier, celui du Nevemont s'étend sur l'ensemble du territoire national ; il a un objectif opérationnel pour la protection civile (contrôle de l'enneigement dans les villes, sur les réseaux de transport, etc.). D'autres données sur la neige ont été analysées ; elles proviennent d'une part du réseau de surveillance du Service Météorologique du Centre Régional fonctionnel de la protection civile

de la région Molise. Ce service est activé depuis 2006 ; dans les deux dernières saisons d'hiver, le réseau à observation manuelle a été complété par quatre nivomètres à ultrasons qui permettent de surveiller les variations du manteau neigeux également dans l'environnement de haute montagne, difficile à atteindre pour des mesures manuelles quotidiennes. Depuis 1920, des mesures sur le manteau neigeux ont également été effectuées sur 45 points de surveillance par le Service hydrographique du Ministère de l'Environnement mais d'une manière irrégulière. Ainsi, actuellement, le territoire de la région du Molise ne dispose pas de séries historiques homogènes dans le temps. Mais, nonobstant le nombre important d'opérateurs réalisant des mesures sur la neige, il est malgré tout possible de comparer les quelques données disponibles depuis 1929, dont les mesures ont été effectuées toujours en utilisant une jauge fixe sur le terrain et parfois, en le complétant par l'estimation de la neige fraîche tombée durant les dernières 24 heures. Donc, une comparaison entre les chutes de neige les plus importantes mesurées durant le dernier siècle (durée et hauteur) a été possible (tableau 1).

Tableau 1 : Cumuls de neige fraîche (en cm) durant les évènements les plus importants du dernier siècle pour douze stations météorologiques de la Région de Molise.

STATION	alt. (m)	4-15/2/1929	2-19/2/1956	1-18/1/1985	31/1-13/2/2012
VASTO	144	0	15	10	81
GAMBATESA	292	50	56	28	90
VINCHIATURO	657	73	68	37	150
CAMPOBASSO	686	71	99	38	143
CARPINONE	690	56	65	90	168
CAMPOLIETO	700	27	93	47	130
ROCCAMANDOLFI	820	193	175	237	226
CERCEMAGGIORE	935	92	111	59	190
PESCASSEROLI	1167	174	155	50	170
PESCOPENNATARO	1270	31	295	107	190
PESCOCOSTANZO	1380	88	201	50	191
CAPRACOTTA	1421	135	296	106	184

Il faut rappeler que les mesures relatives aux couches de neige dans l'environnement méditerranéen sont toujours difficiles à préciser et elles sont souvent sous-estimées, en raison du tassement rapide. Avec une mesure toutes les 24 h, les différences sont sous-estimées en général de quelques cm/jour. De même, les forts vents qui accompagnent ou suivent les chutes de neige, remanient irrégulièrement le manteau même. L'analyse des figures 1 et 2b confirme que la distribution spatiale et altitudinale de la neige fraîche - même durant les phénomènes de février 2012 – a été très irrégulière, ce que confirme la faible relation entre altitude et épaisseur de la neige (R^2=0,56). La région à faible enneigement (indiquée en figure 2b) est située à des altitudes inférieures à 400 mètres, et correspond aux stations météorologiques situées dans la vallée du Volturno, qui appartient au versant tyrrhénien de la péninsule italienne. Un autre groupe de point de mesure identifie les stations caractérisées par des chutes de neige très élevées et situées sur les pentes orientales des plus importants massifs montagneux (Matese, Meta) entre 800 et 1000 m d'altitude (figures 2b et 5). L'importance des phénomènes de forçage orographique est confirmée aussi par la densification des isohypses qui s'observe non seulement à proximité des massifs de la Meta et du Matese, mais aussi sur les versants orientaux des chaînes secondaires (Haut Molise et Monti Frentani - figure 1). L'isohypse 100 cm est quasi parallèle à la côte et à une distance d'environ 20 km ; mais près

de la frontière avec la région d'Apulie, elle dévie nettement vers le sud, pour caractériser les zones de basse montagne de la région du Sannio.

Figure 5 : (à gauche) les cerfs descendent dans le village de Alfedena (914 m), au fond de la vallée du Sangro (cliché : *Montanari del Molise*) ; (à droite) enneigement exceptionnel dans le village de Roccamandolfi (810 m), cliché de Cardillo (2012).

Discussion et conclusion

Le territoire de la région de Molise est affecté chaque hiver par des chutes de neiges abondantes ; les situations synoptiques qui déterminent ces phénomènes particulièrement intenses sont liées à des advections d'air polaire intermédiaire de la Scandinavie (situations de NAO^-) ou plus fréquemment d'air polaire continental, divergeant de l'anticyclone thermique russe ou de celui situé sur les Balkans (Fazzini *et al.*, 2005a et 2005b ; Fazzini, 2007). Ce scénario se produit en moyenne tous les 5-6 saisons hivernales. La comparaison entre les données nivométriques des événements étudiés ici et ceux relatifs aux plus importants événements du dernier siècle, montre l'importance quantitative des chutes de neige de février 2012, qui peuvent être définies comme « exceptionnelles » dans la région de haute colline et de basse montagne, où les temps de retour peuvent être estimés à au moins 90 ans (tableau 1). Au-dessus de 900 m, les cumuls de neige fraiche montrent une légère baisse et semblent inférieurs à ceux mesurés durant l'épisode de février 1956 (figure 2b et tableau 1). A ce propos, il est aussi probable que l'action très intense des vents durant les chutes de neige de février 2012, a causé une sous-estimation des couches de neige plus marquée dans les stations de mesure de haute montagne.

Références bibliographiques

Cati A. , 1973 : *la nevosità in Italia nel quarantennio 1921-1960 (Gelo, neve e manto nevoso).* Ministero dei Lavori Pubblici Ed., 26, 216 pages.

Fazzini M., Giuffrida A. et Frustaci G., 2005a : Snowfall analysis over peninsular Italy in relationship to the different types of synoptic circulation: first results. Proceedings of the 28th conference on Alpine Meteorology (ICAM-MAP), *Croatian Meteorological Journal,* 40, 650-653.

Fazzini M., Lanzarone D., Romeo V., Gaddo M. et Billi P., 2005b : Inverno 2005 : Le nevicate eccezionali sull' Italia centrale – analisi meteo-climatica e nivologica dell'evento - Neve e Valanghe. AINEVA ed, 55, 6-15.

Fazzini M., 2007: Caratterizzazione generale dei fenomeni di innevamento in Italia - Neve e valanghe 60, Volume speciale Convenzione DPC-AI.NE.VA, 36-49.

Fazzini M. et Romeo V., 2011 : L'enneigement dans les Apennins durant les derniers 30 ans. *Actes du XXIVème Colloque AIC « Climat montagnard et risques »,* M. Fazzini et G. Beltrando éditeurs scientifiques ; Stamperia Romana ed., 249-254.

Regione Molise, Centro Funzionale Protezione Civile, 2012 : *Report d'evento condizioni meteorologiche eccezionali 31 gennaio -13 febbraio*, 29 pp.

MODÉLISATION STATISTIQUE ET PHYSIQUE DE LA TEMPÉRATURE DANS L'AGGLOMÉRATION DE TUNIS : ÉTUDE COMPARATIVE

Sami CHARFI [1], Pierre CARREGA [2] et Christophe YOHIA [3]

[1] *Université de Sfax, unité de recherche GREVACHOT, Tunisie ; charfisami_geo@yahoo.fr*
[2] *Université de Nice-Sophia Antipolis, Equipe GVE UMR Espace 6012, France ; Pierre.Carrega@ unice.fr*
[3] *Institut d'océanographie de la Méditerranée CNRS-MOI, France ; christophe.yohia@wanadoo.fr*

Résumé : *L'îlot de chaleur urbain dans l'agglomération de Tunis a été étudié selon deux approches, statistique et physique. Les modèles statistiques montrent que pendant les jours et nuits radiatifs d'été, les lois commandant la distribution spatiale des températures sont d'abord d'ordre naturel (de jour, la température baisse de 0,3°C/km vers la côte), tandis que l'îlot de chaleur urbain (ICU) se traduit par une décroissance de 0,1°C/km du centre vers la périphérie. Pour ces mêmes situations, le modèle RAMS utilisé avec une base de données d'occupation du sol assez grossière a donné des résultats moins fiables : l'ICU nocturne n'est pas assez net sur les simulations du modèle, mais plus fiable le jour, en régime radiatif.*

Mot-clés : *Température, modélisation, RAMS, Tunis.*

Abstract: Statistical and physical modelling of temperature in the town of Tunis: a comparative study*.*
The Urban Heat Island (UHI) in Tunis was studied according to two approaches: statistical and physical. Statistical modelling shows that the factors controlling the spatial distribution of temperature during the radiative summer days and nights are mainly natural (the day-time temperature decreases by 0.3°C/km towards the coast), while the Urban Heat Island (UHI) is manifested by a decrease by 0.1°C/km from the centre towards the outskirts. For these same situations, the Regional Atmospheric Modelling System (RAMS) model used with a rather low resolution database of land use yielded less reliable results. The night UHI is not that apparent on the simulations of the model, but it is more reliable during the day, in radiative situation.

Keywords: *Temperature, modelling, RAMS, Tunis.*

Introduction

Le comportement thermique à l'échelle locale n'est pas une simple manifestation d'un phénomène commandé à l'échelle de la planète. Il obéit aussi à des logiques spatiales d'échelle beaucoup plus fine, surtout en milieu urbain. Dans l'agglomération de Tunis, les expérimentations, par le biais des mesures à postes fixes et itinérantes, ont permis de mettre en évidence des paramètres liés aux caractéristiques urbaines du site (les canyons, les parois, l'orientation des rues…) et au cadre naturel (sebkha, espace vert, l'éloignement à la mer). Or, ce genre de mesures demeure ponctuel dans l'espace.

Pour pallier ce problème, plusieurs études récentes recourent à la modélisation qui permet d'améliorer les prévisions météorologiques, la compréhension du climat à l'échelle urbain (Kusaka et Kimura, 2004) et l'estimation des valeurs dans les endroits dépourvus d'observation. Les méthodes de modélisation sont très nombreuses, se regroupant en trois approches : statistique, fondée sur les mesures de terrain, physique qui utilise les équations du bilan d'énergie et numérique dynamique qui introduit la composante advective du climat (Atkinson, 2003).

L'objectif du présent travail est d'abord de simuler le champ thermique de l'agglomération de Tunis, selon une démarche inductive, assurée par la méthode d'interpolation statistique *fonctionnelle physique*, et selon une démarche déductive, avec le modèle météorologique RAMS (Regional Atmospheric Modelling System). Ensuite, nous avons croisé les sorties de RAMS avec celles du modèle statistique.

1. Zone d'étude

Située au fond du golfe de Tunis, ouvert sur le bassin oriental de la Méditerranée, l'agglomération de Tunis est un espace complexe du fait de son cadre géographique, de ses particularités urbanistiques et de son poids démographique.

Il s'agit d'un milieu fortement anthropisé qui abrite près de 2,5 millions d'habitants. L'appellation "Tunis" s'applique communément à toute l'agglomération composée de 4 gouvernorats ; Tunis, Ariana, Ben Arous et Manouba (figure 1). L'agglomération de Tunis occupe une plaine côtière basse parsemée de collines molles et allongées, orientées souvent NNW-SSE. De part et d'autre des collines, s'étendent trois plans d'eaux occupant une partie importante de cette plaine : Sabkhet Sijoumi, le lac de Tunis et Sabkhet Ariana. Le site de Tunis se caractérise par une topographie faible mais assez variée : plaines, collines, djebels et sebkhas. Ces éléments pourraient être des facteurs de discrimination thermique en milieu urbain.

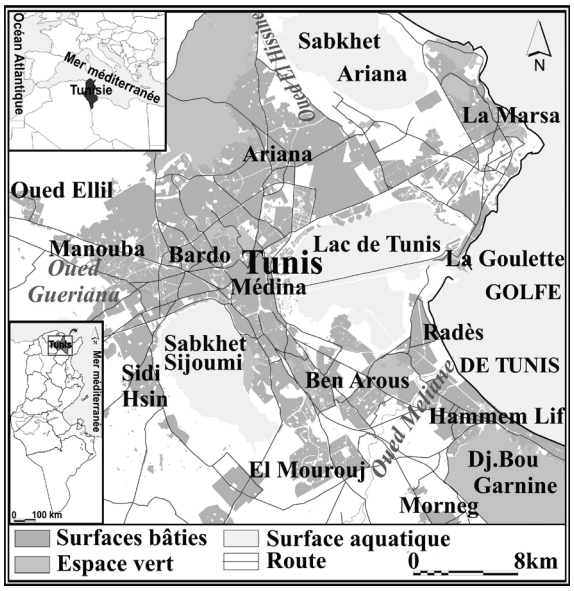


Figure 1 : Localisation et emprise urbaine de l'agglomération de Tunis.

2. Méthodes et données

2.1. Approche statistique

Les données utilisées proviennent de deux sources différentes :

- Un modèle numérique de terrain (MNT) : il provient du serveur de données de la NASA Global Land Cover Facility (GLCF), téléchargé gratuitement du site Internet *http://srtm.csi.cgiar.org*. Il propose des données RADAR obtenues par interférométrie lors de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) présentant une précision horizontale de 90 m et verticale de 1 m. Ces fichiers ont été mis en forme puis traités avec IDRISI pour extraire pente et orientation.

- Une image Landsat diurne : elle date du 31 mai 2001 avec une précision de 28 m, prise par type de temps radiatif. Après la phase de correction géométrique et de mise en forme, les "Normalized Difference Vegetation Index" (NDVI) ont été calculés pour distinguer et quantifier aisément la végétation et le bâti. L'image résultante a été intégrée avec le modèle numérique de terrain dans un système d'informations géographiques (SIG).

L'approche repose sur l'hypothèse que les variations de la température entre les points de mesure sont conditionnées par plusieurs facteurs locaux et microclimatiques de natures diverses, aisément quantifiables une fois identifiés. Elle consiste à établir « des modèles fonctionnels » à partir des lois qui relient les températures dans l'agglomération de Tunis aux paramètres caractéristiques des sites de mesure pour chaque date. Ces modèles ont été construits à partir des régressions multiples pas à pas prenant en compte le rôle des descripteurs statistiquement significatifs. Les équations recueillies ont été traitées dans un SIG (IDRISI) en procédant à l'outil *mapping calculator,* permettant de reconstituer les champs thermiques propres à chaque date avec une grille de 1323 colonnes et de 1317 lignes centrées

sur l'agglomération de Tunis. La résolution est assez fine, de l'ordre de 40 m. Les paramètres descriptifs ci-après (Carrega, 1994) sont de deux types :

- Géographiques, liés au site et au cadre naturel, à savoir :

- *L'altitude* *(m)* : elle correspond à la valeur des pixels lue sur le M.N.T.
- *La pente* (exprimée en degrés) : il s'agit de la valeur d'inclinaison du terrain par rapport à l'horizontale (0°) mesurée dans chaque pixel.
- *L'orientation* : appelée aussi exposition. Elle est exprimée initialement en degrés, mais modifiée par son cosinus (variation nord-sud) et son sinus (variation ouest-est).
- *La distance à la mer* (exprimée en mètre) : elle correspond à la distance à vol d'oiseau qui sépare chaque point de mesure de la mer.
- *L'effet de la végétation* : la végétation se traduit par l'indice de végétation normalisé NDVI calculé à partir de la bande rouge et infrarouge d'une image Landsat TM, prise en juin 2001.

- Anthropiques, liés à la ville :

- *La distance du centre ville* : il s'agit de la distance entre le point de mesure et le centre ville, qui correspond au noyau le plus densément urbanisé (la Médina).
- *L'aération* : elle correspond à la largeur de la rue ou de la place où se trouve le point de mesure. Elle exprime les variations que peuvent exercer les parois sur les rythmes de refroidissement ou de réchauffement radiatif.
- *La distance des murs* : c'est la distance de la paroi la plus proche du point de mesure.
- ***Le taux de la surface bâtie*** : c'est le pourcentage de la surface construite autour du site de mesure dans une maille de 200 m de côté.

2.2. Approche physique : le modèle RAMS

RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) est un modèle à aire limitée. Il a été retenu dans sa configuration non hydrostatique, c'est-à-dire qu'il lie la variation verticale de la pression à la résolution des mouvements verticaux (Carrega et Yohia, 2009), puisqu'elle permet de simuler les phénomènes atmosphériques, tels que les températures, à échelle locale et à méso-échelle. Pour cette configuration, l'atmosphère est découpée verticalement en plusieurs strates (niveaux sigma) d'épaisseur constante. La première correspond à l'altitude au niveau du sol et la dernière au sommet du modèle. Donc, le niveau de chaque couche est variable dans l'espace en fonction des altitudes. Le modèle RAMS est alimenté par :

- Les données météorologiques : elles proviennent du *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) de la NOAA. Il s'agit d'une multitude de variables à 30 niveaux d'altitude avec une résolution de 1° (environ 100 km) dont la température de la surface de la mer (Walko et Tremback, 2006). Le modèle est aussi alimenté par les mesures itinérantes diurnes et nocturnes de la température et de l'humidité réalisées à différents moments de l'année.

- Les types de substrats : ils sont issus de l'USGS (*United States Geological Survey*). La base de données a été construite à partir des images NOAA datant de 1992 et 1993 avec une résolution de 1 km (30 secondes d'arc) pour l'occupation de la surface et de 4km environ (2 minutes) pour les types de sol. Le domaine sélectionné est centré sur la médina. Il est situé entre 36°7325 et 36°8663 de latitude nord et entre 10°0855 et 10°2475 de longitude est, soit une grille de 1054 pixels à ≈ 500 m de résolution (0,0045 deg×0,0045 deg).

3. Résultats

3.1. Simulation statistique du champ thermique de l'agglomération de Tunis

3.1.1. Jours radiatifs du 26 et 27/8/2007

Le 26/8/2007 est une journée radiative avec un vent très faible. Le modèle suivant est construit à partir de 77 points de mesure assez bien répartis dans l'espace :

*Tn= 36,05 + 0,0003 * distance/mer – 0,00025 * distance/ centre + 0,68 * cosinus orientation*

Avec un coefficient de détermination r² de 0,63, un écart-type des résidus relativement élevé de 1,2°C et un écart-type de l'échantillon de 2°C.

Le 27/8/2007 correspond à une journée radiative semblable à la précédente. A partir de 72 points de mesures simultanées, un modèle d'estimation de la température a été calculé. Les mêmes paramètres sont présents dans le modèle, sauf que le paramètre orientation a perdu sa significativité : *Tn = 36,7 + 0,00033 * distance/mer – 0,00023 * distance/ centre*

Le coefficient de détermination est plus important, de l'ordre de 0,69, l'écart-type des résidus est de 1°C et l'écart-type de l'échantillon de 1,9°C. Les équations des modèles montrent que la température diurne du 26 et 27/8/2007 vers midi augmente de 0,3°C/km au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la mer, de 0,2°C/km quand l'on s'approche du noyau le plus dense de l'agglomération et que l'exposition tend vers le quadrant nord-est (figure 2)

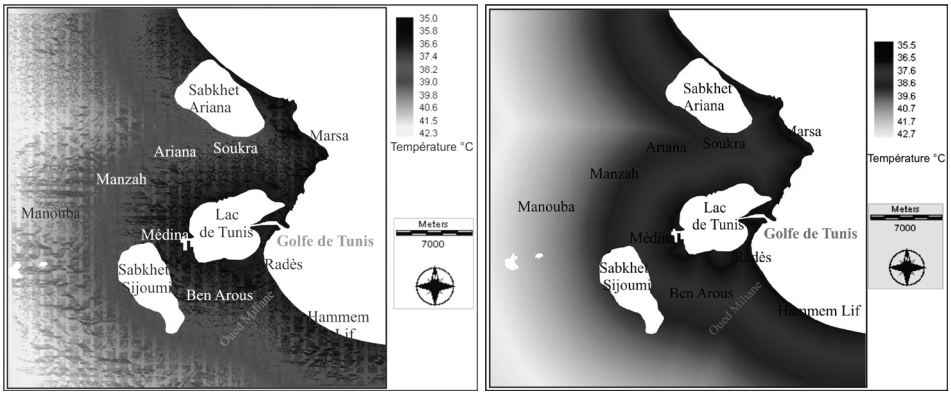


Figure 2 : Simulation du champ thermique nocturne : cas du 26/8/2007 (à gauche) et du 27/8/2007 à droite.

Les variables liées au cadre naturel sont les plus déterminantes dans la distribution spatiale de la température pendant ces deux jours. Il s'agit de l'effet de la distance à la mer, l'altitude et l'orientation. En revanche, les paramètres liés à la ville sont moins décisifs.

3.1.2. Nuit radiative du 27/8/2007 à 3h TU

Il s'agit d'une nuit calme à ciel clair avec des taux d'humidité relativement élevés. L'application de la régression multiple sur 76 points de mesure donne le modèle suivant :

*Tn = 26,38 – 0,00013 * distance/mer – 0,00012 * distance/centre – 3,94 * NDVI*

Le coefficient de détermination de ce modèle est égal à 0,58. L'écart-type de l'échantillon est relativement élevé, de l'ordre de 0,8°C et l'écart-type des résidus est de 1,3°C. Le modèle confirme l'effet de la ville traduit par l'îlot de chaleur urbain (figure 3). La température baisse au fur est à mesure que la distance au noyau densément urbanisé augmente, de l'ordre de 0,1°C/km. L'effet régulateur de la mer est aussi déterminant dans le modèle puisque la température baisse en moyenne de 0,1°C/km de la côte vers l'intérieur. La troisième variable est la couverture végétale qui fait baisser la température en modifiant les termes du bilan radiatif.

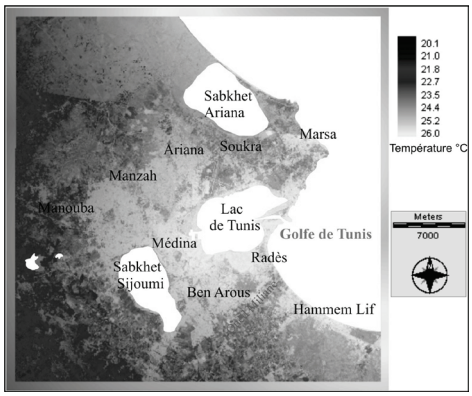


Figure 3 : Simulation du champ thermique : cas du 27/8/2007 à 3h TU.

3.2. Simulation du champ thermique par le modèle RAMS

Les simulations du modèle ont été effectuées sur les mêmes dates. Lors de la simulation des champs thermiques, le modèle RAMS ne peut pas fournir des informations à un niveau d'altitude inférieur à 24 m, c'est-à-dire au-dessus de la canopée urbaine. Les comparaisons avec les sorties du modèle statistiques et les mesures ponctuelles deviennent très délicates surtout au niveau de la zone urbaine.

- Situations diurnes : cas du 26 et 27/8/2007 à 13h par temps radiatif

La température simulée pour deux jours successifs et comparables, par temps de brise, montre que l'est de l'agglomération est plus frais que l'ouest. Les températures varient entre 33 et 37°C pour la première date et entre 31 et 35°C pour la deuxième date, soit un gradient thermique comparable de 4°C (figure 4).

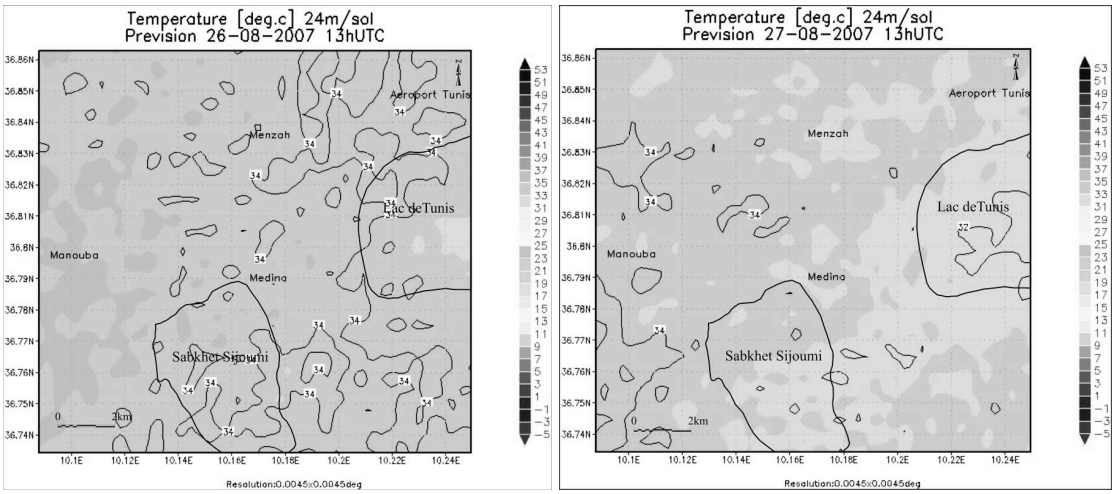


Figure 4 : Température modélisée pour le 26/8/2007 et le 27/8/2007 à 13h TU.

Le croisement des températures simulées avec les mesures de terrain montre une performance élevée de RAMS pendant ces deux jours dans la simulation des températures dans les sites extra-urbains. Par exemple, le 26/8/2007 est conforme à ce qui a été mesuré sur le terrain : la frange littorale a été la plus fraîche avec une température de 34,3°C au nord-ouest du Lac de Tunis. De même, l'ouest est le plus chaud avec 36.8°C à l'ouest de Sabkhet Sijoumi. A l'échelle de la zone agglomérée, l'effet de la ville a été mal simulé par le modèle. Le sur-échauffement urbain mesuré au niveau du centre urbain (37°C) n'a pas été reproduit par la sortie du modèle pour les deux cas simulés. D'autre part, l'effet rafraîchissant de la mer est mieux individualisé dans la simulation du 27/8/2007. En effet, les zones les plus fraîches correspondent à la partie sud de l'agglomération et les collines nord bien exposées à la brise de mer. Ce constat montre qu'une meilleure résolution du M.N.T. pourrait améliorer sensiblement la qualité de la modélisation en valorisant l'effet de la topographie. Le rôle primordial de la brise dans le comportement spatial de la température diurne pendant ces deux dates a aussi été mis en évidence par les modèles statistiques fonctionnels.

- Situations nocturnes : cas du 27/8/2007 à 3h par temps radiatif

L'exemple retenu montre une baisse au niveau de la performance du modèle RAMS dans la prévision de la température (figure 5). Le champ thermique estimé montre un gradient nord-est/sud-ouest bien individualisé. La température est inversement proportionnelle à la distance à la mer et à la distance au centre ville. L'îlot de chaleur urbain mesuré à 1,5 m du sol est plus ou moins perceptible sur la sortie du modèle. L'écart maximal entre le centre urbain et la campagne environnante est comparable à celui mesuré au sol, de l'ordre de 6°C.

Les paramètres déterminants de la variabilité spatiale des températures mis en évidence par le modèle RAMS sont les mêmes qui fondent l'équation du modèle statistique d'interpolation en plus de l'effet du couvert végétal.

Le croisement de cette simulation avec la carte d'occupation du sol utilisée par le modèle RAMS montre que la zone la plus froide, au sud ouest, se superpose avec la zone la plus végétalisée, d'où une bonne concordance entre la modélisation statistique et celle physique pour le cas étudié. Ces contrastes sont favorisés aussi par le refroidissement radiatif à l'ouest et le faible brassage de l'air.

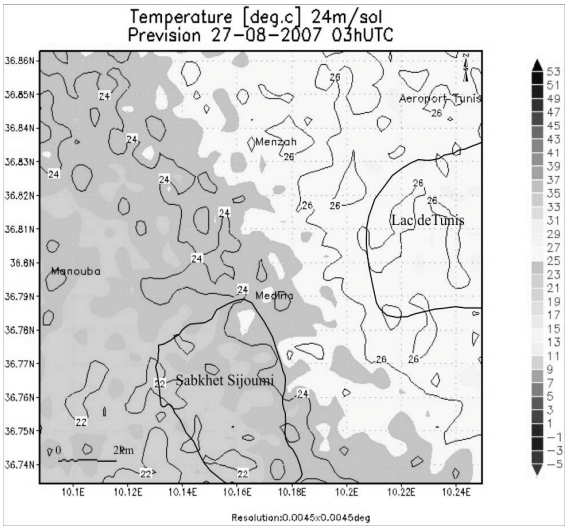


Figure 5 : Température modélisée pour le 27/8/2007 à 3h TU.

Conclusion

Globalement, pour les dates retenues, les modèles statistiques sont performants pour la simulation de la température de l'air, très variable au niveau de l'espace urbain à micro-échelle. Un gradient de 6°C d'est en ouest a été mis en évidence pour les valeurs de jour. La nuit, un îlot de chaleur de 8°C est bien individualisé. En outre, les zones vertes paraissent plus froides d'environ 2°C. Le modèle physique RAMS apparaît moins performant, tel qu'utilisé. En effet, l'îlot de chaleur urbain nocturne mesuré au sol et simulé par le modèle statistique n'est pas net sur les sorties du modèle. La fiabilité de la simulation est meilleure le jour permettant de détecter l'effet rafraichissant de la brise. Le gradient est-ouest est du même ordre de grandeur que celui reproduit par l'approche statistique. Les facteurs limitants de la performance du modèle RAMS relèvent, d'une part, de la mauvaise résolution spatiale des données d'entrée relatives aux types de sol (4 km) et aux types de substrat (1 km). D'autre part, la base de données relative à l'occupation du sol, datant de 1993, est inadéquate au vu d'une agglomération en évolution rapide. Ces résultats confirment que ce genre de simulation physique pronostique est extrêmement complexe et dépend largement de la précision des données d'entrée utilisées. Pour appuyer les simulations obtenues, il faudrait procéder à leur validation à l'aide d'observations de terrain même si ces dernières sont parfois elles-mêmes utilisées comme données de calibration des modèles.

Références bibliographiques

Atkinson B.W., 2003 : Numerical modelling of urban heat island intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, 109, 285-310.

Carrega P., 1994 : *Topoclimatologie et Habitat.* Thèse, Revue de géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard n° 35 et 36, Université de Nice, France, 408 p.

Carrega P., Yohia C., 2009 : Conséquences météorologiques et climatiques de l'échelle spatiale de prise en compte du relief, et du calcul, dans les modèles numériques. Exemple avec GFS, GEM, BOLAM, MM5, NMM WRF, RAMS. *« Journées de Climatologie »*, CNFG, Besançon, 18 p.

Kusaka H. et Kimura F., 2004 : Coupling a Single-Layer Urban Canopy Model with a Simple Atmospheric Model: Impact on Urban Heat Island Simulation for an Idealized Case. *Journal of the Meteorological Society of Japan,* Vol. 82, No. 1, 67-80.

Walko R. et Tremback C., 2006 : RAMS The Regional Atmospheric Modeling System Technical Description : http://www.atmet.com.

ANALYSE DES RELATIONS ENTRE LA VARIABILITÉ DE LA PLUVIOMÉTRIE ET LA DYNAMIQUE DE LA VÉGÉTATION : CAS DU FERLO (SÉNÉGAL)

Soukèye CISSÉ [1, 2], Laurence EYMARD [2], Françoise PINSARD [2], Jacques André NDIONE [1, 3] et Amadou Thierno GAYE [1]

[1] *Laboratoire Physique de l'Atmosphère et de l'Océan/ESP/Université Cheikh Anta Diop de Dakar, BP 5085 Dakar-Fann, Sénégal ; soclod@locean-ipsl.umpc.fr ; atgaye@ucad.sn*
[2] *Laboratoire d'Océanographie et du Climat Expérimentation et Approches Numériques/Université Pierre et Marie Curie, 4Place Jussieu75252 Paris cedex 05, France ; laurence.eymard@locean-ipsl.upmc.fr*
[3] *CSE (Centre de Suivi Ecologique), BP 15532 Dakar-Fann, Sénégal ; jacques-andre.ndione@cse.sn*

Résumé : *Cette étude porte sur l'analyse de la variabilité de la pluviométrie au Ferlo (Sénégal) et son impact sur la végétation entre 2000 et 2009 à partir de données de télédétection spatiale. Après une classification des grandes formations végétales associées aux principaux types de sol, la phénologie est analysée à partir des données de LAI (Leaf Area Index) MODIS. Les dates caractéristiques du cycle phénologique de la végétation (début, fin, maximum, et perturbations de croissance) sont déterminées pour chaque classe identifiée. Elles sont mises en relation avec les variations intra-saisonnières des précipitations, estimées à partir de la base de données satellite TRMM-3B42, dans les différentes sous-régions climatiques du Ferlo.*

Mots-clés : *Pluviométrie, végétation, phénologie, télédétection.*

Abstract: Analysis of rainfall variability in Senegal (Ferlo), in relation with surface characteristics (vegetation).
This study focuses on the rainfall variability analysis in the Ferlo area and its impact on vegetation from 2000 to 2009 from remote sensing data. According to vegetation classification units associated with major soils types, phenology is analyzed from MODIS LAI (Leaf Area Index) data. The dates of the temporal characteristics of the vegetation phenological cycle (onset, cessation, maximum, and disturbances) are determined for each vegetation class. They are related with intra-seasonal variations in precipitation, estimated from the database TRMM3B42 satellite, in the different sub-climatic zones of the Ferlo.

Keywords*: Rainfall, vegetation, phenology, remote sensing.*

Introduction

La saison des pluies en Afrique de l'Ouest, et particulièrement au Sénégal, est définie principalement par un cycle annuel du système de mousson. Ce système est géré par les gradients de température et d'énergie en surface entre cet ensemble continental et le bassin océanique Atlantique l'entourant. La saison associée au régime de Mousson dure de mai à octobre dans le Sahel, avec un maximum observé au mois d'août en général (Lebel et Ali, 2009). Dans cette région, la production végétale est étroitement liée à la pluviométrie, comme l'ont montré entre autres Fontaine *et al*. (1999), Le Barbé *et al*. (2002), Camberlin *et al*. (2007). La plupart des études se sont limitées à l'analyse des données pluviométriques cumulées sur la saison et à la date de début des pluies, alors que des variables liées à la variabilité intra-saisonnière de la mousson telles que les pauses de mousson et la durée des événements pluvieux ont été généralement peu étudiées. L'objectif de cette étude est d'analyser la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie durant la saison des pluies et ses influences sur la dynamique de la végétation à l'échelle régionale.

Notre domaine d'étude est le bassin versant du Ferlo (figure 1), une région semi-aride très sensible aux fluctuations pluviométriques. Il se situe au cœur du domaine climatique sahélien sénégalais entre les latitudes 16°15 et 14°30 Nord et les longitudes 12°50 et 16° Ouest. Le climat dans cette région est défini par un cycle saisonnier de 3 à 4 mois de pluie avec un maximum au mois d'août et 8 à 9 mois de saison sèche. La première étape consiste en l'analyse des variations annuelles et interannuelles de la pluie. La deuxième est l'étude de

l'évolution des principales classes de végétation et les perturbations du cycle phénologique. Enfin la troisième est la confrontation des évolutions des deux variables (pluie-végétation) afin de caractériser l'impact de la distribution spatio-temporelle de la pluie sur les variations de la phénologie du couvert végétal.

1. Données et méthodologie

1.1. Caractérisation de la végétation

La caractérisation de la dynamique de la végétation de cette partie du Sénégal a fait l'objet de plusieurs études (Sarr, 2008). À partir de données de diffusiomètres NSCAT, le suivi de la végétation sur le Ferlo a été effectué par Faye *et al*. (2011). Martinez *et al*. (2011) ont caractérisé la variabilité de l'état des sols sur le Ferlo au moyen de données de SPOT VÉGÉTATION. La végétation peut être suivie avec le LAI (Leaf Area Index) qui définit le nombre de couches de feuilles équivalentes à une unité de surface au sol (Zhang *et al*., 2005). Nous avons utilisé les données de LAI issues du produit MOD15A2 LAI (MODerate Resolution Imaging Spectroradimeter) (Yuan *et al*., 2011). Ce produit composite est obtenu tous les 8 jours avec une résolution spatiale de 1 km^2 sur une grille sinusoïdale. Les données utilisées dans cette étude couvrent les années 2000 à 2008.

L'analyse de la végétation s'appuie sur les cartes d'occupation de la FAO (Food and Agriculture Organization) en 2005 et des types de sol du PNAT (Plan National de l'Aménagement du Territoire) du Sénégal en 1985.

1.2. Données de précipitation

Pour faire la comparaison entre des évolutions phénologiques de la végétation et de la précipitation, nous disposons de peu de données provenant du réseau de pluviomètres de la météorologie nationale du Sénégal. En conséquence, nous avons eu recours aux données de TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), satellite dédié à l'observation des systèmes précipitants. L'algorithme de pluie 3B42 utilise une combinaison de données de TRMM et de plusieurs capteurs micro-ondes (AMSU-A/B, SSMI, AMSR-E), ainsi qu'un ajustement des températures de brillance IR des satellites météorologiques géostationnaires (Huffman *et al*., 2007). Les produits de précipitation sont obtenus avec une résolution latitude-longitude de 0,25° × 0,25° toutes les 3 heures. La base de données 3B42 est largement utilisée (Arvor *et al*., 2008 ; Javanmard *et al*., 2010).

1.3. Méthodologie

Dans un premier temps, la classification du couvert végétal est réalisée (figure 1) sur la base de la carte de la FAO. Les principales classes retenues sont : savane arborée à arbustive, savane boisée, savane arborée, steppe arbustive et steppe arbustive arborée. Les types de sol de la région ont été répertoriés grâce à la carte du PNAT : on distingue principalement les sols ferrugineux tropicaux, hydromorphes, lithosols et régosols. Grâce à la superposition des deux cartes nous avons pu identifier des entités homogènes, constituées par un type de sol unique et une classe de végétation unique. Sur celles-ci nous avons affecté les LAI correspondant à chacune d'elle. Ainsi, cet ensemble LAI-entité homogène constitue la base de l'analyse de la caractérisation du couvert végétal dans le Ferlo. Sur chacune de ces entités, nous avons calculé les LAI moyens et leur écart type au cours de la saison, pour chaque année.

L'étape suivante est la caractérisation des principales dates phénologiques. Différentes méthodes d'ajustement sont utilisées dans la littérature, comme l'ajustement avec la double fonction logistique (Zhang *et al*., 2003), ou l'ajustement par spline cubique (Chen *et al*., 2007). La double fonction logistique a été combinée avec le modèle Kuusk (Xiao *et al*., 2009,

Fang *et al.*, 2011). Dans cette étude, nous avons utilisé la fonction spline cubique qui est facile à automatiser informatiquement, contrairement aux sigmoïdes, en la pondérant par l'écart type. La dérivée seconde de cette fonction permet ensuite d'identifier les dates phénologiques correspondant à des changements de la courbure.

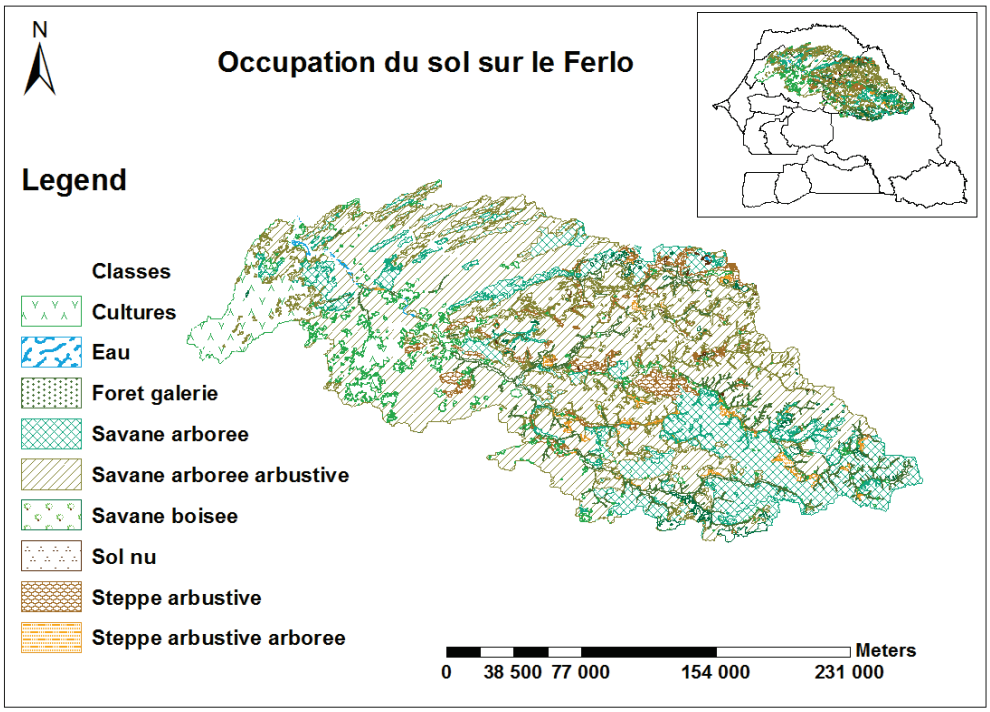


Figure 1 : Carte d'occupation du sol sur le Ferlo. Les principales classes de végétation sont représentées et la localisation de la zone sur le Sénégal.

Par ailleurs, pour comparer les variations de précipitations et de LAI, nous avons divisé le Ferlo en 4 sous-zones : une zone Nord-Ouest (longitude 16° à 14.40°W ; latitude 15.60 à 16.15°N), une zone Nord-Est (longitude 14,40° à 12,50°W ; latitude 15.05° à 16.15°N), une zone Sud-Ouest (longitude 16° à 14.40°W ; latitude 15.60° à 14.30°N) et Sud-Est (longitude 14.40° à 12.50°W ; latitude 15.05° à 14.30°N). Cette division permet de comparer des entités identiques malgré la forte variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie, tout en conservant un nombre de points suffisant pour calculer les comportements moyens de chaque entité (minimum 100 points par entité).

2. Résultats préliminaires

Les précipitations moyennes sur le Ferlo en 2000 (figure 2) confirment l'existence d'un gradient moyen, du Sud-Est au Nord-Ouest. On note que les écarts types croissent avec les valeurs moyennes. En effet, une partie importante des pluies au Sahel provient de grands systèmes convectifs (lignes de grains), qui se déplacent d'est en ouest. Ces systèmes, très importants en termes de cumul annuel, induisent une répartition des pluies très irrégulière sur la région. L'impact de cette hétérogénéité spatiale et temporelle sur le couvert végétal, selon le type de végétation et la zone climatique, est l'objet de cette étude.

Pour illustrer la réponse de la végétation (variations du LAI moyen), la figure 3 montre l'évolution moyenne du LAI de l'entité savane arborée à arbustive / sols ferrugineux tropicaux sur l'ensemble du Ferlo. Les données sont ajustées par la fonction spline, et la dérivée seconde permet de repérer les principales étapes du cycle phénologique de cette entité : début de la croissance fin juin (courbure positive maximale), maximum de croissance en septembre (maximum de courbure négative) et enfin sénescence mi-novembre. Notons que l'ajustement

par spline pondéré par l'écart-type force l'ajustement en période sans végétation (LAI minimal), induisant des maxima de courbure sans signification.

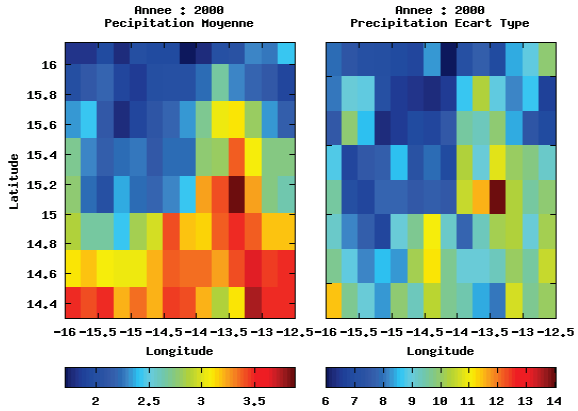


Figure 2 : Répartition spatiale des précipitations moyennes et de leur écart type temporel sur une région englobant le Ferlo pour l'année 2000.

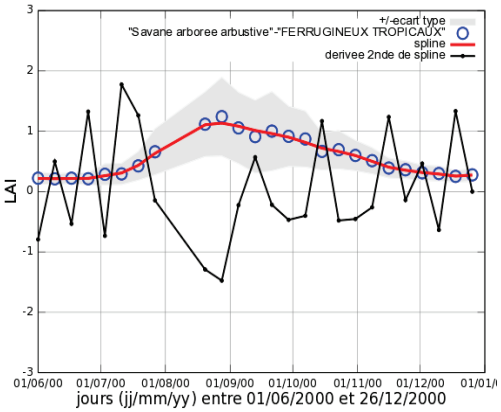


Figure 3 : Variation temporelle du LAI pour l'entité savane arborée à arbustive/sols ferrugineux tropicaux pour la même année. La valeur moyenne est représentée en petits cercles bleus, l'écart type étant représenté par l'enveloppe grisée autour de cette courbe. L'ajustement par spline est superposé : en trait rouge plein, le LAI ajusté, et en trait noir fin avec des points, la courbure (multipliée par 1000 pour la lisibilité de la figure).

Pour la même entité, la figure 4 montre les différences d'évolution de la végétation entre les quatre sous-zones définies précédemment. On constate que le LAI atteint dans la zone SE une valeur double de celle de la zone NO, témoignant de l'effet du gradient moyen des précipitations. La distribution temporelle des précipitations (valeur moyenne journalière) est superposée au LAI. On voit que les pluies sont plus discontinues dans les deux zones Nord que les zones Sud, et que la durée totale de la période pluvieuse est plus faible (du 24 juin au 16 octobre pour le NO, du 9 juin au 16 octobre dans le SE). On peut observer également que certains des événements pluvieux ont traversé tout le Ferlo (par exemple ceux du 5 juillet, du 2 août, du 2 et 15 septembre), traduisant probablement des lignes de grain venant du Mali.

Malgré un démarrage un peu plus tardif, la croissance de la végétation en début de saison est assez similaire, avec une forte augmentation en juillet ; mais la croissance s'interrompt brutalement dans la zone NO vers le 20 août, en réponse à une baisse de l'intensité des précipitations qui commence le 2 août et dure jusqu'au 10 septembre. Des baisses de LAI plus faibles, mais significatives, affectent les 4 zones : au NE, croissance perturbée en juillet, puis diminution du LAI en septembre ; diminution brutale du LAI avant le 1er septembre dans le SO ; baisse temporaire du LAI au maximum de croissance dans le SE. Cet impact est observé sur les principales classes de végétation, mais de façon légèrement différente : pour la savane arborée à arbustive, début de la croissance le 11 juillet, maximum atteint le 29 septembre ; pour la steppe arbustive, début de la croissance le 12 juillet, maximum le 27 septembre. En plus de ces variations, la nature du sol influe légèrement sur l'évolution du couvert végétal car la même classe de végétation peut avoir des variations différentes d'un sol à l'autre (e. g. savane arborée à arbustive / ferrugineux tropicaux et hydromorphes : début de la croissance respectivement le 11 juillet et 18 juillet).

La durée des pauses de précipitation, la valeur du cumul atteint à ce moment, la période de la saison où elles se produisent sont ainsi autant d'éléments à analyser pour interpréter la réponse de chaque entité.

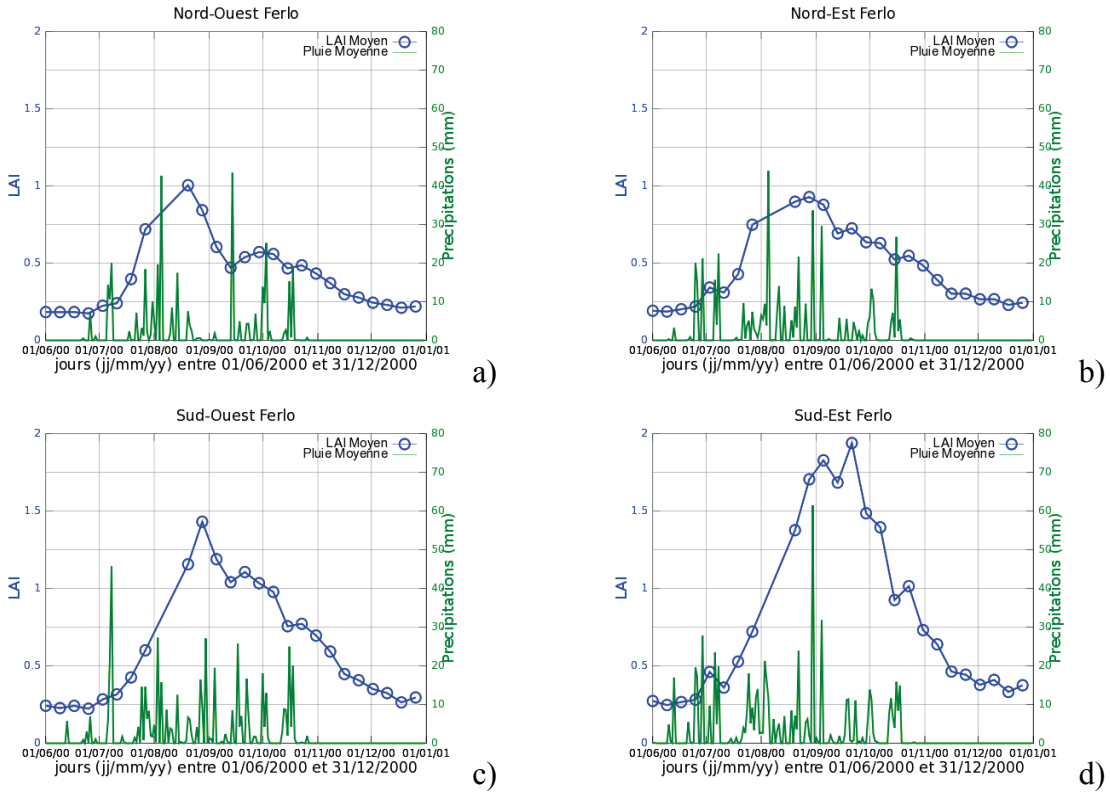


Figure 4 : Comparaison entre les variations temporelles des précipitations diurnes moyennes (en vert) et les variations du LAI moyen (en bleu) en 2000 sur chacune des quatre sous-zones du Ferlo a) au Nord-Est, b) au Nord-Ouest, c) Sud-Est et d) au Sud-Ouest, pour l'entité savane arborée à arbustive/sols ferrugineux tropicaux.

Conclusion et perspectives

Les données de LAI MODIS et de précipitation TRMM-3B42 permettent de décrire les variations intra-saisonnières de la pluie et de la végétation dans le Ferlo, en prenant en compte les principales classes de végétation et les types de sols. Pour limiter les incertitudes sur les limites des classes et sur le LAI, et permettre la comparaison avec les données de précipitation, nous avons choisi d'analyser les principales classes de végétation et sol dans quatre sous-zones correspondant à des cumuls pluviométriques climatologiques différents.

Les résultats préliminaires montrent qu'il est possible de caractériser précisément les variations de LAI en réponse aux variations de pluviométrie à une échelle pertinente par rapport aux échelles de variation des principales classes de végétation et sol dans le Ferlo.

La poursuite de cette étude sera fondée sur une méthode automatisée de détection et caractérisation des variations intra-saisonnières de la pluie sur 10 ans. Les données de pluviomètres seront utilisées pour valider les résultats obtenus avec les données satellite. En parallèle, l'application de l'ajustement par spline des LAI moyens de chaque entité et le calcul des maxima de courbure nous fournira les principaux événements phénologiques, qui seront comparés aux données de pluie (notamment les seuils de précipitation, la durée des pauses) pour analyser statistiquement l'impact de ces variations spatio-temporelles des pluies. Cette analyse des variations intra-saisonnières sera complétée par une comparaison interannuelle.

Cependant, l'évaluation de l'impact des variations de pluie sur la végétation est rendue plus complexe par l'influence d'autres facteurs, comme l'anthropisation des surfaces (Sarr, 2008). La question de la prise en compte de ces effets sera abordée par comparaison entre le Ferlo et une région fortement modifiée par l'homme depuis 10 ans : la Petite Côte du Sénégal.

Remerciements : Ces remerciements sont adressés au Service de Coopération et d'Actions Culturelles (SCAC) de l'Ambassade de France et à l'IRD pour leur soutien financier. Nous remercions les personnels des laboratoires LOCEAN, LPAO-SF, LSCE et le CSE (Centre de Suivi Écologique) de Dakar pour leur aide.

Références bibliographiques

Arvor D., Dubreuil V., Ronchail J., 2008 : Apport des données TRMM 3B42 à l'étude des précipitations au Mato Grosso. *Climatologie*, 5, 49-69.

Camberlin P., Martiny N., Philippon N., Richard Y., 2007 : Determinants of the interannual relationships between remote sensed photosynthetic activity and rainfall in tropical Africa. *Remote Sensing of Environnment*, 106, 199-216.

Chen L., Huang Z., Gong J., Fu B., Huang Y., 2007 : The effect of land cover/vegetation on soil water dynamic in the hilly area of the loess plateau, China. *Catena*, 70, 200-208.

Fang H., Liang S., and Hoogenboom G., 2011 : Integration of MODIS LAI and vegetation index products with the CSM-CERES-Maize model for corn yield estimation. *International Journal of Remote Sensing*, 32, 1039-1065.

Faye G., Frison P. L., Wade S., Ndione J. A., Bèye A. C., Rudant J. P., 2011 : Étude de la saisonnalité des mesures des diffusiomètres SCAT : Apport au suivi de la végétation au Sahel, cas du Ferlo au Sénégal. *Revue Télédétection*, 10, 23-31.

Fontaine B., Janicot S., Roucou P., 1999 : Coupled ocean-atmosphere variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. Springer-Verlag. *Climate Dynamics*, 15, 451-473.

Huffman G. J., Adler R. F., Bolvin D. T., Gu G., Nelkin E. J., Bowman K. P., Hong Y., Stocker E. F. and Wolff D. B., 2007 : The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 38-55.

Javanmard S., Yatagai A., Nodzu M. I., BodaghJamali J., and Kawamoto H., 2010 : Comparing high-resolution gridded precipitation data with satellite rainfall estimates of TRMM_3B42 over Iran. *Advances in Geosciences*, 25, 119-125.

Le Barbé L., Lebel T. and Tapsoba D., 2002 : Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90. *Journal of Climate*, 15, 187-202.

Lebel T. et Ali A., 2009 : Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime time (1990-2007). J*ournal of Hydrology,* 375(1-2), 52-64.

Martinez B., Gilbert M. A., Garcia-Haro F. J., Faye A., and Melià J., 2011 : Characteizing land condition variability in ferlo, Senegal (2001-2009) using multi-temporal1-Km apparent green cover (AGC) SPOT VEGETATION data. *Global and Planetary Change*, 76, 152-165.

Sarr M. A., 2008 : Variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest : Dynamique des espaces végétaux à partir des images satellitales. Exemple du bassin versant de Ferlo (Sénégal). *Actes des Journées de Climatologie – Climat et société : Climat et végétation,* Nantes, 13-14 mars 2008.

Xiao Z., Liang S., Wang J., Song J., and Wu X., 2009 : A temporally integrated inversion method for estimating Leaf Area Index from MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47, 2536-2545.

Yuan H., Yongjiu D., Xiao Z., Duoying J., Wei S., 2011 : Reprocessing the MODIS Leaf Area Index products for land surface and climate modelling. *Remote Sensing of Environment,* 115, 1171-1187.

Zhang X., Friedl M., A., Crystal B., Schaaf C. B., Strahler A. H., Liu Z., 2005 : Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM instruments. *Journal of Geophysical research*, 110, D12103-1 – D12103-14.

Zhang X., Friedl M., A., Schaaf C. B., Strahler A. H., Hodges J. C. F., Gao F., Reed B. C., Huete A., 2003 : Monitoring vegetation phenology using MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 84, 471-475.

RISQUE DE POLLUTION ATMOSPHÉRIQUE SUR LA CÔTE SUD DE L'AGGLOMÉRATION DE SFAX (TUNISIE) : SENSIBILITÉ DE LA POPULATION VULNÉRABLE

Salem DAHECH [1] et Riadh BOUAZIZ [2]

[1] *Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sfax, Laboratoire SYFACTE ; salem.dahech@univ-paris-diderot.fr*
[2] *Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Sfax, Laboratoire CGMED ; riadhbouaziz@yahoo.fr*

***Résumé** : La population du sud de l'agglomération de Sfax est souvent exposée à des taux de pollution atmosphérique dépassant durant plusieurs jours de l'année les normes préconisées par l'Organisation Mondiale de la Santé comme en témoignent les données enregistrées par la station de mesure de la qualité de l'air de l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement entre 2006 et 2008. La principale source de nuisance responsable de la détérioration de la qualité de l'air est l'usine SIAPE, située à 5km au sud du centre-ville. A proximité de cette dernière, se sont implantés des quartiers populaires profitant de la baisse du prix du foncier. Ces quartiers, d'après les données officielles de l'Institut National des Statistiques et une enquête menée en 2011 auprès de 350 ménages appartenant à sept quartiers spontanés, abritent une population très sensible.*

***Mots-clés :** Pollution atmosphérique, littoral sud de Sfax, dépassement des normes, risques.*

Abstract: Risk of air pollution on the southern city of Sfax (Tunisia): vulnerable population's sensitivity.
The population of the southern part of the Sfax city is often exposed to air pollution levels exceeding the standards recommended by the World Health Organization during several days according to the data recorded by the National Agency of Environmental Protection between 2006 and 2008. The main source of air pollution is SIAPE factory, located 5km south of downtown. Near this factory, several neighborhoods were built taking advantage of falling property prices. The population of these neighborhoods is highly susceptible according to official data from the National Institute of Statistics and a personal survey conducted in 2011 with 350 households in seven squatter.

***Keywords:** Atmospheric pollution, southern shore of Sfax, overtaking of standards, hazards.*

Introduction

La pollution atmosphérique est parmi les risques qui interpellent les chercheurs, les décideurs et la population en raison de ses impacts néfastes sur l'Homme et ses biens. Les concentrations des polluants dans l'air augmentent lors des types de temps anticycloniques. C'est le cas dans la ville de Sfax, deuxième ville tunisienne par son poids démographique (600 000 habitants) et économique, qui connaît depuis les années 1960 une concentration accrue de l'industrie chimique polluante, sur son littoral méridional. Outre les sources fixes de pollution, le trafic aérien, routier et ferroviaire ont détérioré davantage la qualité de l'air. La situation est devenue plus préoccupante avec l'étalement de l'agglomération de part et d'autre de ces sources de pollution (dans la plupart des cas par le biais de quartiers populaires spontanés). Une grande partie de la population, habitant la côte sud de l'agglomération de Sfax, est désormais exposée à des taux de pollution qui dépassent souvent les normes préconisées par l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS).

Dans le présent travail, nous souhaitons déterminer la sensibilité de la population face au risque de pollution atmosphérique dans les quartiers populaires du sud de l'agglomération de Sfax. En effet, le degré de vulnérabilité d'une société dépend, outre de son exposition et des enjeux, de sa sensibilité (réserves, immunisation et anticipation) et sa capacité de réponse (disposer de ressources pour réparer les dégâts) (Tomovic, 1963). La sensibilité se définit par le degré de modification ou d'impact de la pollution atmosphérique sur la population et le milieu environnant.

1. Caractéristiques de la zone d'étude et des sources d'émission

L'espace choisi comme cadre de ce travail correspond à la partie méridionale de l'agglomération de Sfax située au nord du Golfe de Gabès à 34°44'N et 10°45'E. Ce choix se justifie par plusieurs raisons. D'abord, il s'agit d'une plaine littorale basse et monotone, très urbanisée, densément peuplée et où se concentrent une industrie polluante et d'autres activités économiques causant des nuisances sonore et olfactive. Ensuite, la position littorale favorise le déclenchement de la brise de mer, connue pour ses effets néfastes sur la qualité de l'air. Enfin, nous estimons avoir une bonne connaissance de terrain de l'espace étudié (figure 1).

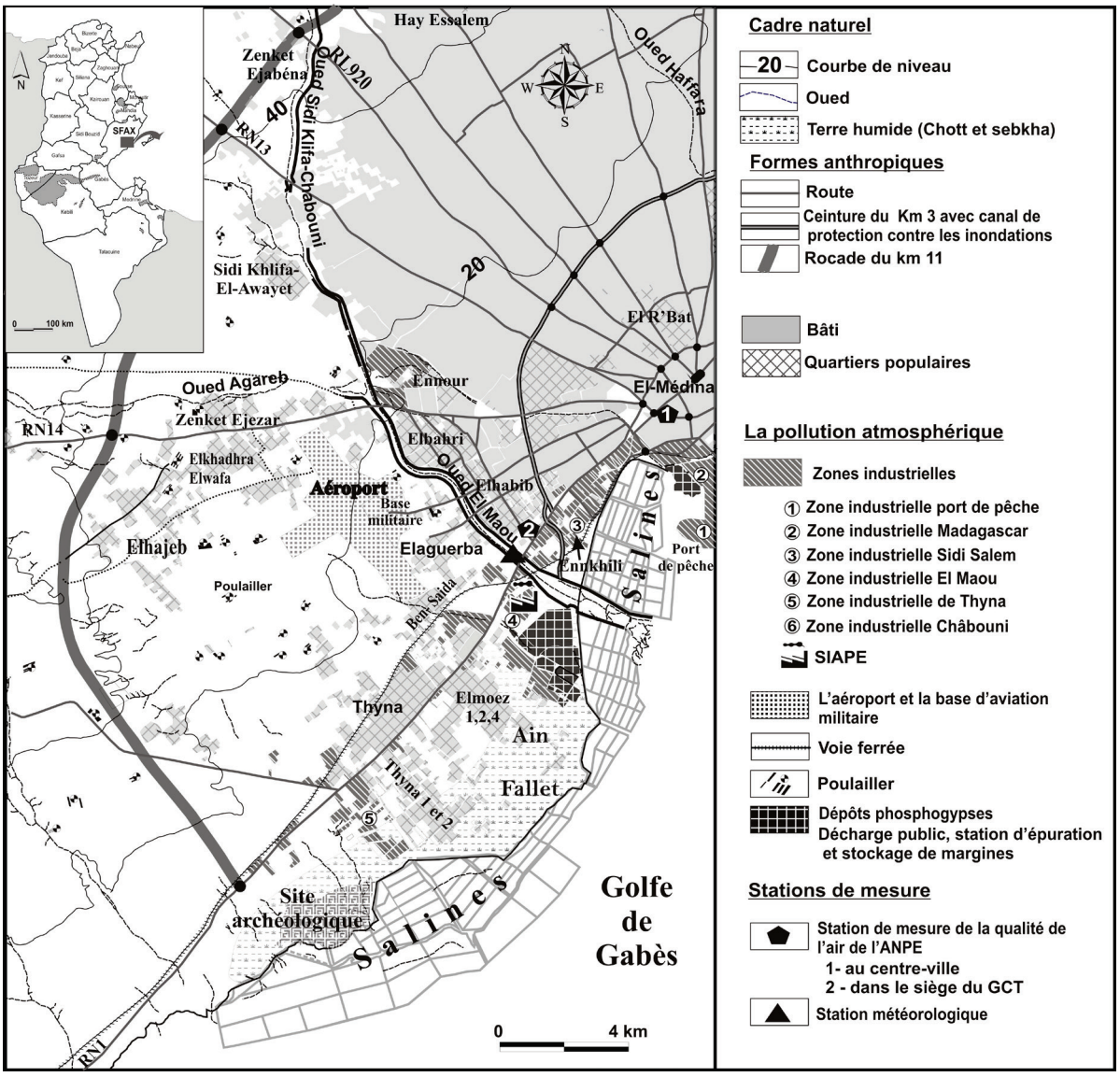


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude et des stations de mesures.

Cet espace a connu, depuis la deuxième moitié du XXème siècle, des mutations socio-économiques importantes qui ont modifié le paysage de la région et ont bouleversé son équilibre écologique. Durant les années 1970-1980, les quartiers populaires programmés apparaissent : Elhabib, Elbahri, Ennour au SO, à environ 4km du centre et à proximité de la zone industrielle Sfax El Maou abritant la Société Industrielle de fabrication d'Acide Phosphorique et des Engrais (SIAPE). L'option de la localisation littorale des industries se confirme, puisqu'aux industries de transformation des phosphates se sont ajoutés d'autres établissements émettant des polluants comme les savonneries, les tanneries ou les fonderies

principalement dans la zone industrielle Sidi Salem et El Maou (figure 1, zones n°3 et n°4). En outre certains quartiers populaires spontanés abritant des travailleurs issus de l'exode rural se sont mis en place tels que quartier Enkhili dans la zone industrielle Sidi Salem, Elbadrani et Ibn Jazzar au sud de la SIAPE. Cette augmentation de l'industrialisation et l'extension urbaine se sont poursuivies aux dépens des terres agricoles fertiles durant les années 1990 et 2000 (Dahech, 2007). Nous notons la construction des quartiers populaires programmés Thyna 1 et 2 et Elmoez 1, 2, 3 et 4 à proximité de la nouvelle zone industrielle aménagée de Thyna. De même, nous remarquons la construction et l'extension d'une nouvelle zone industrielle située à l'ouest des quartiers de Sfax Ouest : celle d'Oued Châbouni (figure 1).

Les principales sources de nuisances environnementales dans la zone d'étude sont la SIAPE, les décharges, le trafic routier, ferroviaire et aérien et les poulaillers (figure 1) :

- La SIAPE, l'usine la plus polluante de la ville (Azri *et al*., 2000), rejette annuellement des quantités importantes de SO_2, de fluor et de particules. Elles sont, respectivement, de l'ordre de 13427, 1352 et 2266 tonnes soit 47,2 %, 95 % et 28,4 % de l'ensemble de ces émissions à Sfax (Dahech, 2007).

- Jusqu'à 2008, date de la mise en marche de la décharge contrôlée d'Agareb, la quasi-totalité des ordures ménagères de toutes les communes du Grand Sfax, soit environ 590 t/j, ainsi que les déchets industriels étaient incinérés dans la décharge municipale de Thyna située dans la zone industrielle El Maou derrière la SIAPE (figure 1). Actuellement, certaines industries stockent leurs déchets à proximité des usines ce qui entraîne l'apparition de dépotoirs proches des zones industrielles. L'exemple le plus frappant demeure le terril de phosphogypse à proximité de la SIAPE. Suite à une combustion incomplète des déchets, des fumées noires se dégagent la plupart du temps des décharges. De plus, la combustion des produits plastifiés émet des composés chlorés très nocifs. Ces décharges sauvages dégagent plusieurs gaz et principalement le CH_4 (méthane) lié à la transformation de la matière organique ainsi que le CO suite à une combustion incomplète (Ngô, 2004). En outre, ces décharges sont favorables au développement d'insectes et d'odeurs nauséabondes.

- La zone d'étude est sillonnée par 5 radiales routières. Elle est traversée par les routes nationales 1, 14 et 13 (respectivement les routes de Gabès, de l'aéroport et de Menzel Chaker) et par les routes locales de Mharza et Soukra. La densité du trafic routier baisse en s'éloignant du centre (37 000 véhicules/jour) vers la campagne environnante (4 000 véhicules/jour) selon le recensement général de la circulation en 2007 publié par la Direction Générale des Ponts et Chaussées et Direction de l'Exploitation et de l'Entretien Routier.

2. Données et méthodes

Outre les travaux antérieurs qui ont essayé de spatialiser certains polluants atmosphériques (Belguith-Megdiche, 1999 ; Azri *et al*., 2000 ; Dahech *et al.,* 2006), nous nous fondons sur des relevés par GPS afin d'élaborer un diagnostic actualisé des sources d'émissions.

Pour qualifier la qualité de l'air, nous exploitons les données enregistrées par les deux stations de l'Agence Nationale de la Protection de l'Environnement (ANPE) : la première est implantée au centre-ville depuis 1997 et la deuxième se situe dans la zone industrielle El Maou depuis 2006, dans le siège social du Groupe Chimique Tunisien (GCT) (figure 1). Les données issues de ces deux stations (2006-2008) donnent une bonne information sur la qualité de l'air, notamment sur les polluants issus à priori de la zone industrielle El Maou et Sidi Salem et du trafic routier mais bien évidemment cela ne permet pas leur spatialisation à l'échelle de l'agglomération. Nous utilisons les moyennes horaires des concentrations en dioxyde de soufre (SO_2) et des particules fines (PM10). Elles permettent de cerner leurs variabilités temporelles et d'identifier par la suite les pics et les situations météorologiques

associées. Les valeurs enregistrées sont comparées aux seuils réglementaires définis pour l'Europe et la Tunisie. La méthode des centiles permet d'identifier les heures et les jours où sont enregistrés les taux extrêmes de pollution.

Pour qualifier la sensibilité de la population vulnérable, 350 ménages ont été interrogés par questionnaire dans 7 quartiers populaires situés au sud de l'agglomération de Sfax durant l'année 2011 (Ennasr 2, Elaguerba 1 et 2, 7 novembre, Elwafa, Elkadhra et Ben Saïda). Les questions portent sur les conditions et le niveau de vie, l'âge et l'état de santé de la population exposée sont mis en question.

3. Dépassement des normes préconisées par l'OMS

La production croissante des dérivés des phosphates propulsée par l'expansion du marché mondial, l'augmentation des déchets incinérés à ciel ouvert dans la décharge mitoyenne de l'agglomération (à l'est de la SIAPE), la croissance démographique de Sfax ont davantage détérioré la qualité de l'air dans la partie sud de Sfax.

1) Les cycles quotidiens moyens des PM10 et du SO_2 (figure 2) enregistrés dans la station du groupe chimique tunisien à proximité du quartier Elhabib entre 2006 et 2008, montrent un pic relativement élevé entre 20 h et 22 h, respectivement de l'ordre de 128 µg/m^3 et 43 ppb. Ce pic ne peut pas être causé par le trafic routier, très fluide durant cette période de la journée. Cette pollution proviendrait de l'activité industrielle et particulièrement de l'usine SIAPE. En effet, durant la situation de brise de mer (vent dominant dans la région) en phase de renverse nocturne, le vent souffle souvent du SO, ramenant ainsi les polluants émis par la SIAPE vers la station de mesure aussi bien que vers les quartiers denses de l'agglomération, les cités Elhabib et Mharza. Cette phase de la brise s'observe/se mesure une à trois heures après le coucher du soleil, soit vers 20-21 h en moyenne. En outre, durant les jours de sirocco, le vent souffle du secteur méridional et pourrait ramener la pollution issue de la SIAPE vers la station de mesure (Dahech *et al.,* 2006). Il en est de même durant certains jours caractérisés par un vent synoptique venant du quadrant sud. La vitesse du vent durant ces différents types de temps est faible à modérée empêchant la bonne dispersion des polluants. Contrairement à la station située dans la zone industrielle, dans la station du centre-ville un premier pic des PM10 (120 µg/m^3) est enregistré vers midi, une des périodes de pointe du trafic routier au centre-ville, puis s'ajoute un deuxième pic dans la soirée (105 µg/m^3), lié sans doute à l'activité industrielle (figure 2).

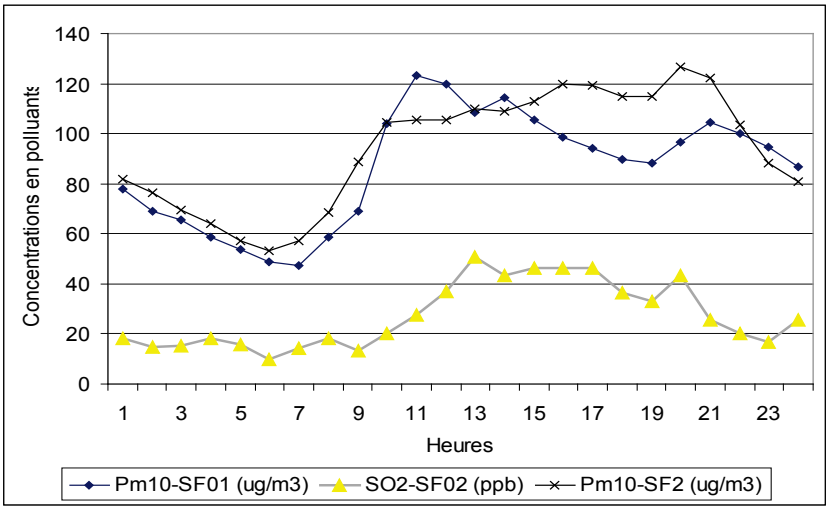


Figure 2 : Cycles quotidiens moyens des concentrations en SO2 et des PM10 enregistrés dans la zone industrielle Sidi Salem (SF02) et au centre-ville (SF01) ; période 2006-2008, données ANPE.

En outre, nous avons trié dans l'ordre croissant les données de SO_2 et de PM10 afin de détecter la fréquence des taux relativement élevés et éventuellement les situations météorologiques associées aux pics de pollution. Les valeurs sont ainsi classées dans l'ordre croissant et l'effectif de polluants dépassant un certain seuil (centile) devient facile à détecter. Pour le SO_2, la valeur limite pour la protection de la santé humaine, suivant la directive européenne (2008/50/CE), est 130 ppb en moyenne horaire à ne pas dépasser plus de 24 fois par année civile. Cependant, 350 dépassements par an sont relevés dans la station du GCT. Des valeurs maximales très élevées sont observées, comme ce fut le cas le 6 juin 2006 à 3 h (2563 ppb), à 23 h (2152 ppb) et à 7 h (2131 ppb) et le 5 mars 2006 à 19h (2033 ppb). En ce qui concerne les taux de PM10, le même cycle quotidien est observé. C'est entre 20 h et minuit que nous relevons les taux les plus élevés. Le seuil horaire de l'OMS (125µg/m^3) est dépassé dans environ 35 % des cas. La moyenne annuelle atteint 91,7 µg/m^3 sachant que la valeur limite pour la protection de la santé humaine est 40 µg/m³ en moyenne annuelle civile d'après la réglementation française en matière de qualité de l'air du 10 mars 2011. Les valeurs relevées dans la station du GCT sont plus élevées que celles enregistrées au centre-ville.

4. Sensibilité de la population vulnérable

Il est admis que c'est très difficile de connaître précisément l'exposition réelle des personnes aux concentrations des polluants atmosphériques en raison de leurs déplacements au cours de la journée, du type de moyen de transport utilisé, etc. Cependant, nous estimons que les quartiers situés à proximité des sources de nuisances (SIAPE essentiellement), où des taux élevés de pollution atmosphérique sont mesurés (Dahech, 2007) ou estimés par modélisation numérique (Khlaifi *et al.,* 2008). Il s'agit des quartiers programmés d'Elhabib, Elbahri, Elmoez, Thyna et Ennour, et spontanés d'Elbadrani et Ennasr 1. La population de ces quartiers a augmenté, elle est estimée à 150 000 habitants (INS, 2004) : la plupart des quartiers, construits avant 1990, ont connu une extension horizontale et verticale importante. D'autres quartiers spontanés ont été construits (Ben Saida, Elwafa, Ennasr 2 et Erriadh) aux marges de l'aérodrome et des zones industrielles de Thyna et El Maou.

Les caractéristiques des populations habitant les quartiers vulnérables qui nous intéressent sont :

- l'âge : D'une part, les enfants sont sensibles à la pollution de l'air car les voies respiratoires sont en cours de développement et le système immunitaire n'est pas encore mâture. D'autre part, les personnes âgées ont plus de pathologies que les autres d'où l'augmentation de leur sensibilité. Dans la délégation de Thyna, la proportion d'enfants (moins de 14 ans) et des âgés de plus de 60 ans atteint respectivement 30 % et 6 % de la population. Le premier taux est relativement élevé par rapport à celui du Grand Sfax (23 %) (INS, 2004).

- l'état de santé : Les personnes souffrant de pathologies respiratoires ou cardio-vasculaires sont plus sensibles à la pollution atmosphérique. D'après l'enquête, les maladies respiratoires et cardiovasculaires sont les plus fréquentes. Elles apparaissent plus chez les adultes et les personnes âgées.

- la situation sociale et le niveau de vie : L'état et le type de logements (isolation et confort thermique, ventilation) agissent sur la durée et l'intensité de l'exposition à la pollution. L'exposition est déterminée en partie par l'isolation des bâtiments. La population optant pour une ventilation naturelle et ayant des bâtiments de faible étanchéité est la plus exposée à l'air extérieur pollué. C'est le cas dans la plupart des quartiers de la délégation de Thyna où le pourcentage des ménages équipés en climatiseurs ne dépasse pas 1,6 %. Le prix du foncier dans les quartiers jouxtant les sources de nuisances au sud de l'agglomération est 10 fois plus

bas que celui au nord de Sfax (source : enquête). Le type de logement « Studio » domine dans la délégation de Thyna (60 %) contre les villas au nord. On y trouve aussi le taux de chômage le plus élevé dans le Grand Sfax (10,4 % contre 8,2 pour le Grand Sfax) et le pourcentage de voiture le plus bas (17 %) (INS, 2004). Le taux de chômage a atteint 30 % en 2011 d'après notre enquête. Le revenu moyen des chefs de ménages n'excède pas le Salaire Minimum Interprofessionnel Garanti dans 50 % des cas et 60 % parmi eux n'ont pas eu accès au collège. De même, certains modes de vie (tabac, alcool) et alimentations pourraient aggraver et détériorer davantage l'état de santé de la population en cas d'une exposition chronique aux polluants atmosphériques. Le taux des fumeurs chez les masculins âgés de plus de 20 ans dépasse 80 % dans les quartiers populaires enquêtés.

- l'exposition à plusieurs nuisances instantanément : Outre la pollution atmosphérique, dans la zone d'étude et précisément entre la zone industrielle Sfax El Maou et l'aérodrome, la population habitant les quartiers de Elbadrani, Ben Saida, Ennasr, Elwafa, Elaguerba, Elkadhra et 7 novembre souffre de nuisances sonores (route, chemin de fer, aéroport et base militaire) et olfactives (décharges sauvages, poulaillers, SIAPE, bassin de margines, station d'épuration).

Conclusion

Au sud de l'agglomération de Sfax, les concentrations en polluants atmosphériques sont élevées et dépassent souvent les normes préconisées par l'OMS. Les zones les plus exposées au risque de pollution atmosphérique correspondent à des quartiers populaires, pour la plupart spontanés. Ils sont densément peuplés et leurs populations sont relativement sensibles : elles sont pauvres et exposées instantanément à plusieurs types de nuisances environnementales. L'amélioration de la qualité de vie dans ces quartiers passe obligatoirement par la résolution du problème de la qualité de l'air et ce à travers la délocalisation de la SIAPE. Une solution radicale qui accélèrerait la réalisation du projet de réhabilitation des côtes sud de l'agglomération de Sfax (le SMAPIII).

Références bibliographiques

Azri C., Maalej A. et Medhioub K., 2000 : Etude de la variabilité des constituants de l'aérosol dans la ville de Sfax (Tunisie). *Pollution atmosphérique,* 165, 121-129.

Belghith-Megdiche I., 1999 : *Etude physico-chimique des aérosols atmosphériques en milieu urbain côtier : cas de la région de Sfax influence des conditions météorologiques locales et synoptiques*. Thèse, Université de Tunis II, Faculté des Sciences, Tunis, 206 pages.

Dahech S., 2007 *: Le vent à Sfax (Tunisie), impacts sur le climat et la pollution atmosphérique.* Thèse de doctorat de l'Université Paris VII, 309 pages + annexes.

Dahech S., Beltrando G. et Quenol H., 2006 : Brise de mer et pollution atmosphérique à Sfax (Tunisie) : *Pollution atmosphérique*, 190, 211-223.

Direction Générale des Ponts et Chaussées et Direction de l'Exploitation et de l'Entretien Routier, 2007 : *Recensement général de la circulation, rapport de 2007.*

INS, 2004 : *Recensement de la population de 2004.*

Khlaifi A., Dahech S. et Beltrando G., 2008: Study of the SO2 dispersion with the Gaussian model according to the atmospheric circulation in a coastal city: Sfax (Tunisia). *Meteorological Application*s, 15, 4, 513-522.

Ngô C., 2004 : *Déchets et pollution : Impact sur l'environnement et la santé*. Dunod, UniverSciences, 152 pages.

Tomovic R., 1963 : *Sensitivity Analysis of Dynamic Systems.* McGraw-Hill, New York, 163 pages.

INTRODUCTION À UNE CLIMATOLOGIE FRACTALE

André DAUPHINÉ

Doyen Honoraire, Université de Nice Sophia Antipolis, France, dauphinester@gmail.com

Résumé : *Le paradigme fractal a pour objectif de repérer et quantifier les irrégularités qui se répètent à différentes échelles. Très utilisé en météorologie, il est méconnu en climatologie. Pourtant les formes et processus climatologiques sont régis par les lois du mouvement qui sont invariantes d'échelle.*

Mots-clés *: Fractal, champ multifractal, équations de mouvement.*

Abstract: Introduction to fractal climatology.
The fractal paradigm aims to locate and quantify the irregularities wich are repeated on various scales. Very much used in meteorology, it is ignored in climatology. However, climatological forms and processes are governed by the laws of the movement wich are invariant of scale.

Keywords*: Fractal, multifractal field, equations of movement.*

Introduction

Généralisée en météorologie, l'approche fractale demeure rare en climatologie. Or, cette approche renouvelle la connaissance des irrégularités à toutes les échelles spatio-temporelles. Avant d'aborder ce paradoxe, puis d'expliquer la fractalité de la plupart des éléments du climat, une première partie expose l'approche fractale.

1. De la dimension fractale aux multifractals

À l'origine, un fractal désigne une forme autosimilaire, un objet mathématique irrégulier, dont l'irrégularité est la même à toutes les échelles. Ces objets abstraits sont dits auto-similaires et invariants d'échelle. Ces deux concepts ne sont pas synonymes. Le premier, le concept d'auto-similarité ou de similitude interne, est de nature géométrique. Il désigne un objet dont le tout est semblable à ses parties. Le concept d'invariance d'échelle ou d'invariance par dilatation est plutôt de nature statistique. Il indique qu'un même caractère s'observe à toutes les échelles. C'est pourquoi B. Sapoval (1997) considère les fractals comme une géométrie des probabilités. Ce lien tissé entre géométrie et probabilité signifie aussi que toutes les échelles sont importantes pour le système considéré. Et pour une bonne compréhension d'un fractal, les interactions entre les échelles sont plus déterminantes que les interactions entre les éléments. Ainsi, en climatologie, la vitesse d'une brise de mer dépend de conditions locales, régionales et zonales.

Une ligne a toujours une dimension topologique égale à 1. Mais, la dimension fractale d'une ligne irrégulière est supérieure à 1. Elle se rapproche de la valeur 2 quand la ligne, très irrégulière, tend à recouvrir tout l'espace (figure 1). De même une surface irrégulière aura une dimension fractale supérieure à sa dimension topologique, donc à 2. Puis, les fractals qualifièrent des formes physiques ou vivantes qui sont seulement auto-affines, dont le motif initial est déformé dans une ou plusieurs directions. Dans le monde « réel » les objets auto-affines sont la règle. De plus, les chercheurs passèrent de l'étude des formes à celle des processus, en économie comme en météorologie. Le traitement fractal des séries chronologiques se généralisa, notamment en météorologie. L'approche fractale s'appliqua même aux fréquences, par exemple aux lois d'intensité-durée des pluies.

Avec cette diversification, de très nombreuses dimensions fractales sont proposées. Elles sont calculées à partir d'une analyse spectrale, d'une décomposition en ondelettes, d'un variogramme, d'un calcul d'entropie… D'autres indicateurs sont même élaborés car la

dimension fractale ne donne qu'une valeur moyenne des irrégularités, de la rugosité d'une courbe ou d'un objet. Citons la lacunarité et la codimension (Dauphiné, 2011, 2012).

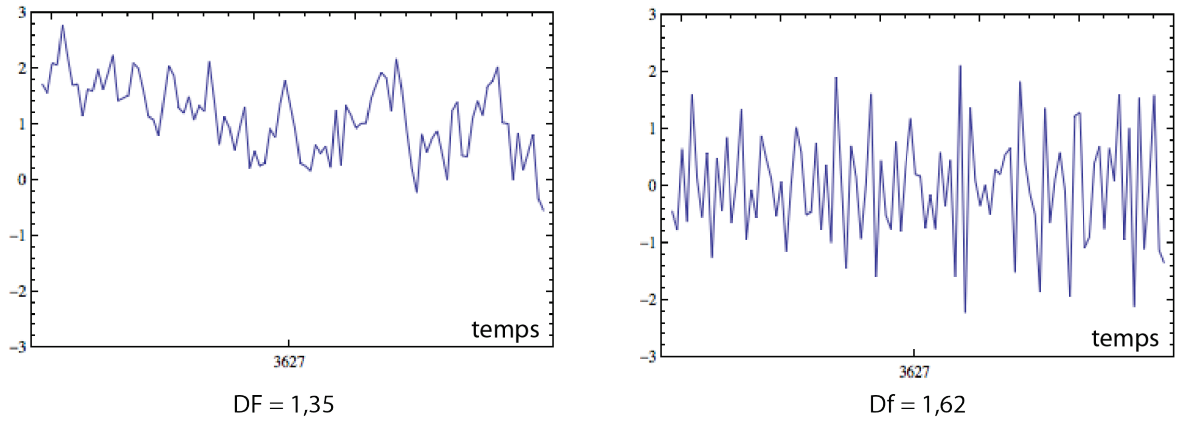


Figure 1 : La dimension fractale comme mesure de l'irrégularité de séries temporelles simulées.

Enfin, les fractals débordent le terrain des seuls ensembles pour analyser les images en niveaux de gris. Le concept de multifractal permet le traitement d'ensembles auxquels on associe une mesure. Par exemple un champ de précipitations est un ensemble de stations qualifié par des hauteurs de précipitation. Couplé à la décomposition en ondelettes, l'approche multifractale permet d'analyser toutes les discontinuités et irrégularités d'un champ climatique, car une fonction multifractale décrit le long des échelles la propagation des irrégularités.

En conclusion, sans toujours tenir compte de la loi sous-jacente aux données qu'il traitait, le climatologue classique réalisait des monographies pour analyser des phénomènes exceptionnels. Le climatologue statisticien préfère caractériser une irrégularité moyenne par la valeur de l'écart-type. Le formalisme multifractal enfin donne une représentation complète de toutes les irrégularités et de leurs positions dans le temps ou de leurs localisations spatiales pour une image satellitaire ou une carte.

2. Un paradoxe : une météorologie fractale développée et une climatologie non fractale

Des écoles entières de météorologie consacrent très tôt de nombreux articles et thèses à l'approche fractale (Lovejoy, 1982 ; Schertzer, 1987 ; Hubert, 1989 ; Ladoy, 1993 ; Abdou, 2004). Dès ses premiers travaux, S. Lovejoy (1982) démontre que les aires et les périmètres des formations nuageuses sont fractals. Puis, ces météorologues étendent le formalisme fractal à la vitesse des vents, mais aussi aux rythmes pluviométriques et thermiques, car en météorologie le rapport d'échelle peut facilement atteindre 10^9, de la taille de la goutte d'eau à celle des cellules de Hadley.

Plus tard, les météorologues tirent parti du formalisme multifractal pour comprendre l'organisation des champs de précipitation, de température et de pression. Ce type d'analyse s'applique aussi aux séries temporelles. Ainsi, la figure 2 représente les spectres de singularités de deux séries de pluies décadaires à Nice et Gênes. La non symétrie de ces spectres indique une plus grande irrégularité des grandes irrégularités, particulièrement à Gênes.

Surtout, les météorologues innovent et proposent de nouveaux outils, comme la codimension. La codimension est un indicateur relatif, complémentaire de la dimension fractale. Elle est donnée par la formule :

$$Co = Dt - Df$$

Dt est la dimension topologique dans lequel s'inscrit le fractal (*embeding dimension*), 2 si l'objet fractal étudié est une ligne, 3 s'il s'agit d'une surface, et Df la dimension fractale de l'objet analysé.

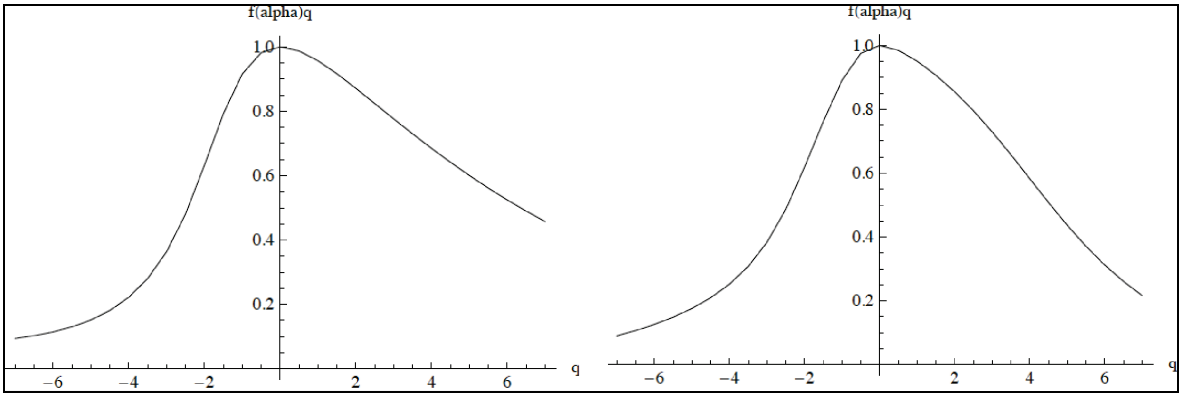


Figure 2 : Spectres multifractals des pluies décadaires à Gênes et Nice (données : Mathematica, 1954-2011).

Alors que la dimension fractale est une valeur brute, la codimension varie entre 0 et 1. Les formes ou les chroniques les plus irrégulières ont une codimension voisine de 0 tandis que l'absence d'irrégularité est indiquée par une codimension égale à 1. Le calcul de la codimension permet bien de comparer des objets fractals dont les dimensions topologiques sont différentes, un transect et une surface. Les météorologues, qui ont proposé cet indicateur, se servent des codimensions pour comparer les champs de pression, de températures et de précipitations.

Autre innovation des météorologues, le concept de semi-fractal. Parfois, le graphique bilogarithmique dont est déduite la dimension fractale doit être ajusté par deux segments. Il faut donc déterminer deux dimensions fractales, une pour chaque segment. Et on parle de semi-fractal. Les exemples de semi-fractals ne manquent pas. P. Hubert (1989) illustrait ce phénomène de semi-fractal en étudiant l'occurrence de pluie en climat soudano-sahélien. En climatologie, une rupture entre deux régimes fractals est souvent induite par la durée dite synoptique, soit environ seize jours (Lovejoy, 2001). Pour les chroniques de précipitations, il est souvent nécessaire de calculer deux dimensions fractales, au-dessous et au-dessus de ce seuil.

Enfin, les météorologues ont élaboré de nouveaux algorithmes pour calculer les spectres multifractals. En météorologie et en hydrologie, les analyses multifractales sont maintenant classiques (Hubert, 1993 ; Tessier, 1993 ; Bendjoudi, 1997 ; Hallegate, 2001 ; Grazzini, 2003 ; Biaou, 2004 ; Mallamud, 2006 ; Garcia-Martin, 2008 ; Verrier, 2010). De nombreuses études ont démontré le caractère multifractal des courbes d'intensité-durée-fréquence de précipitation et des écoulements. Des spectres, les hydrologues déduisent des paramètres universels qui leur servent à établir des classifications de rivières pour mieux réguler les crues. Signalons enfin les études récentes consacrées aux tâches solaires. Elles démontrent que l'activité solaire n'est pas stationnaire, et elle a un impact, encore mal apprécié, sur l'évolution du climat à l'horizon d'une trentaine d'années (Abramenko, 2010).

Bien que les géoclimatologues communiquent avec les chercheurs des disciplines voisines, très peu d'entre eux se sont emparés du paradigme fractal (Dauphiné, 1998 ; Lam et De Cola, 2002). Dans les grands manuels de climatologie, à l'exception d'un ouvrage de J-P. Vignaux (2000), le mot fractal est ignoré (Beltrando, 2011). Pourtant, formes et processus climatiques sont des fractals. Il reste à en comprendre l'origine.

3. Le mouvement à l'origine des formes fractales

Pour expliquer les formes et processus fractals en météorologie et climatologie, il existe des théories physiques représentées par des modèles dits en cascades. Cependant, comme la fractalité se retrouve dans la plupart des disciplines, il est préférable de l'interpréter à l'aide de théories de la complexité (Péguy, 2001).

3.1. Quatre théories de la complexité expliquent les processus et formes fractales

De nombreuses théories conduisent à des organisations fractales. Quatre semblent plus convaincantes : la théorie de l'auto-organisation critique de P. Bak, la théorie constructale d'A. Bejan, la théorie de la relativité d'échelle de L. Nottale, et enfin une théorie générale des formes inspirée des modèles de réaction-diffusion de Turing (Dauphiné, 2010).

La théorie de l'auto-organisation critique, proposée par P. Bak (1999) est construite sur deux concepts, l'auto-organisation et la criticalité. L'auto-organisation est une propriété attribuée à un système dont l'organisation résulte des interactions entre ses éléments. La criticalité caractérise des systèmes qui changent de phase, par exemple lorsque l'eau se transforme en glace. Le système devient critique lorsque tous ses éléments s'influencent mutuellement. Or, les systèmes auto-organisés critiques possèdent une double signature fractale ou multifractale. D'abord, leurs variables d'état suivent des lois puissance. D'autres lois puissance caractérisent la distribution temporelle des événements. De plus, les systèmes auto-organisés critiques construisent des formes fractales.

Spécialiste de mécanique, A. Béjan (2005) admet aussi la fractalité des phénomènes et du monde, mais il en donne une explication différente. D'abord, le monde se construit par agrégation à partir de briques élémentaires, d'où le terme *constructal* retenu pour nommer sa théorie. Pour A. Béjan, cet assemblage hiérarchique se fait selon un principe d'optimisation. Ce type de raisonnement guidait déjà les travaux conduits par d'Arcy Thompson sur l'évolution des formes biologiques. Mais, pour A. Béjan, l'optimisation des formes est plutôt d'origine énergétique. Cette théorie est invoquée en météorologie pour comprendre la formation des cellules de la circulation atmosphérique (Reis, 2009).

La théorie de la relativité d'échelle de L. Nottale (1998) généralise le principe de relativité. Galilée a introduit la relativité de position, puis A. Einstein la relativité du mouvement. L. Nottale propose d'appliquer aussi ce principe aux transformations d'échelle. Attention, ce principe de relativité ne doit en aucun cas être confondu avec le relativisme philosophique. Il enseigne même le contraire. Pour L. Nottale, l'espace-temps, courbe dans la théorie d'Einstein, est nécessairement fractal dans la théorie de la relativité d'échelle. Ce lien unit donc la théorie de la relativité d'échelle et la fractalité du monde.

Nous proposons enfin une théorie générale des formes, qui généralise les théories dites de réaction-diffusion. Toute forme géographique est le résultat d'un couplage entre une production et un mouvement. Dans cette théorie, le terme production désigne toutes les productions : la production de biens, chère aux économistes, mais aussi la production d'une masse d'air. Toutes se traduisent par une équation différentielle simple qui n'intègre pas l'espace. Donc, la création d'une forme nécessite obligatoirement un second ingrédient, le mouvement. Tout mouvement est formalisé par une équation différentielle partielle, qui prend directement en compte l'espace. Au total, la morphogenèse de toute entité spatiale est l'œuvre combinée d'une croissance et d'un mouvement. Ces deux principes sont à l'origine des formes gradients, si fréquentes en météorologie, qui associent la production de hautes et de basses pressions et des mouvements de diffusion et d'advection-convection. Ces mêmes ingrédients s'observent dans les formes spiralées des perturbations.

3.2. Ces quatre théories incluent un mouvement, qui est invariant d'échelle

Les quatre théories envisagées font surgir des formes fractales, car elles possèdent un ingrédient commun : le mouvement. Or, toutes les équations de mouvement sont invariantes d'échelle. Elles génèrent donc la fractalité. Les formes de diffusion normale et leurs fronts sont auto-similaires, tandis que l'évolution temporelle du nombre de particules qui se diffusent est auto-affine. Et, ce résultat reste valable pour les formes engendrées par la turbulence, qui est à l'origine de formes multifractales. Les équations de Navier Stockes sont en effet invariantes par transformation d'échelle.

C'est plus précisément l'intermittence dans une dynamique quelconque, donc l'interaction entre des phénomènes à différents niveaux, qui engendre la multifractalité. C'est pourquoi la fractalité des formes est non pas l'exception mais la règle. En effet, presque toujours, diffusion et turbulences caractérisent le mouvement. Bien évidemment, cette fractalité est aussi produite par des mouvements plus complexes (équation de Burger, de Klein-Gordon). Ces remarques expliquent la généralisation des formes fractales et donc du jeu permanent des niveaux.

Conclusion

Les séries chronologiques des intensités de précipitations, des températures, et de la plupart des éléments du climat sont des multifractales. Il en va de même de leur représentation cartographique. Ceci signifie que les irrégularités dans le temps ou l'espace apparaissent puis s'estompent à différents niveaux. Elles sont multi-échelles. Cette invariance a pour origine le mouvement. Toutes les équations de mouvement possèdent ce caractère d'invariance. Ainsi, une climatologie prenant en compte les mouvements de l'air est nécessairement fractale. Vivre dans un monde en mouvement, c'est vivre dans un monde fractal.

Références bibliographiques

Abdou A., 2004 : *Modélisation de l'invariance d'échelle des champs de pluie sahéliens.* Thèse, Institut National Polytechnique de Grenoble, 132 pages.

Abramenko V., Yurchyshyn V., 2010, Intermittency and multifractality spectra of the magnetic field in solar active regions. *The Astrophysical Journal*, Vol 722, pages 122-130.

Abry P., Gonzalvès P. Lévy Véhel J., 2002 : *Lois d'échelle et Fractales.* Hermès Éditions, Paris, Vol 2, 269 pages.

Bak P., 1999 : *Quand la nature s'organise. Avalanches, tremblements de terre et autres cataclysmes.* Flammarion, Paris, 283 pages.

Bejan A., Lorente S., 2005 : *La loi constructale*. Paris, L'Harmattan 140 pages.

Beltrando G., 2011 : *Les climats, processus, variabilité et risques*. A. Colin, 286 pages.

Bendjoudi H., Hubert P., Schertzer D., and Lovejoy S., 1997 : II, Interprétation multifractale des courbes intensité-durée-fréquence des précipitations. *Compte Rendu Académie des Sciences,* Paris, pages 323-326.

Biaou A. Ch., 2004 : *De la méso-échelle à la micro-échelle : désagrégation spatio-temporelle multifractale des précipitations.* Thèse, École des Mines, Paris, 176 pages.

Dauphiné A., 1998 : Le modèle de la perturbation fractale. Paris, *Annales de Géographie,* n° 601, pages 259-272.

Dauphiné A., 2003 : *Les théories de la complexité chez les géographes.* Paris, Anthropos, 248 pages.

Dauphiné A., 2011 : *Géographie fractale.* Paris, Hermès, 256 pages.

Dauphiné A., 2012 : *Fractal Geography.* London, Wiley, 241 pages.

Garcia-Martin A. P., Jimenez-Hornero F. J., Ayuso-Munoz J. L., 2008 : Universal multifractal description of an hourly rainfall time series from a location in southern Spain. *Atmosfera*, n° 21, Vol 44, pages 17-25.

Grazzini J., 2003 : *Analyses multiéchelle et multifractale d'images météorologiques : application à la détection de zones précipitantes.* Thèse, Paris, Université de Marne-la-Vallée, 324 pages.

Hallegatte, S., 2001 : *Analyse multi-échelle de la climatologie des précipitations: comportement multifractal et auto-organisation critique.* Toulouse, Ecole Nationale de la Météorologie, 112 pages.

Hubert, P., and J.P. Carbonnel, 1989 : Dimensions fractales de l'occurrence de pluie en climat Soudano-Sahélien. Paris, *Hydrologie Continentale*, n°12, 3-10.

Hubert, P., Tessier Y., Ladoy P., Lovejoy S., Schertzer D., Carbonnel J.P., Violette S., Desurosne I., and Schmitt F., 1993 : Multifractals and extreme rainfall events. *Geophysical Research Letter*, n° 20, 931-934.

Ladoy, P., F. Schmitt, D. Schertzer, and S. Lovejoy, 1993 : Variabilité temporelle des observations pluviométriques à Nîmes. Paris, *Comptes Rendus Académie des Sciences*, n° 317, II¸ 775-782.

Laguës M et Lesne A., 2003 : *Invariance d'échelles.* Paris, Belin, 367 pages.

Lovejoy S., Schertzer D., 2010 : Towards a new synthesis for atmospheric dynamics: Space-time cascades. *Atmospheric Research*, n° 96, 1-53.

Lovejoy S., Schertzer D., Stanvway J. D., 2001 : Direct Evidence of Multifractal Atmospheric Cascades from planetary scales down to 1 km. *Physical Review Letter*, Vol 86, 5200-5203.

Lovejoy, S., 1982 : Area perimeter relations for rain and cloud areas. *Science*, n° 187¸ 1035-1037.

Malamud B. D., Turcotte D. L., 2006 : The applicability of power-law frequency statistics to floods. *Journal of Hydrology*, n° 322, 1-4.

Mandelbrot B., 1975 : *Les objets fractals.* Paris, Flammarion, 268 pages.

Martin Ph., 2004 : *Modélisation fractale et structurelle des formes en géographie. Réflexion développée à partir d'exemples karstiques.* Avignon, HDR, 3 tomes, 658 pages.

Nottale L., 1998 : *La relativité dans tous ses états.* Hachette, Paris, 319 pages.

Péguy Ch-P., 2001 : *Espace, temps, complexité, vers une metagéographie.* Paris, Belin, 280 pages.

Reis A. H., Bejan A., 2009 : Constructal theory of global circulation and climate. *International Journal of Heat and Mass Transfer,* Vol 52, 4538-4547.

Sapoval B., 1997 : *Universalités et fractales.* Paris, Flammarion, 275 pages.

Schertzer, D., and S. Lovejoy, 1987 : Physical modeling and Analysis of Rain and Clouds by Anysotropic Scaling of Multiplicative Processes. *Journal of Geophysical Research, numéro D8 (8),* 9693-9714.

Tessier, Y., S. Lovejoy, and D. Schertzer, 1993 : Universal Multifractals: theory and observations for rain and clouds. *Journal of Applied Meteorology*, n°32, 223-250.

Verrier S., de Montera L., Barthès L., Mallet C., 2010 : Multifractal analysis of African monsoon rain fields, taking into account the zero rain-rate problem. Elsevier, *Journal of Hydrology*, n°389, pages 140-147.

Vignaux J-P., 2000 : *Géoclimatologie*. Paris, ellipses, 334 pages.

TENDANCES ET RUPTURES DES SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES DANS LA RÉGION MÉRIDIONALE DE L'AMAZONIE BRÉSILIENNE

Nathan DEBORTOLI [1], Vincent DUBREUIL [2], Carlos HENKE [3] et Saulo RODRIGUES FILHO [1]

[1] *Centro de Desenvolvimento Sustentável (CDS) – Universidade de Brasília (UnB), Brésil.*
nathandebortoli@unb.br
[2] *Laboratoire LETG-Rennes-COSTEL, UMR 6554 CNRS – Université Rennes 2, France.*
vincent.dubreuil@uhb.fr
[3] *Laboratório de Ecologia Aplicada (ECOA) – Universidade de Brasília (UnB), Brésil.*
carloshenke@unb.br

Résumé : *Un total de 207 stations pluviométriques d'Amazonie Méridionale et du Cerrado a été analysé à partir de deux tests statistiques, Pettitt et Mann-Kendall, et un test de corrélation linéaire. Sur l'ensemble des 207 stations analysées par le test de Pettitt, 39 (16 %) ont présenté des ruptures significatives dans les séries historiques, parmi celles-ci 33 des ruptures étaient négatives et 6 étaient positives. Avec le test de Mann-Kendall mensuel 85 stations (41 %) ont présenté des tendances négatives et 25 (12 %) des tendances positives. Les changements les plus significatifs ont été identifiés par le test de Mann-Kendall durant les mois des saisons de transition. De plus avec le test de corrélation linéaire appliqué sur ces données 136 (63 %) stations ont obtenu des tendances négatives, et 76 (37 %) des tendances positives de précipitations.*

Mots-clés *: Séries chronologiques pluviométriques, test de Mann-Kendall, test de Pettitt, rupture, Amazonie.*

Abstract: Tendances and ruptures in chronological rainfall series in the Meridional Amazon region.
We analyze 207 rainfall gauges located in the Southern Amazon Basin and the Cerrado using Pettitt and Mann-Kendall non-parametrical tests and a linear correlation test. Pettitt's test shows that 39 gauges (16%) present chronological ruptures in the rainfall historical series. From those, 33 present negative ruptures and 6 positive ones. Mann-Kendall monthly test puts in evidence that 85 (41%) of rainfall gauges used in the analysis present negative trends mainly in the transition seasons, between the onset and offset of the dry season and 25 (12%) positive ones during the weat season. Finally, the linear correlation test shows that 136 (63%) of rainfall data present negative trends, and 76 (37%) positive ones.

Keywords*: Chronological rainfall series, Mann-Kendall's test, Pettitt's test, rupture, Amazon.*

Introduction

Les précipitations et leur relation avec l'utilisation des sols révèlent la nécessité de développer des études pour mieux comprendre les effets de la déforestation sur le cycle hydrologique, et comment les activités anthropiques (e.g. l'agriculture et l'élevage) peuvent altérer le climat régional de la forêt amazonienne (Lean *et al.*, 1996 ; Sheil et Murdiyarso, 2009 ; Dubreuil *et al.*, 2012). Par conséquent, afin de mieux étudier ces interactions, Bruijnzeel (2004) suggère deux approches complémentaires pour évaluer la corrélation du cycle hydrologique avec les changements d'usage des sols et des changements de végétation : (i) les archives des moyennes historiques de précipitations concomitantes avec les informations sur les changements d'utilisation des sols de la même période et (ii) la modélisation des climats régionaux.

Dans le but d'obtenir une vue d'ensemble inédite du régime pluviométrique des aires déforestées de l'Amazonie méridionale et leur relation avec la période plus importante des changements d'occupation du sol dans la région, il a été réalisé deux tests statistiques (Pettitt et Mann-Kendall) pour identifier des ruptures et tendances pluviométriques dans le Rondônia et le Mato Grosso en incluant les espaces frontaliers des Etats d'Amazonas, du Pará, du Tocantins et de Goiás. Le choix de la région d'étude correspond à la partie sud de l'arc de déforestation amazonien et présente un climat marqué par une forte opposition saisonnière entre la saison des pluies (d'octobre à avril) et la saison sèche.

1. Méthodologie de choix des séries utilisées

Les données pluviométriques ont pu être recueillies et téléchargées grâce à l'outil en ligne «Hidroweb», de l'Agence Nationale de l'Eau (ANA). Au total, les données de 634 stations pluviométriques ont été recueillies, soit un total de 4 907 645 jours de données de pluie. Les données ont été sélectionnées selon la méthodologie suivante :

(a) Les données de pluviométrie quotidienne ≤ 100 mm ont été considérées comme « consistantes » tandis que celles > 350 mm ont été considérées « inconsistantes » afin d'éliminer beaucoup de valeurs aberrantes. Les valeurs entre 100 et 350 mm ont été soumises au critère suivant : pour chaque station ''X'': si la moyenne des pluies des 10 stations voisines les plus proches de ''X'' est supérieure à 10 % de la valeur de la pluviométrie de la station ''X'', la donnée de la station ''X'' est considérée « consistante » ; dans le cas contraire, elle est considérée « inconsistante » et éliminée.

(b) L'ensemble des données mensuelles et les totaux mensuels pour chaque station ont été analysés afin d'éliminer les valeurs de pluie inadéquates comme, par exemple, les précipitations très au-dessus ou en-dessous des moyennes normales du mois et combler les lacunes partielles. Au niveau mensuel, lorsque les données étaient manquantes, le jeu de données a été traité de la façon suivante : si durant une année ''X'' seulement deux mois présentent des hiatus, ces mois peuvent être substitués par leur moyenne historique respective. Si le hiatus représente plus de deux mois durant une année ''X'', celle-ci n'est pas incluse dans l'analyse.

(c) Toutes les séries doivent ensuite comporter des données avec des périodes incluant au moins le début de la décennie 80 (début de la phase intensive de colonisation et déforestation) jusqu'à 2010. Cette étape prévoyait initialement d'éliminer n'importe quelle station ne présentant pas une période minimum de 30 années comme le recommande l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale). Toutefois, de par le contexte historique de colonisation il y a moins de 35-40 ans, il a été décidé d'inclure les stations avec un minimum de 20 années de mesures. En outre, dans les analyses statistiques ont été prises en compte seulement les stations qui comportaient des arrêts de mesures pendant au maximum 5 années dans la série de données.

Après avoir correctement substitué les données mensuelles manquantes et éliminé les séries trop courtes ou incomplètes, il a été possible de réaliser le calcul de la moyenne des totaux annuels de précipitation pour un ensemble de 207 stations sur les 634 stations pluviométriques initiales : au final, sur 2 497 297 jours de mesures de précipitation, il reste 270 755 jours où les données sont manquantes, soit 10 % du total des données.

2. Test de Pettitt – Identification des ruptures (séries pluviométriques)

Le test de Pettitt identifie si les séries pluviométriques historiques sont homogènes par l'intermédiaire de calculs statistiques. C'est un test non paramétrique qui ne requiert pas d'hypothèse sur la distribution des données. Le test de Pettitt est une adaptation du test de Mann-Withney basé sur les rangs pour identifier le moment d'une transition dans les séries (Petitt, 1979). Les paramètres utilisés pour ce test ont été : hypothèse alternative $\neq 0$; niveau de satisfaction de 5% ; nombre de simulations : 10 000 ; t maximum de simulation 180 (s). Les données contenant des hiatus ont été ignorées. Le test a été réalisé pour toutes les stations comportant plus de 20 années de données. Sur le total des 207 stations, 39 (16 %) ont présenté des ruptures significatives dans les séries historiques. Parmi celles-ci, 33 présentaient des ruptures négatives avec une baisse des pluies après la date de la rupture, et 6 présentaient des ruptures positives avec un accroissement des précipitations après la date de la rupture.

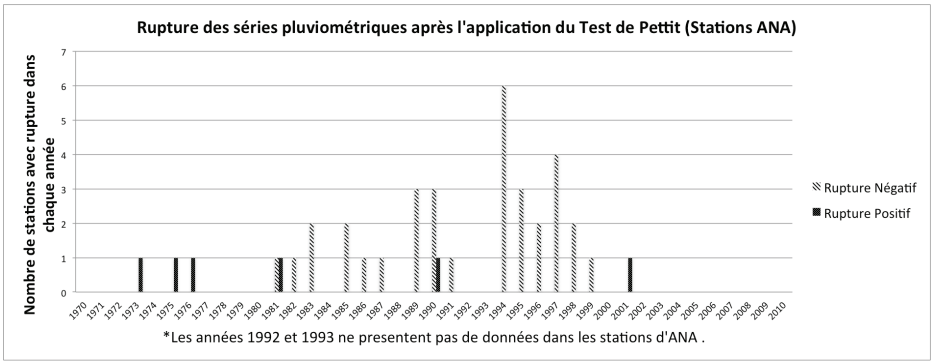


Figure 1 : Stations pluviométriques présentant des ruptures dans les séries historiques après traitement statistique par le test de Pettitt. En gris, des stations avec rupture négative, en noir des stations avec rupture positive. L'axe x comporte les années où la rupture a été identifiée et l'axe y le nombre de stations avec rupture.

Sur la figure 1, on observe qu'à partir de la fin de la décennie 80, il y a eu un accroissement du nombre de stations présentant des ruptures, période qui s'est poursuivie jusqu'à la fin de la décennie 90. L'année 1994 est la plus significative mais s'explique en partie par les années 1992 et 1993 où l'absence de données s'explique par des hiatus systématiques sur l'ensemble des séries historiques du jeu de données de l'ANA. Il convient de rappeler que les ruptures dans les données pluviométriques des stations peuvent être liées à des phénomènes naturels ou à des questions de différences des instruments de mesures (Edwards, 2010). Cependant, il est intéressant de noter que la période de rupture visible dans les séries historiques pluviométriques est concomitante avec la plus importante période d'activité de déboisement et de l'avancée de la frontière agricole dans la région (PRODES, 2003). En effet, en 1994, la déforestation de l'Amazonie a atteint un des indices les plus élevés de l'histoire, avec plus de 29 000 km² dévastés sur la période. Les résultats de cette analyse sont semblables à ceux de Lean *et al.*, 1996 ; Callede *et al.*, 2008 ; Espinoza-Villar, 2009, particulièrement pour les années 1993 et 1994. Cependant, la figure 2 ne montre pas de localisation particulière des stations présentant une rupture selon ce test.

Figure 2 : Test de Pettitt, avec les stations enregistrant des ruptures négatives et positives ; ANA (1970-2010).

3. Test de Mann-Kendall - Identification des tendances (séries pluviométriques)

Le test de Mann-Kendall est normalement utilisé parallèlement à un test non paramétrique pour déterminer si une tendance est identifiable au sein d'une série temporelle, incluant possiblement une composante saisonnière. Ce test de tendance non paramétrique est le résultat d'un test amélioré, initialement étudié par Mann, puis par la suite repris par Kendall et finalement optimisé par Hirsh qui a pris en considération la composante saisonnière (Libiseller et Grimvall, 2002). Ces tests sont basés sur l'hypothèse nulle H0 qu'il n'y a pas de tendance dans la série. Trois hypothèses alternatives existent et sont celles de l'évolution

négative, nulle, ou positive. Les tests de Mann-Kendall sont basés sur le calcul de la mesure de Kendall et du taux d'association entre deux échantillons fondamentaux basés sur les rangs (Mann, 1945). Le test a été réalisé sur les stations de deux façons : d'abord sur les séries historiques des totaux pluviométriques annuels pour les 207 stations et ensuite avec les séries mensuelles pour toutes les stations. Les analyses des séries historiques (1970-2010) ont permis de discriminer les stations : (1) celles présentant des tendances positives et négatives au test de Mann-Kendall, (2) celles ne présentant pas de tendance, (3) celles présentant une rupture positive ou négative au test de Pettitt et enfin (4) celles présentant les deux tendances positives et/ou négatives au test de Mann-Kendall.

Tests Statistiques	Ruptures/Tendances Positives (+)	Ruptures/Tendances Négatifs (-)	Sans Tendances/ Ruptures
Test de Pettitt	6	34	168
Test de Mann-Kendall Annuel	10	35	162
Test de Mann-Kendall Mensuel	25	85	88
Test de Pettitt + Test de Mann-Kendall Annuel	4	19	184

Tableau 1 : Répartition des 207 stations selon les tests de tendances de Mann-Kendall et le test de rupture de Pettitt.

Le tableau 1 met en évidence que 35 (17 %) des 207 stations présentent des tendances négatives avec le test de Mann-Kendall annuel et 10 (5%) des tendances positives. Cependant, 162 stations (78 %) ne présentent pas de tendances avec Mann-Kendall annuel. Malgré cela, 19 (9 %) des stations ont présenté des ruptures/tendances négatives pour le test de Pettit concomitant avec le test de Mann-Kendall, et 4 (2 %) des ruptures et tendances positives. Certaines stations aux ruptures positives semblent être liées à des défauts de calibrage des capteurs de pluie ou bien à des événements extrêmes locaux. Pourtant, avec le test de Mann-Kendall mensuel les tendances sont beaucoup plus significatives. Au mois de mai, par exemple, 39 (23 %) des stations présentent des tendances négatives, et entre septembre et octobre 41 stations (23 %) présentent des tendances négatives. Ces données sont alors de bons indicateurs d'un allongement de la saison de sécheresse et d'un amenuisement de la période pluvieuse. Sur la figure 3, il peut être observé les stations avec tendances pour le test de Mann-Kendall mensuel.

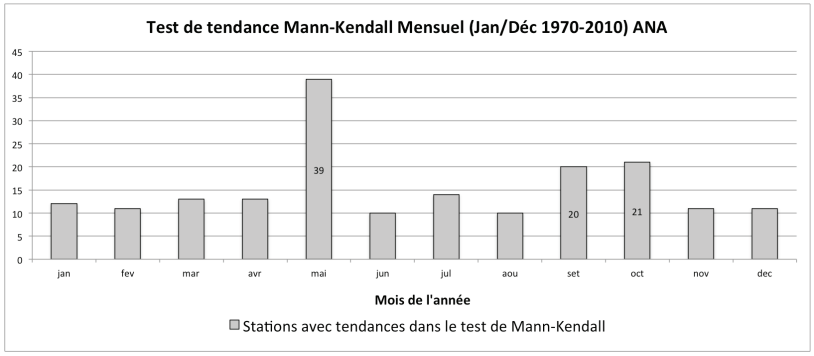


Figure 3 : Nombre de stations présentant des tendances dans les séries historiques selon le test de Mann-Kendall.

Ainsi, les mois de l'année durant lesquels s'observent les changements les plus significatifs identifiés par le test de Mann-Kendall, sont ceux des mois d'automne et de printemps austral, donc, pendant les saisons de transition. Comme référence aux résultats du test de Mann-Kendall mensuel, Li *et al.* (2008) ont aussi identifié un renforcement de la saisonnalité par allongement de la période sèche. Selon Nobre *et al.* (1991), la région du Centre-Ouest Brésilien devrait subir un fort préjudice en termes de précipitations à cause des changements d'occupation et d'usage du sol.

Concernant la spatialisation du test de Mann-Kendall mensuel pour la période annuelle de janvier à décembre, la figure 4 illustre qu'il n'existe pas d'analogie spatiale définie entre les stations avec des tendances positives, négatives ou ambiguës. Finalement, sur 207 stations, 88 (soit 43 %) ne présentent pas de tendance, 85 (41 %) présentent des tendances négatives et 25 (12 %) des tendances positives et 9 (4 %) ambiguës. Concernant la distribution spatiale pour les tests de Mann-Kendall pendant 12 mois (période janvier-décembre), il est à noter qu'outre le mois de mai présentant la plus grande concentration de tendances dans la région sud-est de la région analysée, il est encore difficile d'établir une classification régionale des stations météorologiques. A l'instar de mai, les mois de septembre et octobre ont des tendances significatives mais sont localisées dans la partie nord/nord-ouest de la région d'étude.

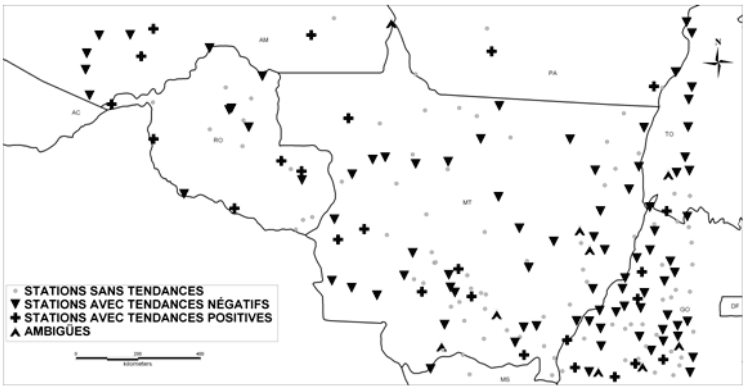


Figure 4 : Test de Mann-Kendall, stations avec des tendances négatives, positives et ambigües pour tous les mois (*i.e.* ambigües différentes en fonction des mois) ; ANA (1970-2010).

Rappelons que Lean *et al.* (1996) et Rosolem (2005) ont également identifié une réduction des précipitations pendant la période de transition dans les aires déboisées de l'Arc de Déforestation brésilien. Ainsi, même si près de 70 % de la pluie dans l'Etat du MT tombe de novembre à mars, la diminution des pluies pendant les époques de transitions entre l'été et l'hiver austral pourraient affaiblir considérablement le bilan hydrique annuel.

4. Les tendances pluviométriques – test de régression linéaire

Une troisième analyse a permis de tester les séries historiques pluviométriques pendant la période 1970-2010 en utilisant des régressions linéaires (y = ax+b) pour vérifier quelles stations ont connu des décroissances ou des croissances de précipitations dans la région d'étude. En effet, les tests de Mann-Kendall et Pettit ne saisissent pas des tendances plus subtiles alors même que leur importance peut être grande lorsqu'elles deviennent nombreuses. Les résultats obtenus montrent que 136 stations (63 %) présentent des tendances négatives significatives supérieures à 20 % et 76 (37 %) des tendances positives significatives. La cartographie de ces tendances (non montrée ici) montre que dans les régions au sud, et sud-ouest de l'Etat du Mato Grosso, ainsi que dans le sud de l'Etat d'Amazonas, s'observe la majeure partie des tendances positives, tandis que la majeure partie des tendances négatives s'observe dans les régions au nord-ouest du Rondônia, et dans le nord et sud-est du Mato Grosso et le nord du Tocantins et du Goiás, c'est-à-dire les régions les plus touchées par la déforestation. Ainsi, le déboisement paraît avoir de forts impacts dans le cycle hydrologique et sur la convection à plusieurs échelles, en fonction de l'étendue des aires déboisées à l'échelle régionale (Durieux, 2002).

Conclusion

Les résultats de l'analyse de 207 stations pluviométriques en l'Amazonie méridionale montrent qu'environ les deux tiers des stations présentent une baisse de leur pluviométrie moyenne annuelle. Cette tendance est significative pour 85 stations (41 %) selon le test de Mann-Kendall mensuel. Seulement 76 stations (soit 37 %) ne présentent aucune tendance

avec Mann-Kendall annuel et mensuel ni de ruptures dans le test de Pettitt. Les mois de l'année où les changements les plus significatifs ont été identifiés grâce au test de Mann-Kendall sont ceux des saisons d'automne et de printemps. Au mois de mai, 39 stations (23 %) présentent des tendances négatives statistiquement significatives au cours de la période, et 41 (23 %) entre septembre et octobre. La baisse de la pluviométrie semble donc se concentrer sur le début et la fin de la saison des pluies en n'affectant que modestement la pluviométrie dans son ensemble. Ces résultats corroborent plusieurs études menées jusqu'alors uniquement par la modélisation, faute d'étude systématique sur les séries pluviométriques. Les auteurs souhaitent ainsi prolonger ces analyses en affinant les liens possibles entre les précipitations historiques et l'utilisation des sols au niveau de chaque station. L'objectif est de mieux comprendre s'il existe des relations directes entre les tendances pluviométriques et la dynamique du déboisement en Amazonie méridionale depuis une trentaine d'année.

Références bibliographiques

Agência Nacional de Águas - ANA, 2012 : http://www2.ana.gov.br/Paginas/default.aspx ; consulté le 2 janvier, 2012.

Bruijnzeel L.A., 2004 : *Agriculture, Ecosystems And Environment,* 104, 185-228.

Callede, J., Ronchail, J., *et al*., 2008 : Deboisement amazonien : son influence sur le debit de l'amazone à Óbidos. *Rev. Sci. Eau Revue des Sciences de L'eau,* 21(1), 59-72.

Dubreuil V., Debortoli N., *et al*., 2012 : Impact of land-cover change in the southern amazonia climate: a case study for the region of alta floresta, Mato Grosso, Brazil. *Environmental Monitoring And Assessment,* 184(2), 877-891.

Durieux L., 2002 : *Étude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en amazonie.* Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, Marseille, France.

Edwards P. N., 2010 : *A vast machine: computer models, climate data, and the politics of global warming*. Mit Press.

Espinoza-Villar J., 2009 : *Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du basin amazonien.* Thèse de Doctorat, Université Paris 6, École doctorale "Sciences de L'environnement d'ile-de-France", Paris, France.

Hidroweb – ANA, 2012 : http://hidroweb.ana.gov.br/ ; consulté le 13 janvier, 2012.

Lean J., Bunton C.B., Nobre C.A., Rowntree P.R., 1996 : The simulated impact of amazonian deforestation on climate using measured abracos vegetation characteristics. *In: Gash, J.H.C., Nobre, C.A., Roberts, J.M., Victoria, R.L. (Eds.), Amazonian deforestation and climate,* Wiley, Chichester, 549-576.

Li W., Fu R., Negrón Juárez R. I. et Fernandes K., 2008 : Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 363(1498), 1767-1772.

Libiseller C. et Grimvall A., 2002 : Performance of partial Mann–Kendall tests for trend detection in the presence of covariates. *Environmetrics,* 13(1), 71-84.

Mann H.B., 1945 : Non Parametric Test Against Trend. *Econometrika*, 13, 245-259.

Nobre C, Sellers P. et Shukla J., 1991 : Amazonian deforestation and regional Climate change. *Journal of Climate,* 4, 957-988.

Pettitt A.N., 1979 : A Non-Parametric Approach To The Change-Point Problem. *Applied Statistics*, 28, 126-135.

PRODES, 2003 : Monitoramento da floresta brasileira por satélite. http://www.obt.inpe.br/prodes.html ; consulté le 13 janvier 2012.

Rosolem R., 2005 : *O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: um estudo de caso para a rodovia cuiabá-santarém.* Escola superior de Agricultura Luiz de Queiroz. Piracicaba, Universidade de São Paulo. Mestre em Ecologia de Agroecossistemas, 82.

Sheil D., Murdiyarso D., 2009 : How Forests Attract Rain: An Examination Of A New Hypothesis. *Bioscience*, 4, 59, 341-347.

World Meteorological Organization - WMO, 2012 : http://www.wmo.int/pages/index_fr.html ; consulté le 5 janvier 2012.

VALIDATION PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DE L'ENNEIGEMENT DANS LES ALPES AUTRICHIENNES POUR L'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA VILLE DE VIENNE

Jean-Pierre DEDIEU [1], Christophe RANDIN [2] et Massimiliano ZAPPA [3]

[1] *CNRS / UJF-Grenoble 1 / IRD, LTHE. 70, rue de la Physique. 38400 Saint Martin d'Hères, France. jean-pierre.dedieu@ujf-grenoble.fr*
[2] *UNIBAS, University of Basel, Schönbeinstrasse 6, CH-4056 Basel, Suisse. christophe.Randin@unibas.ch*
[3] *WSL-SLF, Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape, Birmensdorf, CH-8903, Suisse. massimiliano.zappa@wsl.ch*

Résumé *: Ce travail présente l'apport de la télédétection spatiale optique pour valider les simulations de l'enneigement en haute montagne proposées par la modélisation hydrologique et climatique. Dans le cas d'une application pour l'alimentation en eau potable de la ville de Vienne (Autriche), l'étude porte a) sur la confrontation entre enneigement simulé et observé (hivers 1998 à 2000), puis b) une projection future des conditions d'enneigement pour la période 2081-2100 sur la base de scénarios appliqués à des modèles climatiques régionaux (référence 1981-2000). Les résultats de la validation par télédétection optique SPOT sont satisfaisants pour la période actuelle de référence (R^2 = 0,96) et les simulations futures indiquent une fonte nivale avancée de trois semaines à un mois pour la fin du XXIème siècle.*

Mots-clés *: Nivologie, changements climatiques, télédétection, modélisation.*

Abstract: Snow monitoring using remote sensing in the Austrian Alps for water supply of the city of Vienna. *This work presents the benefits of optical remote sensing to validate snow cover retrieval from hydrological and climatic modeling. In the case of an application dedicated to water management for domestic needs of the city of Vienna (Austria), the study exposes i) the comparison between simulated and observed snow cover (years 1998-2000), and ii) future scenarios for the time-period 2081-2100 based on current regional climatic models data (1981-2000). Results of SPOT remote sensing validation are satisfactory (R^2=0.96) and future simulations propose a melting season one month earlier for the end of the XXIth century.*

Keywords*: Snow, global change, remote sensing, modeling.*

Introduction

La couverture nivale dans les Alpes est particulièrement réactive aux changements climatiques (IPCC, 2007) car l'augmentation des températures moyennes enregistrée au cours des deux dernières décennies affecte particulièrement les conditions de stockage des réserves en neige et la dynamique temporelle des débits restitués en aval (Beniston, 2004). Se pose donc le problème des modifications de l'hydrologie de montagne, en particulier pour l'adaptabilité des systèmes de gestion en eau potable.

Si la consommation domestique a marqué une diminution depuis les années 1990 dans les principales capitales européennes, due conjointement à une sensibilisation des usagers au problème de l'eau et à une hausse significatives des coûts à la facturation (Poquet et Maresca, 2006), il n'en reste pas moins que les principales Agences de l'eau ont initié des études de simulation sur l'état des ressources disponibles et leur répartition intra-annuelle pour les horizons 2050 et 2100.

Pour simplifier, les modèles sont basés sur les observations climatiques et hydrologiques actuelles (20-30 ans de référence) et sur lesquelles des anomalies de températures et précipitations sont appliquées (scénarios du GIEC). Dans les régions montagneuses soumises à un régime nival, tout le problème repose sur la durée future de l'enneigement (limite pluie/neige) et sur l'équivalent en eau des stocks neigeux (hauteur x densité), deux paramètres gouvernant la gestion des ressources.

1. Zone d'étude

Cette étude présente une application dans le secteur oriental des Alpes, en Autriche, sur un territoire montagneux aménagé depuis la fin du XIXème siècle par l'Agence de l'Eau de Vienne (WWW, Wiener Wasser Werke) et contrôlant le réseau d'alimentation d'une ville de 1,8 millions d'habitants (73 m^3/an/hab.). Un vaste maillage de canaux et viaducs permet toujours à cette capitale de bénéficier d'un apport en eau de grande qualité, puisée dans des montagnes calcaires situées à 150 km de l'agglomération (figure 1). Les bassins d'alimentation se répartissent sur 6500 km^2, mais l'étude de validation est concentrée sur un secteur-clé de 1500 km^2 (47°40'N, 15°30'E), représentatif du contexte climatique observé sur les massifs.

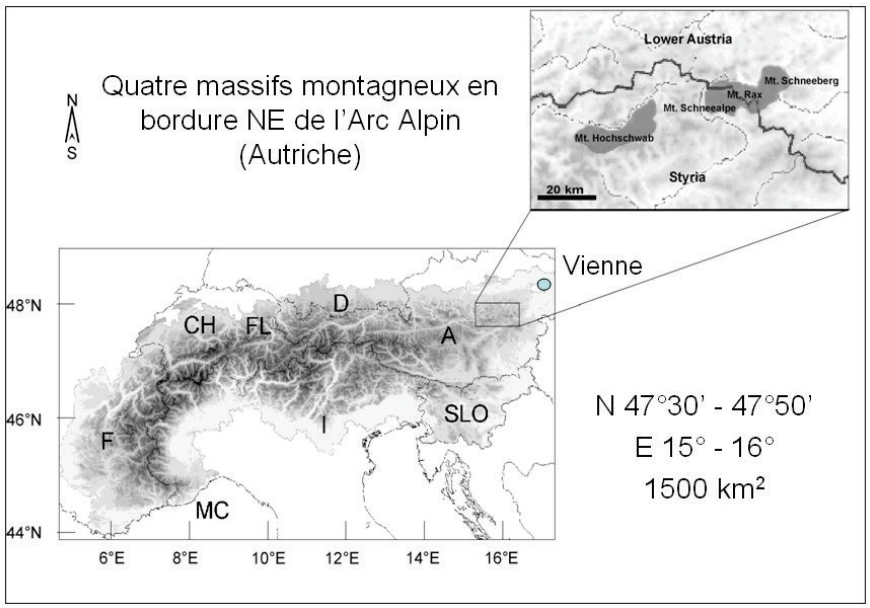


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude.

Les quatre montagnes concernées (Mts Schneeberg, Schneealpe, Rax et Hochschwab) ne culminent qu'à 2200 m d'altitude, mais ont toujours bénéficié d'un enneigement conséquent avec une restitution différée des débits, due à la nature karstique du milieu. Comme indiqué plus haut, les prises d'eau sont distribuées aux exutoires autour des massifs pour alimenter à 95 % l'agglomération viennoise. Leur nombre est en constante augmentation, due à l'accroissement récent de la population urbaine (flux migratoires d'Europe de l'Est), et ce dans le contexte actuel de changement climatique global.

2. Méthodes et données

2.1. Validation par télédétection de la modélisation du couvert nival

Afin de pouvoir calculer l'étendue spatiale et temporelle des surfaces enneigées pour la période actuelle, la méthode retenue a été d'utiliser deux modèles et de comparer leurs performances face à l'observation issue de la télédétection spatiale optique. Le premier modèle est un modèle hydrologique spatialisé semi-distribué, *PREVAH* (*Precipitation Runoff Evapotranspiration Hydrological Response Units*) et a été créé au WSL/SL, Suisse (Gurtz *et al.*, 1999 ; Zappa, 2008). Le modèle est basé sur la création d'entités (clusters) de réponse hydrologique semblable (HRUs). Cette agrégation de cellules identiques dans la maille du modèle peut donner plusieurs HRUs au sein d'un même bassin versant, car l'approche se fonde sur une intégration physique des paramètres d'entrée (température, précipitation, radiation globale, humidité). PREVAH a été appliqué avec succès pour reconstituer les débits

restitués ou la couverture neigeuse en zone de haute montagne (Randin *et al.*, 2009 ; Viviroli *et al.*, 2009).

Le second modèle utilisé est nivologique (*SNOW-MODEL*) et présente l'avantage d'intégrer en plus les champs de vent (vitesse, direction), ce que ne fait pas *PREVAH*. La comparaison sera donc intéressante. Crée à l'Université du Colorado, USA (Liston et Elder, 2006), il est principalement dédié pour la haute montagne. En sortie, les deux modèles calculent des cartes d'enneigement (nombre de jours) et d'équivalent en eau (base mensuelle).

La grille de distribution des valeurs est obtenue par un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à maille de 20 m. Les données météorologiques d'entrée ont été fournies par l'Office Météorologique National Autrichien (ZAMG) pour 14 stations et les valeurs de débit par le WWW (11 stations de jaugeage) pour contrôle des sorties du modèle hydrologique. La période de référence est de 20 ans (1981-2000) au pas quotidien.

Pour la télédétection, un jeu de 12 images SPOT haute résolution (HRVIR) à 20 m a été fourni par l'Université Technologique de Vienne (TU-Wien) pour des dates-clés représentatives de l'accumulation et de la fusion nivale de 1998 à 2000 (tableau 1). Ces trois hivers ont été sélectionnés pour leur représentativité de la série 1981-2000 (Kraus *et al.*, 2002). La télédétection optique visible et infra-rouge permet aisément de distinguer la neige des autres surfaces (Dozier *et al.*, 1989 ; Painter *et al.*, 2009). Après corrections radiométriques et géométriques des effets du relief, il est possible de restituer les pourcentages de couverture neigeuse par pixel (Sirguey *et al.*, 2009 ; Dedieu *et al.*, 2010). Les images SPOT utilisées dans cette étude sont de niveau 1A (brut), références 058-253, et ont été classifiées pour comparaison avec les cartes d'enneigement simulées pour les mêmes dates par les deux modèles *PREVAH* et *Snow-Mode*l.

Date	Capteur
18/02/1998	Spot2
20/02/1998	Spot1
31/03/1998	Spot2
08/05/1998	Spot1
27/02/1999	Spot2
19/03/1999	Spot4
10/05/1999	Spot4
06/06/1999	Spot2
28/02/2000	Spot1
22/03/2000	Spot4
03/05/2000	Spot4
27/05/2000	Spot4

Tableau 1 : Liste des images satellites.

2.2. Choix des modèles climatiques et simulations futures

La littérature propose de nombreux modèles de circulation générale (GCM) et climatologie régionale (RCM). Les GCMs sont fondés sur la simulation des champs de pression du couple océan-atmosphère à mésoéchelle, avec une résolution verticale de 30 km dans la stratosphère (hybride) et horizontale de 250 km à 120 km (2,8°), selon le modèle (maille régulière). L'atmosphère est ainsi divisée en « boîtes » tridimensionnelles. Pour leur part, les RCM sont pilotés par un GCM, mais ont été réduits dynamiquement à une échelle horizontale plus fine, comprise entre 10 et 15 km (0,5°). Ainsi, les niveaux du modèle prennent mieux en compte les caractéristiques topographiques de la surface par rapport à un GCM, plus généraliste. Ils intègrent donc plus finement l'impact de la topographie locale sur les valeurs simulées de température et précipitations. Mais leur fiabilité repose sur la double qualité du GCM-source et de la réduction dynamique opérée (descente d'échelle). Dans le cadre de notre étude, nous avons souhaité comparer les simulations proposées par deux modèles :

*** HadCM3** (Hadley Centre Coupled Model, version 3) est un GCM du Hadley Center (GB) à résolution horizontale de 2,5°. C'était le modèle prioritaire utilisé pour les scénarios IPCC du rapport 2007. Nous avons obtenu les données réduites à l'échelle régionale par le Tyndall Centre for Climate Change Research, Climatic Research Units (CRU). La grille CRU présente une résolution de 0,8° (16 km). Les simulations sont proposées pour 4 variables : température

(T°C), précipitations (mm), vapeur d'eau (hPa) et nébulosité (10ème) en valeurs mensuelles de 2000 à 2100. Cette grille a été appliquée sur notre zone d'étude.

*** HirHam4** est un RCM du Danish Meteorological Institute (DK) à résolution horizontale de 10 km (0,5°), donc plus fine, et couvrant l'ensemble de l'Arc Alpin. Il est piloté par le GCM « ECHAM-5 » du même Institut et est actuellement utilisé par de nombreux laboratoires en Europe. Par rapport à HadCM3, il offre l'avantage théorique d'une meilleure prise en compte de l'altitude locale de chaque cellule de la grille, élément important pour les simulations de l'enneigement sur nos massifs de travail (altitude du 0° C pour la limite pluie/neige).

Concernant les différents scénarios possibles du GIEC, nous avons calculé les projections climatiques futures sur notre zone d'étude à partir des données historiques reconstituées du ZAMG–HISTALP (http://www.zamg.ac.at/histalp/) pour les températures et précipitations (figures 2 et 3). C'est l'option du scénario « intermédiaire » A2 qui a été retenue.

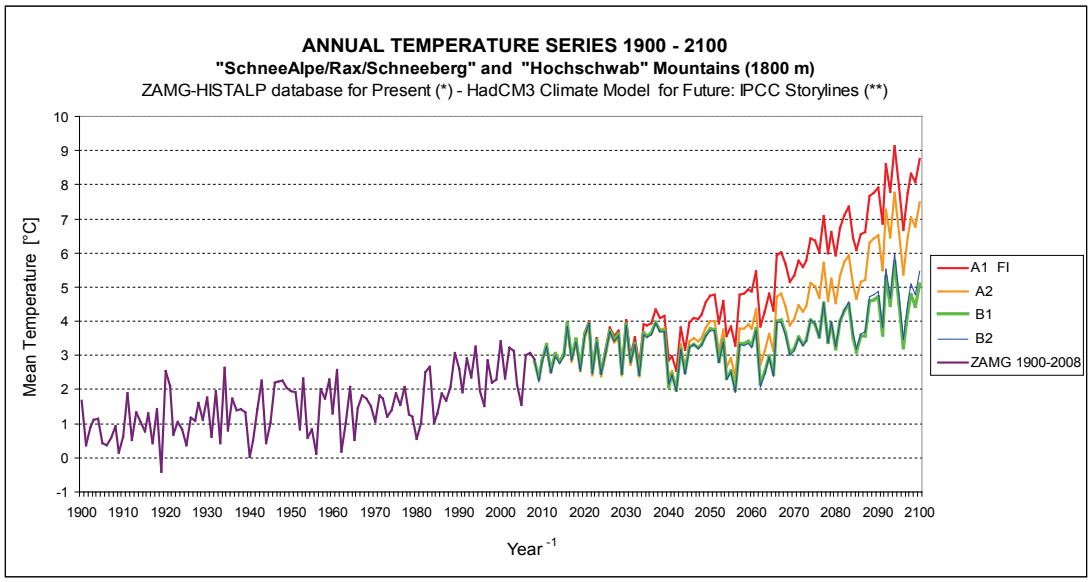


Figure 2 : Températures journalières 1900-2008 (reconstitution HISTALP) et 2008-2100 (simulations HadCM3) pour la zone des 4 montagnes.

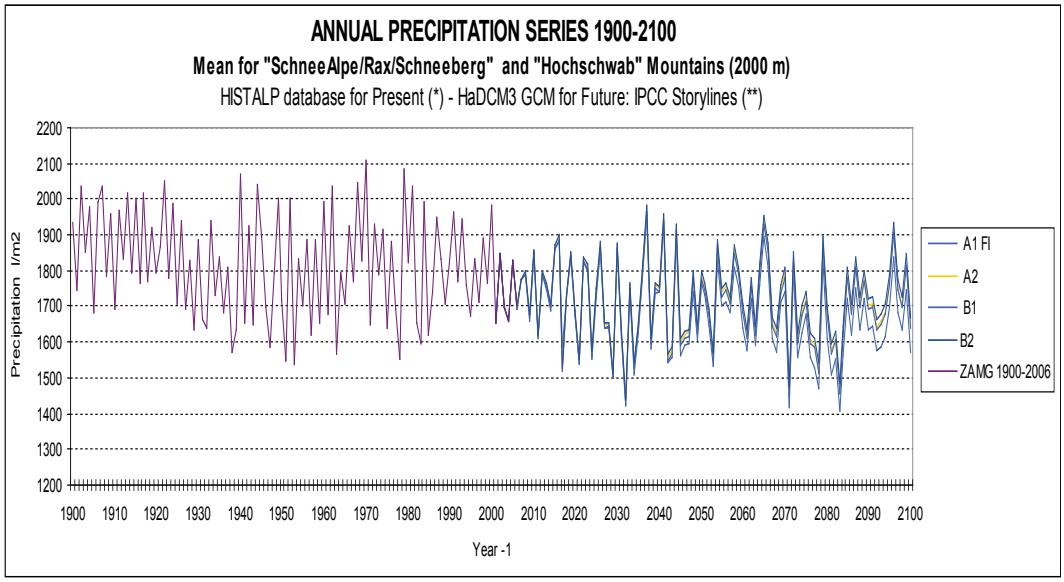


Figure 3 : Précipitations journalières 1900-2006 (reconstitution HISTALP) et 2006-2100 (simulations HadCM3) pour la zone des 4 montagnes.

3. Résultats et discussion

3.1. Comparaison actuelle entre couvert neigeux simulé et observé

Une analyse statistique comparative a été menée entre les cartes de neige journalières simulées par les deux modèles *PREVAH*, *Snow-Model* (figure 4) et les cartes issues de l'observation spatiale (images SPOT à 20m). Elle offre une corrélation significative ($R^2 = 0,96$) et un faible taux de fausses alertes (FA : 2 %). Par ailleurs, les deux modèles surestiment de 15 à 20 % les hauteurs de neige et EEN en regard des mesures *in situ*, particulièrement en début de saison. Ce biais est probablement dû à une surestimation par les modèles des précipitations solides en régime de vent fort, phénomène fréquent en cette région. Il apparaît que les deux modèles, bien que de conception différente, vont dans la même orientation statistique et cartographique pour la période actuelle. La télédétection spatiale optique apparaît comme un outil de validation pertinent.

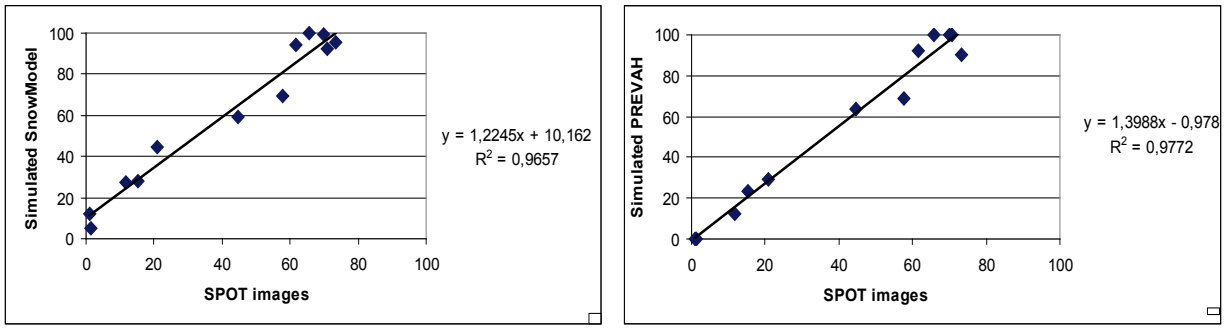


Figure 4 : Comparaison des performances de cartographie du couvert nival entre SPOT et Snow-Model (gauche), PREVAH (droite) pour 12 dates de 1998 à 2000 (cf. tableau 1).

3.2. Simulation future de l'enneigement

Le scénario IPCC-A2 propose une augmentation annuelle des températures entre 2,1 °C pour 2050 et 3,6°C pour 2100 (figure 2) et une diminution des précipitations annuelles de 20 % (figure 3). Les deltas mensuels de ces projections 2081-2100 versus la référence 1981-2000 ont été appliquées aux sorties des modèles *PREVAH* et *Snow-Model*. La figure 5 présente un exemple de simulation pour l'équivalent en eau en Avril (PREVAH). HadCam3 et HirHam4 donnent en fait des simulations très similaires. Ils indiquent une fonte nivale plus précoce de 3 semaines à un mois selon l'orientation des sites, et une quasi-disparition de la couverture neigeuse dans les altitudes inférieures à 1500 m.

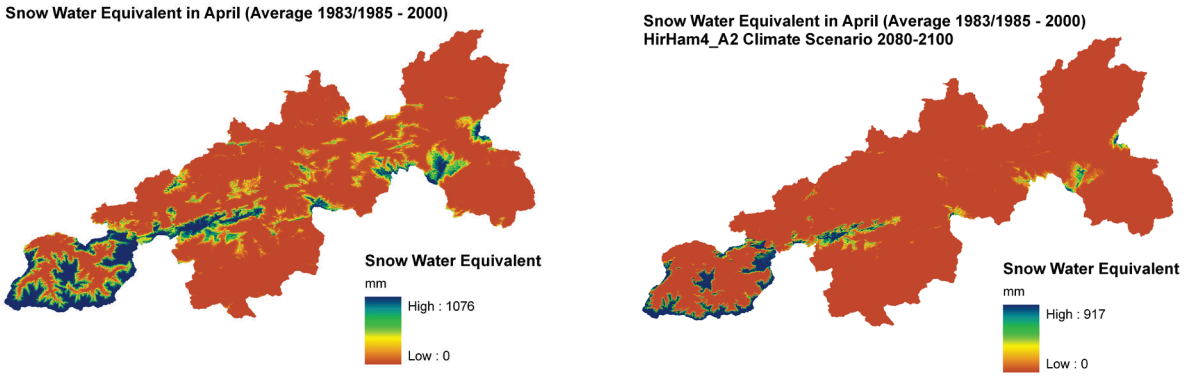


Figure 5 : Comparaison de l'équivalent en eau calculé pour le mois d'avril (moyenne 1983-2000) et une simulation pour la période 2081-2100. Modèle Hydrologique PREVAH et modèle climatologique HirHam4-A2.

Conclusion

La télédétection spatiale optique constitue désormais un outil qui a atteint son stade de maturité en termes de fiabilité. Il est donc bien adapté pour le suivi à l'échelle régionale des paramètres nivologiques. Les résultats présentés dans cette étude montrent la représentativité de ses performances pour valider des modèles dédiés en l'hydrologie nivale de montagne. Sur la base de ces résultats satisfaisants, il est possible de tenter des projections futures de l'enneigement et d'en mesurer ensuite l'impact en termes de stratégie socio-économique. Ces éléments impliquent une réflexion en cours pour la gestion future des réserves en eau potable de l'agglomération viennoise.

Remerciements : Les auteurs remercient l'Université Technique de Vienne (TU-Wien) pour les images satellite SPOT, l'Agence de l'eau de Vienne (WWW) pour l'accès aux données nivologiques de terrain ainsi que les mesures de débits, Raphael Hubacher du WSL-SLF pour son travail de modélisation sur PREVAH, les Dr. Johannis Xenarios et Li Long du Vital-IT High Performance Computing Center de l'université de Lausanne, ainsi que l'Agence Météorologique Autrichienne (ZAMG) pour toutes les données des stations d'observation.

Références bibliographiques

Beniston M., 2004 : *Climatic change and its impacts. An overview focusing on Switzerland*. Kluwer Academic Publishers, Dordrech/The Netherlands and Boston/USA, 296 pp.

Dedieu JP., Boos A., Kiage W., Pellegrini M., Ravazzani G., Cremonese E., Salandin A. and Finger D., 2010 : Retrieval and validation from 10 years of MODIS data for hydrological modelling. Snow cover monitoring in upper Rhone and Po river basins. *PERTH Climate Change and Mountains Conference*, PTHPA-2.5, 185-186.

Dozier J. and Mark D., 1989 : Snow mapping and classification from Landsat Thematic Mapper data. *Annals of Glaciology*, 9, 87-103.

Gurtz J., Baldensweiler A. and Lang H., 1999 : Spatially-distributed hydrotope-based modelling of evapotranspiration and runoff in mountainous basins. *Hydrological Processes*, 13, 2751-2768.

Kraus K., Jansa J., Blöschl G., Kirnbauer R. and Kuschnig G., 2002 : Assessment of the Areal Snow-Water-Equivalent in the Alpine Catchment area of "Wiener Hochquellenwaserleitung" for the Management of Fresh Water Supply of Vienna. *ESA*-AO3, Project #123 Final report, 64 p.

IPCC, 2007 : *AR4, Climate Change 2007*: Fourth Assessment Report. Geneva, Switzerland, 104 p.

Liston G. E. and Elder K., 2006 : A distributed snow-evolution modeling system (SnowModel). *Journal of Hydrometeorology*, 7, 1259-1276.

Painter T.H., Rittger K., McKenzie C., Slaughter P., Davis R.E. and Dozier J., 2009 : Retrieval of subpixel snow covered area, grain size and albedo from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 113, 868-879.

Poquet G. et Maresca B., 2006 : La consommation d'eau dans les grandes villes européennes. *Credoc*, 192 (06).

Randin C.F., Engler R., Normand S., Zappa M., Zimmermann N.E., Pearman P.B., Vittoz P., Thuiller W. and Guisan A., 2009 : Climate change and plant distribution: local models predict high-elevation persistence. *Change Biology,* 15, 1557-1569.

Sirguey P., Mathieu R. and Arnaud Y., 2009 : subpixel monitoring of the seasonal snow cover with MODIS at 250m spatial resolution in the Southern Alps of New Zealand – Methodology and accuracy assessment. *Remote Sensing of Environment*, 113, 160-181.

Viviroli D., Zappa M., Gurtz J. and Weingartner R. 2009 : An introduction to the hydrological modelling system PREVAH and its pre- and post-processing-tools. *Environmental Modelling & Software,* 24(10), 1209-1222.

Zappa M., 2008 : Objective quantitative spatial verification of distributed snow cover simulations – an experiment for entire Switzerland. *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 179-191.

INFLUENCE DES SURFACES TERRESTRES SUR L'ERREUR D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS QUOTIDIENNES PAR SATELLITE EN AMAZONIE BRÉSILIENNE

Florian DELAHAYE [1], Vincent DUBREUIL [1], Luiz A. T. MACHADO [2], Pierre-Emmanuel KIRSTETTER [3, 4, 5] et Romulo A. J. OLIVEIRA [2]

[1] *LETG, Rennes Costel UMR CNRS 6554, France. florian.delahaye@uhb.fr ; vincent.dubreuil@uhb.fr*
[2] *CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista/SP, Brésil. luiz.machado@cptec.inpe.br ; romulo.oliveira@cptec.inpe.br*
[3] *School of Civil Engineering and Environmental Sciences, University of Oklahoma. pierre.kirstetter@noaa.gov*
[4] *Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, Norman OK 73072*
[5] *Atmospheric Radar Research Center, National Weather Center, Norman OK 73072*

Résumé *: L'estimation quantitative des précipitations par satellite est réalisée sur deux zones aux propriétés physiques différentes : une zone forestière et une zone déforestée en Amazonie Brésilienne. Les données pluviométriques au sol servent de référence aux validations du produit satellitaire multi-sources CMORPH et du produit micro-ondes MWCOMB. Les résultats statistiques montrent des erreurs plus importantes pour les deux produits satellitaires sur la zone forestière. Sur cette surface terrestre, les estimations des précipitations par micro-ondes sont relativement erronées.*

Mots-clés *: Précipitations, occupation des sols, télédétection, Amazonie brésilienne.*

Abstract: Influence of land surfaces on the error of daily rainfall estimates by remote sensing over Brazilian Amazonia.
Quantitative precipitation estimates by remote sensing are performed on two areas with different physical properties: a forest area and deforested area in the Brazilian Amazonia. Rainfall ground data are used as a reference for validation of the merged satellite product CMORPH and the microwave product MWCOMB. The statistical results show larger errors for both satellite products over forest area. On this land surface, precipitation estimates by microwave are relatively inaccurate.

Keywords*: Rainfall, land use, remote sensing, Brazilian Amazonia.*

Introduction

En Amazonie brésilienne, le suivi des précipitations est un enjeu contemporain important afin de comprendre l'impact des changements d'occupation des sols sur les changements climatiques. L'immensité et le manque d'accessibilité de la zone étudiée posent deux difficultés majeures : (a) le suivi de l'occupation des sols et (b) les mesures des précipitations avec un réseau d'instruments de mesure au sol peu dense, hétérogène et d'implantation récente (Ronchail *et al.*, 2002). L'outil de la télédétection permet alors de pallier ces lacunes spatiales. L'observation des changements d'occupations des sols peut être réalisée avec une précision significative à l'aide de capteurs de moyenne à haute résolution spatiale. Les estimations quantitatives des précipitations (EQP) par satellite sont complexes. Trois principaux types d'instruments sont utilisés; les instruments Infrarouges *IR*, Micro-ondes *MO* et radar. Les mesures par *IR* sont fondées sur une relation indirecte entre la température de brillance des sommets froids des nuages et les taux de précipitations. Les mesures des précipitations par *MO* sont basées sur la loi de Planck qui décrit la distribution du rayonnement électromagnétique d'un corps noir en fonction de la longueur d'ondes à une température donnée. Dans ce domaine spectral, les hydrométéores précipitants présentent la principale source d'atténuation atmosphérique. La variable enregistrée par le capteur est la valeur intégrée de toute la colonne de l'atmosphère ; les absorptions par les gaz atmosphériques, les émissions et réflexions des surfaces terrestres sont incluses dans cette valeur (Kidd *et al.*, 2009). Les surfaces terrestres sont caractérisées par une radiation émise variable d'une surface à l'autre et plus forte que les surfaces en eau dans les *MO*. Il apparaît alors plus difficile de

détecter les surfaces précipitantes par un manque de contraste sur la scène enregistrée par le capteur. Les canaux *MO* permettent d'étudier les processus internes des nuages. Cependant, les canaux *MO* sont embarqués sur des satellites à orbite basse qui sont caractérisés par une résolution temporelle faible. Enfin, la mission Tropical Rainfall Measuring Mission (*TRMM*) (Kummerow *et al.*, 1998) est le premier satellite à embarquer un radar à son bord.

L'objectif de cette étude est de quantifier les erreurs d'estimation des précipitations par satellite sur deux surfaces terrestres aux propriétés physiques différentes : une surface forestière et une surface déforestée. Les produits satellitaires mutli-sources CMORPH (CPC MORPHing technique) et *MO* MWCOMB (Joyce *et al.*, 2004) sont validés statistiquement avec une base de données pluviométriques *in-situ* en Amazonie Brésilienne.

1. Données

1.1. Produit d'occupations des sols

On utilise les données PRODES (Monitoring the Brazilian Amazonia Gross Deforestation) Digital, qui est une méthode de représentation cartographique et d'estimation annuelle (depuis 2000) de la déforestation en Amazonie. Cette estimation est fondée sur l'interprétation des images issues des capteurs TM (Thematic Mapper) des satellites U.S. Landsat (environ 230 scènes.an^{-1}) afin de détecter l'évolution des zones déforestées supérieures à 6,25 ha relative à une date donnée (Câmara *et al.*, 2006). Plus d'informations sur le produit PRODES Digital sont référencées sur www.dpi.inpe.br/prodesdigital/. Dans cette étude, on regroupe les zones déforestées avant 1997 et sur la période 2000-2009 dans une unique classe (figure 1).

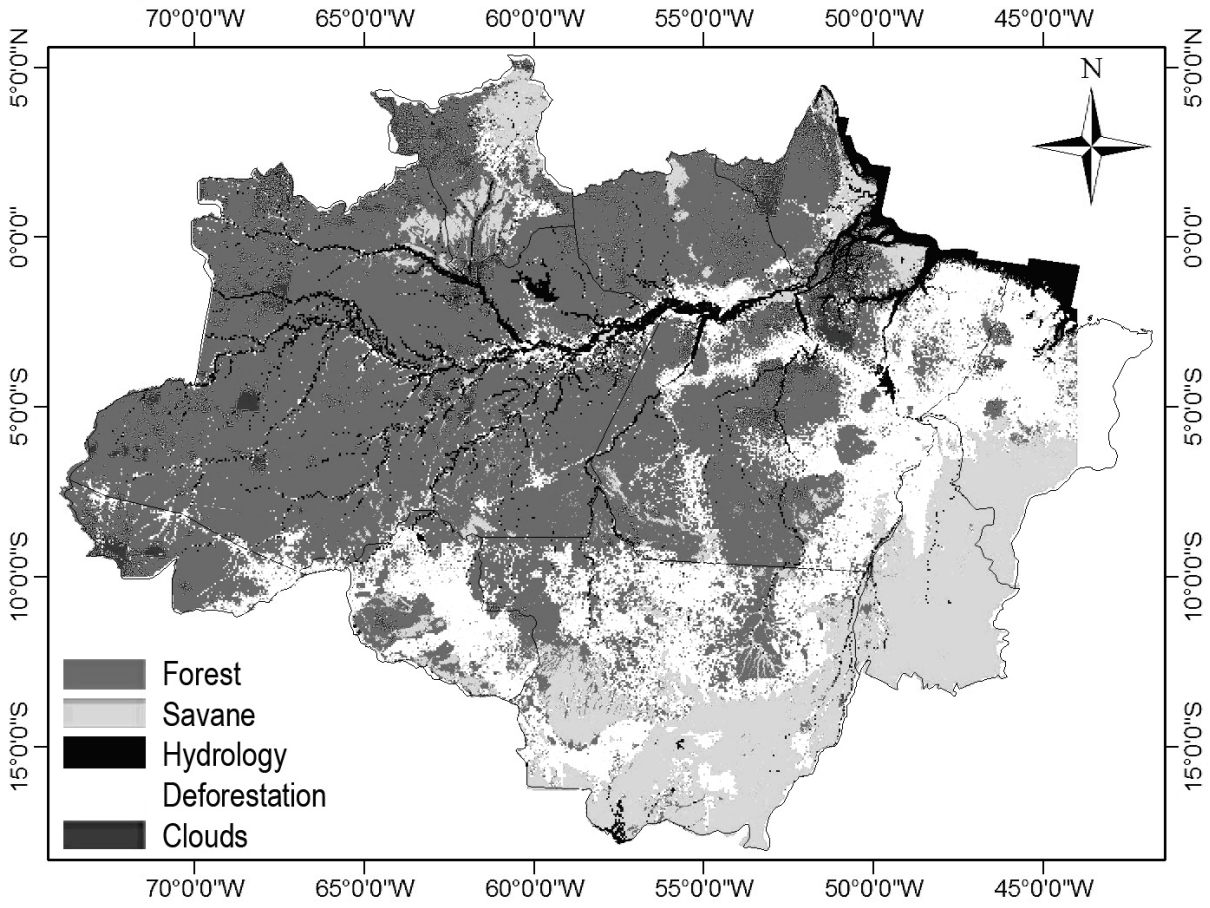


Figure 1 : Occupation des sols en Amazonie brésilienne Légale réalisée à partir des données PRODES (INPE).

1.2. Données de précipitations au sol

Les données de précipitations quotidiennes, mesurées à 11h UTC, proviennent de l'Agence Nationale de l'Eau Brésilienne sur la période 2003-2009. Après un contrôle de qualité, quatorze stations météorologiques (figure 2) sont divisées en deux groupes déterminés par l'occupation des sols. Le choix de ces zones d'études est expliqué par des précipitations annuelles proches de l'ordre de 2000 mm.an^{-1}. Ainsi, les six stations localisées en forêt et les huit stations situées sur une zone déforestée, ont respectivement des précipitations annuelles moyennes de 2340,6 et 1913,2 mm.an^{-1}. De plus, les régimes annuels moyens sont proches avec une période plus sèche en hiver austral (juin-juillet-août) pour la zone déforestée. Les différences quantitatives des précipitations et des régimes annuels moyens entre les deux zones s'expliquent principalement par un effet zonal (e.g. Espinoza *et al.*, 2009). A partir d'une analyse variographique, les données *in situ* sont interpolées par la technique de krigeage en blocs (Journel et Huijbregts, 1978) sur une grille régulière d'une résolution de 0,25° x 0,25°.

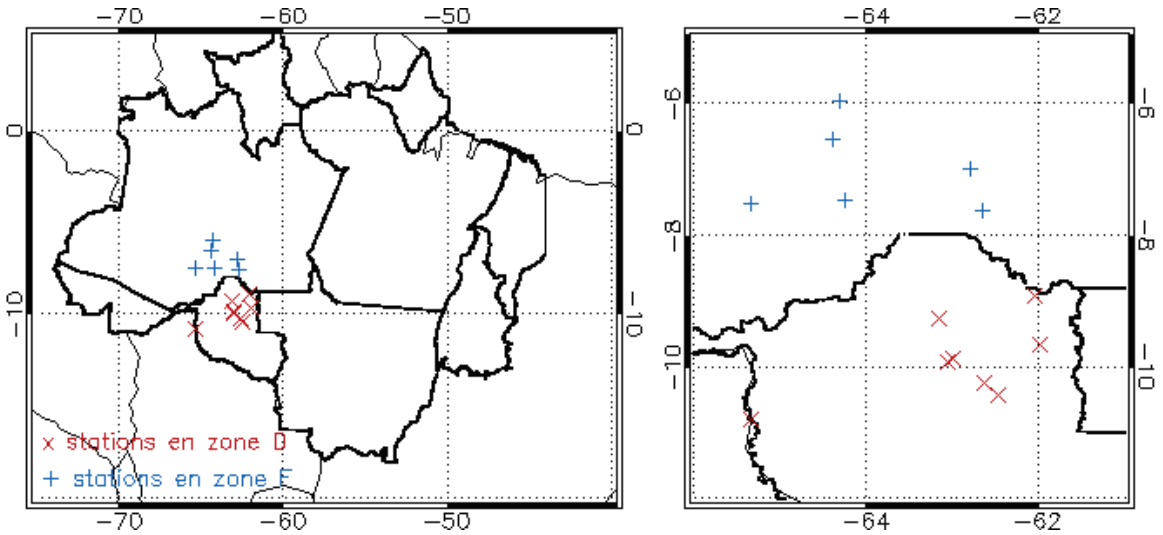


Figure 2 : Réseau des pluviomètres ANA utilisés sur la période 2003-2009 en Amazonie brésilienne Légale.

1.3. Produits satellitaires d'estimation des précipitations

Le produit satellitaire CMORPH utilise des estimations de précipitations qui ont été dérivées à partir d'observations satellitaires *MO*. Les données *IR*, issues des satellites géostationnaires, sont utilisées en tant que vecteur de propagation des caractéristiques des précipitations mesurées par *MO* pendant les périodes où ces données ne sont pas disponibles à un endroit donné. A ce jour, les estimations des précipitations proviennent des capteurs MO passives à bord du DMSP 13, 14 & 15 (SSM/I), la NOAA-15, 16, 17 & 18 (AMSU-B), et AMSR-E à bord de l'Aqua de la NASA et TMI embarqué sur la plateforme TRMM. Ces estimations sont générées par les algorithmes de Ferraro (1997) pour SSM/I, Ferraro *et al.* (2000) pour AMSU-B et Kummerow *et al.* (2001) pour TMI. Cette technique n'est pas un algorithme mais une technique qui combine les estimations des précipitations dérivées des *MO* issues des algorithmes citées précédemment. Ainsi, cette combinaison des différentes sources satellitaires *MO*, sans l'apport de l'*IR*, définit le produit MWCOMB.

Les produits CMORPH et MWCOMB sont disponibles depuis le 3 décembre 2002 à différentes résolutions spatiales et temporelles avec une couverture globale de 60°N à 60°S. Dans cette étude, on cumule quotidiennement les grilles satellitaires tri-horaires d'une résolution spatiale de 0,25° x 0,25° de 12h UTC (J-1) à 9h UTC (J) sur la période 2003-2009.

2. Méthodologie

Les pixels de la grille des données de précipitations au sol contenant au moins un pluviomètre sont comparés quotidiennement avec les pixels correspondants des grilles satellitaires des produits CMORPH et MWCOMB. Les critères statistiques utilisés sont décrits dans les travaux de Laurent *et al.* (1998) et Ebert (2007). Etant donnée la faible résolution temporelle du produit *MO*, on retient seulement les événements journaliers d'EQP communs aux deux produits satellitaires et au produit *in situ*. Le tableau 1 montre les statistiques moyennes des données pluviométriques au sol retenues pour les deux zones étudiées sur la période 2003-2009.

Tableau 1 : Critères statistiques des données pluviométriques *in situ* retenues pour les EQP par satellite.

Critères statistiques	**Zone déforestée**	**Zone forestière**
Nombre d'événements (en jours)	1528	1188
Moyenne des précipitations (en mm)	5,688	6,010
Pourcentage d'événements avec précipitations > 0 mm (en %)	91,688	96,885
Moyenne des précipitations > 0 mm (en mm)	6,204	5,725
Ecart-type moyen (en mm)	9,204	8,752

On note que les données de précipitations mesurées sont en moyenne quantitativement plus élevées en zone forestière mais plus intenses en zone déforestée. Ces caractéristiques sont importantes pour mieux appréhender les EQP par satellite, notamment afin de se détacher de l'effet zonal.

3. Résultats

Les résultats statistiques sont globalement comparables avec la validation quotidienne de l'International Precipitation Working Group (IPWG ; cf. http://www.isac.cnr.it/~ipwg/) en Amérique du sud. Le tableau 2 et la figure 3 montrent une sur-estimation des précipitations par satellite pour les deux zones et les deux produits. Lorsqu'on compare les résultats des deux zones, les biais et les RMSE absolus sont plus importants en forêt, ce qui est logique car cette zone est plus au Nord et plus pluvieuse que la zone déforestée (cf. tableau 1).

Cependant, si on corrige ces critères par les précipitations au sol, les biais et RMSE relatifs (calculés pour les observations > 0 mm) sont plus faibles dans la zone déforestée. De plus, dans cette zone, les deux critères sont équivalents entre les deux produits satellitaires avec des biais et RMSE relatifs respectivement de 0,60 % et de 5 % environ. En milieu forestier, les erreurs des EQP sont plus importantes pour les deux produits et l'écart des erreurs des EQP entre CMORPH et MWCOMB est plus fort. Ce constat est appuyé par les corrélations, les coefficients de détermination et le SKILL Score index.

Les coefficients de détermination montrent que les régressions linéaires entre les estimations par satellite et les observations au sol sont plus faibles en milieu forestier, notamment pour MWCOMB avec une valeur de 0,176. Dans cette même zone, les estimations sont significativement inférieures à la moyenne des valeurs de référence. Ainsi, les SKILL scores sont égaux à -1,828 et -2,898 respectivement pour CMORPH et MWCOMB.

Tableau 2 : Résultats statistiques de la comparaison des estimations des précipitations par satellite *vs* les données *in situ* sur les surfaces terrestres étudiées.

Critères statistiques	Zone déforestée		Zone forestière	
	CMORPH	MWCOMB	CMORPH	MWCOMB
Corrélation	0,632	0,616	0,494	0,443
Biais absolu (mm)	0,967	0,957	2,401	2,497
Biais relatif (%)	0,664	0,615	1,407	1,722
RMSE absolu (mm)	9,368	10,398	12,513	14,690
RMSE relatif (%)	5,336	5,136	8,609	13,557
Coeff. de détermination R^2	0,395	0,376	0,221	0,176
SKILL Score index	-0,089	-0,342	-1,828	-2,898

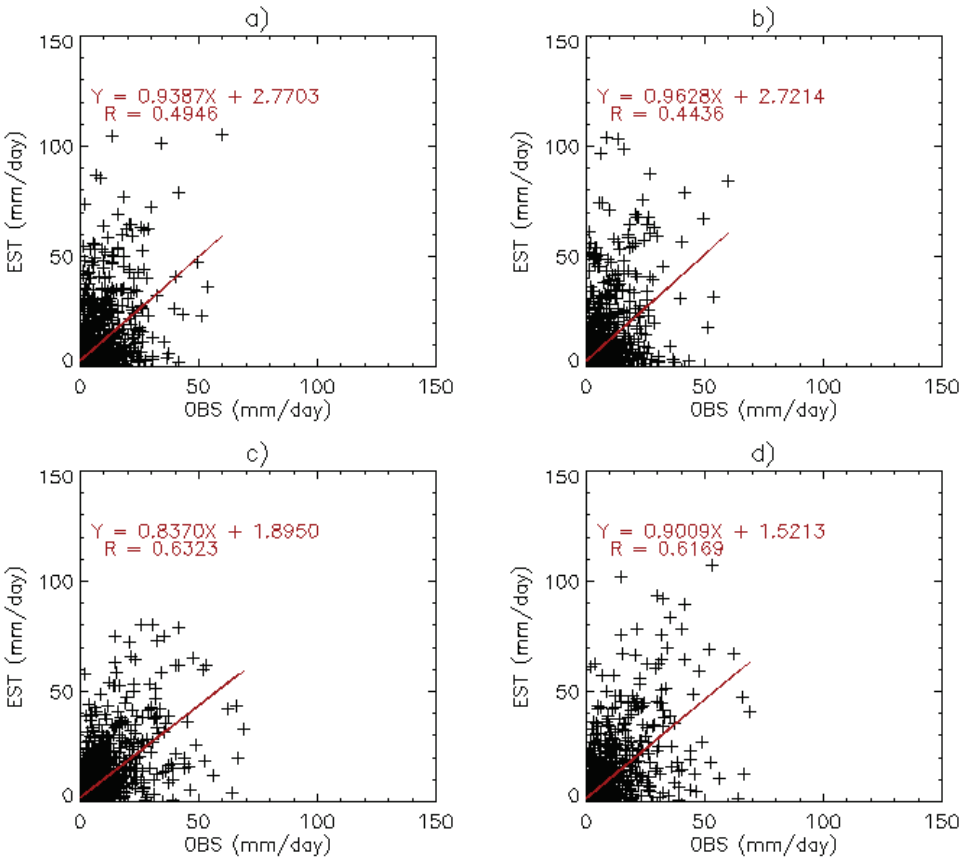


Figure 3 : EQP par satellite (a) CMORPH et b) MWCOMB) vs observations au sol pour la zone forestière et EQP par satellite (c) CMORPH et d) MWCOMB) vs observations au sol pour la zone déforestée.

Conclusion

Les EQP par les produits satellitaires MWCOMB et CMORPH sont analysées sur deux surfaces terrestres aux propriétés physiques différentes. Les validations statistiques des deux produits à partir des données pluviométriques au sol montrent des erreurs d'estimations plus importantes sur la surface forestière. Cette erreur est particulièrement importante pour les mesures par *MO*. Dans ce domaine spectral, le radiomètre reçoit le signal de la diffusion et de l'absorption des hydrométéores mais aussi des surfaces terrestres (Chambon, 2011). La qualité des EQP par satellite est variable selon la longueur d'ondes des capteurs *MO* et la teneur en humidité des surfaces terrestres mesurées.

Ainsi, la perspective principale de ce travail est d'évaluer les émissivités des surfaces terrestres afin de mieux appréhender les erreurs des EQP par satellite. Cette étude sera réalisée à l'échelle de l'Amazonie Brésilienne avec une base de données pluviométriques au sol plus exhaustive.

Remerciement : Le premier auteur, actuellement doctorant, remercie l'équipe DSA/INPE pour son aide scientifique, en particulier D. Vila.

Références bibliographiques

Câmara G., Valeriano D.M., Soares J.V., 2006 : Metodologia para o Cálculo da Taxa Anual de Desmatamento na Amazônia Legal. *São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais*, 24 p.

Chambon P., 2011 : *Contribution à l'estimation des précipitations tropicales : préparation aux missions Megha-Tropiques et Global Precipitation Measurement.* Thèse de doctorat, Université Paris-Est, 205 p.

Ebert E.E., 2007 : Methods for verifying satellite precipitation estimates. In: *Measuring Precipitation from space: EURAINSAT and the future.* Levizzani, V., Bauer, P. and Turk, F.J., eds., Springer, 345-356.

Espinoza JC., Ronchail J., Guyot J.L., Cocheneau G., Filizola N., Lavado W., de Oliveira E., Pombosa R. et Vauchel P., 2009 : Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29, 1574-1594.

Ferraro R. R., 1997 : SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications. *J. Geophys. Res.*, 102, 16715-16735.

Ferraro R. R., Weng F., Grody N. C. et Zhao L., 2000 : Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. *Geophys. Res. Ltr.*, 27, 2669-2672.

Journel A. et Huijbregts C C., 1978 : *Mining Geostatistics*. London: Academic Press, 600 pages.

Joyce R. J., Janowiak J. E., Arkin P. A. et Xie P., 2004 : CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *J. Hydromet.*, 5, 487-503.

Kidd C., Levizzani V., Turk J. et Ferraro R., 2009 : Satellite Precipitation Measurements for Water Resource Monitoring. *Journal of the American Water Resources Association (JAWRA),* 45(3), 567-579.

Kummerow C., Barnes W., Kozu T., Shiue J., and Simpson J., 1998 : The tRopical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. Atmos. Ocean. Tech.,* 15, 809- 817.

Kummerow C., Hong Y., Olson W. S., Yang S., Adler R. F., McCollum J., Ferraro R., Petty G., Shin D.-B. et Wilheit T. T., 2001 : Evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimating from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.,* 40, 1801-1820.

Laurent H., Jobard I. et Toma A., 1998 : Validation of satellite and groundbased estimates of precipitation over the Sahel, *Atmospheric Research*, 4748, 651-670.

Ronchail J.G., Cochonneau M., Molinier J.L., Guyot A.G., de Miranda C., Guimarães V. et de Oliveira E., 2002 : Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and tropical Atlantic Oceans. *Int. J. Climatol.*, 22, 1663-1686.

VARIABILITÉ BASSE-FREQUENCE DES PRÉCIPITATIONS AU SAHEL ET DES TEMPÉRATURES DE SURFACE DE L'OCÉAN ATLANTIQUE AU COURS DU DERNIER SIÈCLE

Bastien DIEPPOIS [1], Alain DURAND [1], Matthieu FOURNIER [1], Arona DIEDHIOU [2], Bernard FONTAINE [3], Nicolas MASSEI [1], Zeineddine NOUACEUR [4] et David SEBAG [1, 5]

[1] *Université de Rouen, CNRS, INSU UMR 6143 M2C, Mont-Saint-Aignan, France.*
bastien.dieppois@univ-rouen.fr
[2] *LTHE, UMR 5564 IRD-UJF-CNRS, Grenoble, France.*
[3] *Université de Rouen, CNRS, UMR 6228 IDEES, Mont-Saint-Aignan, France.*
[4] *Université de Dijon, CNRS, UMR 5210 CRC, Dijon, France.*
[5] *Université de Montpellier 2, IRD, UMR 5569 HSM, Montpellier, France.*

Résumé : *Cette étude examine les téléconnexions entre les températures de surface de la mer (TSM) de l'océan Atlantique et la distribution zonale des précipitations au Sahel au cours du dernier siècle. Depuis la fin des années 60, les précipitations d'Afrique de l'Ouest présentent une tendance négative sur l'ensemble de la bande sahélienne. Pourtant, trois types de variabilité basse-fréquence des précipitations sahélienne sont observés : la côte atlantique (Dakar), le Sahel central (Nioro du Sahel et Mopti) et le Sahel oriental (Niamey, Maradi, Maïné-Soroa). Au cours du XXème siècle, les précipitations sont rarement reliées simultanément avec les TSM de l'Atlantique Nord et Tropical Sud. Aux échelles multi- et quasi-décennale, dans les années 50 et depuis les années 90, un réchauffement des TSM de l'Atlantique Nord (AMO+ : Atlantic Multidecadal Oscillation) contribue à l'augmentation des précipitations sahéliennes de la côte Atlantique à Mopti ou Niamey (6°W/2°E). L'impact des TSM de l'Atlantique Tropical Sud dépend de la période d'observation et de l'échelle de variabilité.*

Mots-clés : *Sahel, précipitations, variabilité climatique, TSM Atlantique, téléconnexions.*

Abstract: Low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic sea surface temperature during the last century.
This study examines teleconnections between Atlantic SST and the west-east distribution of Sahel rainfall throughout the 20th century. Since the late 1960s, West African rainfalls have shown a pronounced negative trend over the Sahel. However, Sahel rainfall variability shows three coherent regions in West Africa: the Atlantic Coast (Dakar), central Sahel (Nioro du Sahel and Mopti) and eastern Sahel (Niamey, Maradi and Maine-Soroa). Over the 20th century, a synchronous Sahel rainfall teleconnection with North Atlantic and Tropical South Atlantic SSTs is rarely observed. Across multi- and quasi-decadal scales, a warming of North Atlantic SSTs contributes to increased rainfall from Atlantic Coast up to Mopti or Niamey (6°W/2°E). The impact of Tropical South Atlantic SSTs depends on the time period and scales of variability.

Keywords: *Sahel, rainfall, climate variability, Atlantic SST, téléconnections.*

Introduction

Le Sahel, depuis la fin des années 60 jusqu'au milieu des années 90, a subi un déficit pluviométrique pratiquement continu avec le développement de sécheresses persistantes (CCMA, 2002). Ces sécheresses représentent un des changements climatiques pluri-décennaux les plus forts observés au XXème siècle, auquel s'ajoutent des variations pluriannuelles (Le Barbé *et al*., 2002). Cependant, les causes de ce changement ne sont pas encore clairement déterminées.

Un certain nombre d'études soulignent le rôle déterminant des températures de surface de l'océan dans la conduite de telles variations (*e.g.* Folland *et al.,* 1986 ; Giannini *et al.,* 2003). La variabilité décennale à multi-décennale des précipitations au Sahel semblerait en relation avec le Mode Inter-Hémisphérique des TSM de l'Atlantique (Folland *et al*., 1986 ; Giannini *et al.,* 2003). Cependant, les modes de variabilité seraient indépendants au nord et au sud de l'océan Atlantique Tropical, et une structure dipolaire ne s'établirait que rarement (Andreoli et Kayano, 2004).

L'objectif de ce travail est d'améliorer la compréhension de la variabilité basse fréquence des précipitations de la bande sahélienne, de la côte atlantique au lac Tchad, dans l'optique d'aborder les défis de la prévision décennale. Dans ce but, nous analyserons les échelles de variabilité (domaine fréquentiel) des précipitations de la bande sahélienne depuis le début du XXème siècle. Puis nous rechercherons les relations entre les précipitations sahéliennes et les TSM de l'Atlantique Nord et Tropical Sud. Nous étudierons à quelles échelles de variabilité (interannuelle à multi-décennale) s'observent ces relations et à quelles périodes de temps.

1. Données

Les cumuls mensuels de précipitations utilisés dans cette étude sont issus de la base de données du « Global Historical Climate Network » (GHCN-2), que nous avons complétée avec les données des Directions Météorologiques Nationales concernées (Sénégal, Mali, Niger). Nous avons disposé de six stations pluviométriques comprises entre les isohyètes 350 et 600 mm.an^{-1} : Dakar (14,7N, 17,5W), Nioro du Sahel (15,2N, 9,5W), Mopti (14,5N, 4,2W), Niamey (13,5N, 2,1E), Maradi (13,5N, 7,1E), Maïné-Soroa (13,2N, 12,0E). Deux indices régionalisés des températures de surface de l'océan Atlantique Nord et Tropical Sud, en libre accès sur le site www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices, ont été utilisés : l'indice AMO (25-60N, 7-75W) et l'indice TSA (0-20S, 10E-30W).

2. Evolution des précipitations au Sahel au XXème siècle

2.1. Tendance à long-terme

La tendance à long terme des cumuls annuels de précipitations a été définie par une régression polynomiale non paramétrique (type LOESS : LOcal regrESSion), avec différentes fenêtres de lissage. Un lissage à 69 ans (figure 1), correspondant à la longueur de la série pluviométrique la plus courte (Maïné-Soroa : 1936-2005), a permis d'étudier et de comparer les tendances des six stations pluviométriques dont la période de mesure est différente. Puis un lissage à 15 ans a permis d'observer les fluctuations quasi-décennales (humide, aride : figure 1).

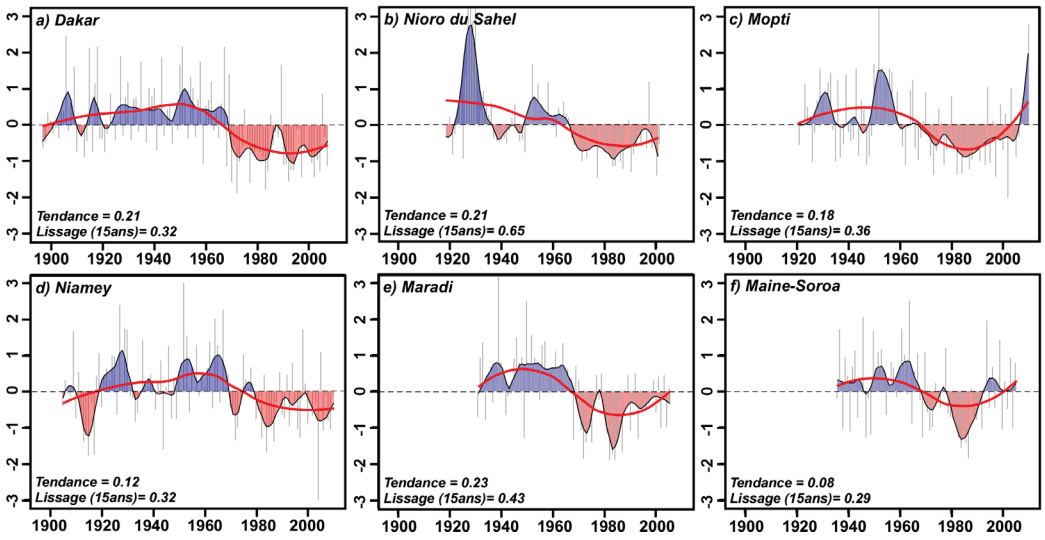


Figure 1 : Tendance et anomalies décennales des précipitations annuelles centrées réduites en Afrique de l'Ouest sahélienne (courbe : lissage à 69 ans – tendance, pointillés : lissage à 15 ans – anomalie humide et aride).

Les six stations pluviométriques présentent une tendance excédentaire puis déficitaire, marquée par une transition dans les années 60 (lissage à 69 ans, figure 1). Cependant, les fluctuations quasi-décennales montrent que l'occurrence, la longueur et l'intensité des

anomalies humides et arides dépendent de la série chronologique étudiée. Par exemple, la longueur de la dernière anomalie humide est différente (lissage à 15ans : Dakar, 1923-1965 ; Nioro : 1949-1967 ; Mopti : 1948-1963 ; Niamey : 1948-1969 ; Maïné-Soroa : 1948-1967 sur la fig. 1). De plus, les précipitations du Sahel oriental montrent une courte anomalie humide au milieu des années 70 (Niamey : 1974-1979 ; Maradi : 1977-1978 ; Maïné-Soroa : 1976-1978 sur la figure 1d-f).

2.2. Variabilité des précipitations

La transformée en ondelettes continue (CWT) a été utilisée afin d'explorer le contenu fréquentiel des séries de précipitations (figure 2). La CWT permet de décomposer un signal en une somme d'ondes de longueurs finies, localisées dans le temps, ce qui permet d'analyser les variations localisées de puissance (variance) et visualiser les instationnarités du contenu fréquentiel d'un signal.

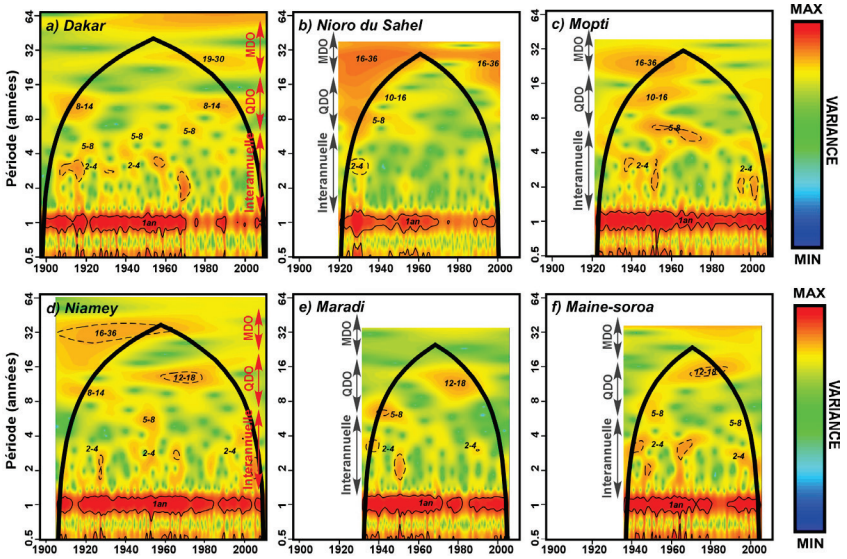


Figure 2 : Spectres en ondelettes des cumuls mensuels de précipitations mensuelles en Afrique de l'Ouest sahélienne (trait continu gras : cône d'influence ; traits continus fins : limite de confiance à 90 % ; pointillés : limite de confiance à 90 % après filtrage des bandes 6 mois et 1 an).

Plusieurs échelles de variabilité pour les différentes stations sont observées : saisonnière (6 mois - 1 an), interannuelle (2-4 et 5-8 ans), quasi-décennale (QDO : 8-14, 10-16 et 12-18 ans) et multi-décennale (MDO : 19-30 et 16-36 ans) (figure 2). La variabilité saisonnière est liée au contraste entre les saisons sèches (novembre-mars) et humides (avril-octobre). Ainsi, les modes saisonniers s'affaiblissent lors des années arides (figure 2). L'analyse des stations pluviométriques montre trois types de variabilité basse fréquence au Sahel :

- Sur la côte atlantique (Dakar, figure 2a), les anomalies humides sont caractérisées par une forte variance des modes de variabilité interannuels tandis que les anomalies arides sont marquées par le renforcement d'un mode quasi-décennal (QDO) et multi-décennal (MDO).
- Au Sahel central (Nioro du Sahel et Mopti, figure 2b-c), l'ensemble de la variabilité basse-fréquence (interannuelle, QDO et MDO) montre une forte variance lors des anomalies humides, et l'inverse lors des anomalies arides.
- Au Sahel oriental (Niamey, Maradi, Maïné-Soroa, figure 2d-e-f), les modes interannuels sont plus forts lors des anomalies humides et un mode quasi-décennal (QDO) se renforce lors de l'anomalie aride des années 60.

Néanmoins, l'application de cette méthode au champ de précipitations ouest-africain (données CRU TS.3) met en évidence le caractère singulier de la station de Dakar ainsi qu'une opposition marquée entre le Sahel occidental (ici Sahel central) et oriental (Dieppois *et al.*, soumis).

3. Relations avec les températures de surface de l'océan Atlantique (TSM)

3.1. Méthodes

Les analyses de cohérence par ondelettes permettent d'identifier des oscillations communes significatives entre deux signaux (précipitations/TSM Atlantique) à certaines échelles de variabilité pour certains intervalles de temps (Maraun, 2006). La phase associée à ce calcul montre le retard entre les deux signaux : (i) un signal s'approchant de la valeur π ou -π sera en opposition de phase donc avec un retard maximum entre les deux signaux, (ii) au contraire une valeur proche de 0 aura un écart minimum et les signaux seront en phase, (iii) les valeurs proches de π/2 et - π/2 ou en quadrature de phase (retard intermédiaire) sont difficilement interprétables.

3.2. Relations avec l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO)

L'augmentation des précipitations au Sahel est en relation avec la phase positive de l'AMO, en réponse au déplacement vers le nord de la ZCIT (Mohino *et al.*, 2011). Ici (figure 3), l'indice AMO et les précipitations sahéliennes sont cohérentes aux échelles multi- et quasi-décennale (Dakar : 8-14 et 19-30 ans ; Sahel central, Mopti : 10-16 et 16-36 ans ; Sahel oriental, Maïné-Soroa : 12-18 ans). Néanmoins, la cohérence entre l'indice AMO et les précipitations du Sahel oriental (Maïné-Soroa) est très faible (figure 3 c). A Dakar, la variabilité multi- et quasi-décennale des précipitations (19-30 et 8-14ans) est cohérente avec l'indice AMO, mais respectivement en opposition de phase depuis les années 1970 et en phase depuis les années 40 (figure 3a). Par ailleurs, la variabilité multi-décennale des précipitations au Sahel central (Mopti, 16-36 ans) apparaît en quadrature de phase (jusqu'à Niamey, non montré ici). La variabilité quasi-décennale des précipitations au Sahel central (Mopti, 10-16 ans) est cohérente et en phase avec l'indice AMO entre 1930 et 1980 (figure 3b).

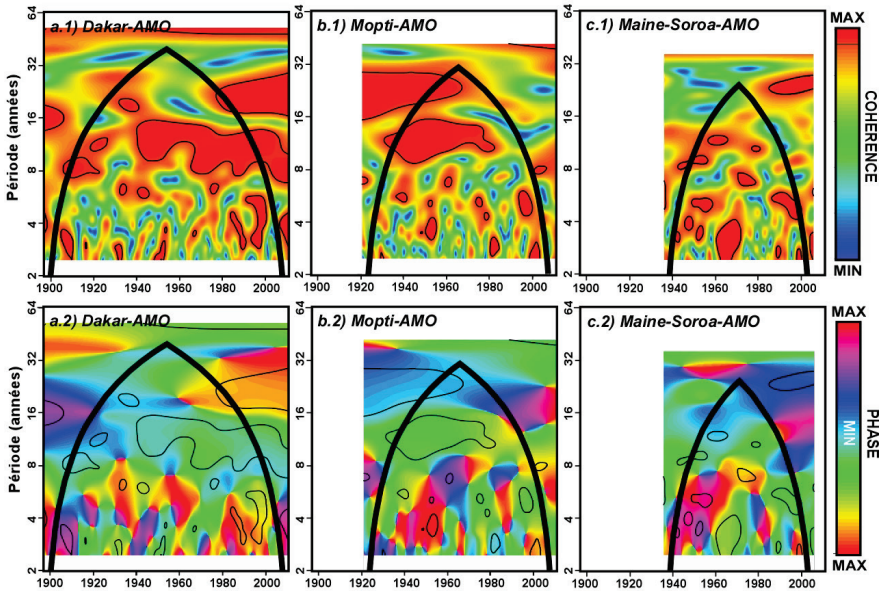


Figure 3 : Spectres de cohérence (1) et phase (2) par ondelettes entre les cumuls mensuels de précipitations en Afrique de l'Ouest sahélienne et l'AMO (trait gras : cône d'influence ; traits fins : limite de confiance 90 %).

En complément, cette méthode a été appliquée au champ de précipitations ouest-africain. Les fluctuations des TSM de l'Atlantique Nord seraient en relation avec la variabilité des précipitations au Sahel occidental (depuis la côte Atlantique jusqu'à la longitude 6°W/2°E). Ainsi, un océan Atlantique nord plus chaud pourrait être en relation avec des déplacements multi- et quasi-décennaux de la ZCIT vers le nord-ouest donc des conditions plus humides sur le Sahel occidental (Dieppois *et al.*, soumis).

3.3 Relations avec les TSM en Atlantique Tropical Sud (TSA)

Une anomalie froide (chaude) des TSM de l'Atlantique Tropical Sud est associée à une anomalie humide (aride) au Sahel, en réponse au déplacement vers le nord (sud) de la ZCIT (Losada *et al.*, 2010). Les fluctuations multi-décennales des précipitations à Dakar et Mopti (Dakar : 19-30 ans : Mopti : 16-36 ans) sont cohérentes et en opposition de phase avec l'indice TSA dans la première partie du XXème siècle (figure 4a-b). Au Sahel oriental (ici Maïné-Soroa, figure 4c), la variabilité quasi-décennale des précipitations (12-18 ans) est cohérente et en opposition de phase avec l'indice TSA depuis les années 70. Comme décrit par Losada *et al.* (2010), à l'échelle interannuelle, la relation entre les précipitations au Sahel et l'indice TSA est très inconstante en raison de l'influence extra-Atlantique de la variabilité ENSO (relation en phase : concomitant d'une anomalie ENSO ; en opposition de phase : sans anomalie ENSO).

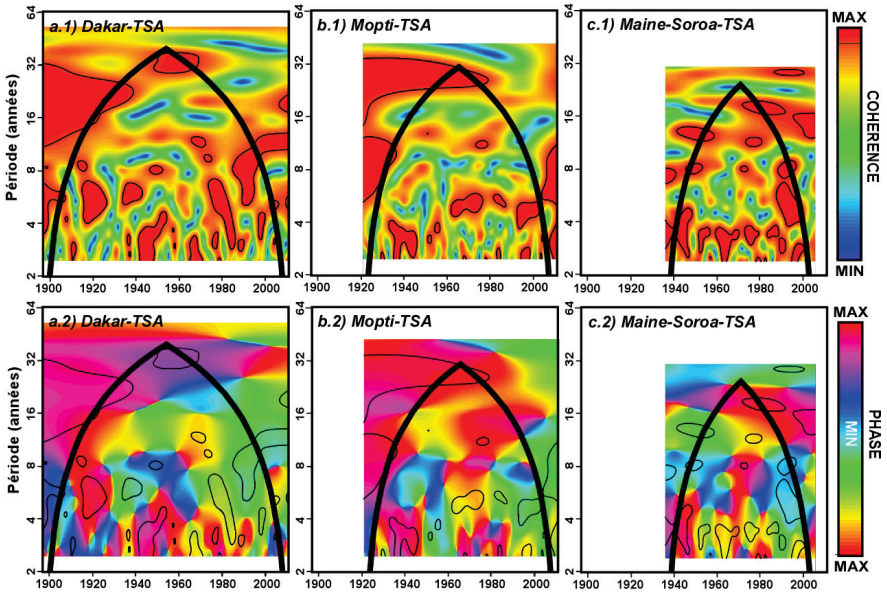


Figure 4 : spectres de cohérence (1) et phase (2) par ondelettes entre les cumuls mensuels de précipitations en Afrique de l'Ouest sahélienne et TSA (traits gras : cône d'influence ; traits fins : limite de confiance 90 %).

En complément, cette méthode a été appliquée au champ de précipitations ouest-africain. Ainsi, les téléconnexions entre l'indice TSA et les précipitations sahéliennes pourraient être associées à des déplacements non-uniformes de la ZCIT vers le nord (vers le nord-ouest ou le nord-est selon la période d'observation et l'échelle de variabilité) (Dieppois *et al.*, soumis). Avant les années 50, cette relation est observée sur le Sahel occidental (depuis la côte Atlantique jusqu'à la longitude 0/3°E) aux échelles multi- et quasi-décennale, et sur le Sahel oriental à l'échelle interannuelle (2°-25°E). Après les années 50, la structure spatiale et fréquentielle de cette relation statistique est inversée. Par ailleurs, à l'échelle interannuelle, aucune relation en opposition de phase une relation en opposition de phase entre les précipitations sahéliennes et les TSM Atlantique Tropical Sud n'est observée après 1980. Ceci résulte probablement de l'augmentation de l'influence d'ENSO depuis les années 70 (Janicot *et al.*, 2001).

Conclusion

Suite à une longue anomalie humide, en Afrique de l'Ouest sahélienne, la fin des années 60 est marquée par une anomalie aride généralisée sans précèdent au XXème siècle, de par sa durée et son intensité. Pourtant trois types de variabilité des précipitations sont observés : la côte Atlantique (Dakar) ; le Sahel central (Nioro du Sahel et Mopti) et le Sahel oriental (Niamey, Maradi, Maïné-Soroa). Cependant, une analyse des champs de précipitations (non montré ici) met en évidence l'importance du contraste entre le Sahel occidental et le Sahel oriental (Dieppois *et al.*, soumis).

Au cours du XXème siècle, les précipitations sont rarement reliées simultanément avec les TSM de l'Atlantique Nord et Tropical Sud. Les fluctuations des TSM de l'Atlantique Nord semblent contribuer, en partie, à la variabilité des précipitations au Sahel occidental (depuis la côte Atlantique jusqu'à la longitude 6°W/2°E). Ainsi, aux échelles multi- et quasi-décennales, un océan Atlantique nord plus chaud pourrait être en relation vers le nord-ouest de la ZCIT dans les années 50 et depuis les années 90, donc des conditions plus humides sur le Sahel occidental. Les téléconnexions entre les précipitations au Sahel et les TSM de l'Atlantique Tropical Sud sont dépendantes de la période d'observation et de l'échelle de variabilité. Ainsi, les téléconnexions entre l'indice TSA et les précipitations sahéliennes pourraient être associées à des déplacements non-uniformes de la ZCIT, donc des conditions plus ou moins humides sur le Sahel occidental ou oriental. De plus, à l'échelle interannuelle, la relation entre les précipitations au Sahel et l'indice TSA est très inconstante en raison de l'influence extra-Atlantique de la variabilité ENSO, dont l'influence semblerait augmenter après 1980 (absence de relation en opposition de phase).

Pour les études à venir, cet article démontre l'importance des téléconnexions entre précipitations et TSM Atlantique sur la distribution zonale des précipitations. Néanmoins, la variabilité des TSM sur la Méditerranée et l'Océan Indien pourrait probablement s'additionner, et ainsi modifier les contrastes zonaux discutés ici.

Références bibliographiques

Andreoli R. V. & Kayano M. T., 2004 : Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research,* 109, C05009, doi:10.1029/2003JC002220.

CCMA, 2002 : *Livre blanc sur la mousson ouest-africaine et ses différentes composantes*. AMMA, 66 p.

Dieppois B., Durand A., Fournier M., Diedhiou A., Fontaine B., Massei N., Nouaceur Z. & Sebag D., soumis : Zonal contrast in low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic sea-surface temperature teleconnections during the last century. *Climate Dynamics*.

Folland CK., Palmer TN. & D.E. Parker, 1986 : Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature,* 320, 602-606.

Giannini A., Saravannan R. & P. Chang, 2003 : Ocean forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science,* 302, 1027-1030.

Janicot S., Trzaska S., Poccard I., 2001 : Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics,* 18, 303-320.

Le Barbé L., Lebel T. & Tapsoba D., 2002 : Rainfall Variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate,* 15, 187-202.

Losada T., Rodriguez-Fonseca B., Janicot S., Gervois S., Chauvin F., Ruti P., 2010 : A multimodel approach to the Atlantic equatorial mode. Impact on the West African monsoon. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-009-0625-5

Maraun D., 2006 : *What Can We Learn from Climate Data? Methods for Fluctuation Time/Scale and Phase Analysis*. Universitât Postdam, 127 p.

Mohino E., Janicot S. & J. Bader, 2010 : Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics,* 37, 419-440.

LES SIGNATURES SPECTRALES DE L'ATMOSPHÈRE SOUMISE À L'INFLUENCE DES LIGNES DE GRAINS DANS LA ZONE SAHÉLIENNE

Bouya DIOP et Abdou Karim FAROTA

Laboratoire des Sciences de l'Atmosphère et des Océans – Université Gaston Berger de Saint-Louis, B.P 234, Sénégal. bouya.diop@ugb.edu.sn

Résumé *: L'étude effectuée sur 334 lignes de grains collectées entre 1968 et 2006, l'utilisation du modèle de transfert radiatif MODTRAN4 et le recours à une analyse composite ont permis de mettre en évidence certaines signatures spectrales de l'atmosphère sahélienne. Les radiosondages associés à l'atmosphère soumise aux lignes de grains (LG) ont permis de calculer les luminances spectrales moyennes sur cette période. L'exploitation des résultats nous a permis de montrer que les profils varient suivant la position du sondage selon que l'on se trouve dans la partie convective (jusqu'à 2 heures après la détection) ou stratiforme de la LG. Les signatures spectrales de l'atmosphère révèlent un écart important de structures énergétique obtenues lors de la comparaison des flux de diffusion atmosphérique pour les différentes classes temporelles.*

Mots-clés *: Transfert radiatif, ligne de grains, zone sahélienne, analyse composite.*

Abstract*: Spectral signatures of the atmosphere under the squall lines influence in the Sahelian zone. The study of 334 squall lines collected between 1968 and 2006, using the radiative transfer model MODTRAN4 and a composite analysis have helped to identify spectral signatures of the atmosphere. The radiosoundings associated with the atmosphere subject to Squall Line (SL) were used to calculate the mean spectral radiance and irradiance during this period. The analysis of the results has showed that the profiles vary depending on the position of the survey depending on whether one is in convective part (up to 2 hours after detection of the SL) or stratiform part of the SL. The spectral signatures of the atmosphere reveal a significant gap energy structures obtained in the comparison of atmospheric diffusion flux for different time classes.*

Keywords*: Radiative transfer, squall line, Sahel, composite analysis.*

Introduction

La compréhension des grands mécanismes du climat est, à l'évidence, un enjeu majeur pour le monde scientifique, mais pas seulement pour ce dernier, car la vie de tous les jours est aussi tributaire du climat présent et futur. Nous étudions par exemple dans ce travail les Lignes de Grains (LG) qui sont des phénomènes majeurs de la zone sahélienne. Elles sont les phénomènes météorologiques les plus violents que l'on observe en Afrique de l'Ouest et fournissent l'essentiel des précipitations dans cette zone climatique dont la plupart des habitants tirent leurs revenus des activités agropastorales. Des auteurs ont étudié la structure énergétique (Diop et Fongang, 1994) ou bien la dynamique et thermique de l'atmosphère soumise à ces systèmes convectifs (Roux et Sun, 1990). A partir de 1980, les modélisations sur la base de données *in situ* ont permis de faire des approches quantitatives des processus internes des LG. C'est ainsi que l'interaction du phénomène avec l'environnement au sein duquel il prend naissance, se développe et se dissipe, commence à être étudié en termes d'échanges de chaleur, de matière et de quantité de mouvement (Redelsperger et Lafore, 1988 ; Houze, 1989). Pour cet article, il s'agit d'étudier les échanges d'énergie radiative sur plusieurs longueurs d'ondes au sein de l'atmosphère soumis à l'influence de la ligne de grains ou à son voisinage immédiat. Autrement dit, nous nous sommes posé la question de savoir si la ligne de grains modifie significativement le comportement énergétique aux échelles aérologiques, par l'influence de divers processus physiques qui ont lieu dans la convection profonde dont ce phénomène est une manifestation (Redelsperger, 1994). La LG qui se manifeste par une variation manifeste d'humidité et une couverture nuageuse abondante, va modifier l'atmosphère à tous les niveaux par absorption, réflexion et diffusion d'énergie radiative libérée des couches avoisinantes et du sol. C'est cet effet énergétique des différents états de l'eau atmosphérique que l'on se propose

d'étudier et d'en déduire des caractérisations spectrales énergétiques de l'atmosphère soumises à l'influence des LG.

Dans le premier paragraphe, nous décrivons les données, puis le modèle de transfert radiatif MODTRAN4 et les équations utilisées pour le calcul des flux d'énergie radiative. Dans la deuxième partie, nous donnons les résultats obtenus par une analyse composite effectuée sur 334 lignes de grains collectées entre 1968 et 2006.

1. Les données

Des études de Diop et Fongang (1996) et de Sow (2005) ont montrés après une analyse composite suivie d'une étude statistique (Diop, 2003) que l'atmosphère soumise à une LG est constituée de trois parties : la partie soumise à l'arrivée d'une LG, une autre deux heures après sa détection et enfin, une dernière quatre heures après la détection de la perturbation. Nous avons exploité les données de radiosondages de la station aérologique de Dakar-Yoff située à 14°44 Nord et 17°30 Ouest pour les mesures de 00 heure et de 12 heures TU. Ces radiosondages sont sélectionnés parce qu'ils ont été effectués à des moments proches de ceux du passage de LG à Dakar. Ces radiosondages sont les données d'entrée du modèle. Celui-ci utilise aussi les constituants d'une atmosphère tropicale obtenus dans le rapport d'Ontar Corporation pour les aérosols (Abreu et Anderson, 1996).

2. Résultats

2.1. Situation liée à l'arrivée d'une perturbation à 12 heures

La figure 1 montre les irradiances calculées en fonction de la longueur d'onde. Il s'agit pour ce domaine spectral, 200 à 3000 nm, essentiellement de la diffusion atmosphérique, aux niveaux 1 et 2 km.

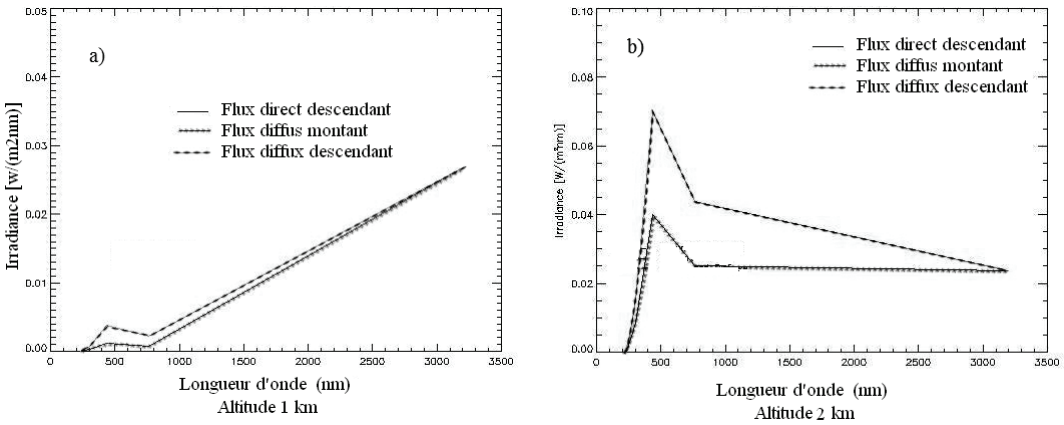


Figure 1 : Flux de diffusion atmosphérique selon la version de MODTRAN4 : a) à 1 km, b) à 2 km.

Sur cette figure, le flux solaire direct est pratiquement nul. Les ondes électromagnétiques sont pratiquement absorbées par l'atmosphère pluvieuse. Nous constatons pendant cette phase que le maximum d'irradiance est obtenu à 500 nm et qu'au-delà de 3000 nm dans le premier kilomètre, l'atmosphère est neutre énergétiquement, autrement dit, la quantité d'énergie montante est égale à celle descendante.

Avec des radiosondages nocturnes coïncidant avec l'arrivée de la LG (radiosondages effectués la nuit), la figure 2 montre les flux spectraux d'énergie radiative calculés, en fonction de la longueur d'onde, entre 200 à 3000 nm, aux niveaux 1 km et 2 km. Nous remarquons l'irradiance nulle jusqu'à 200 nm et entre 800 et 3200 nm, le flux montant est égal au flux descendant avec ici une légère atténuation vers 2 km.

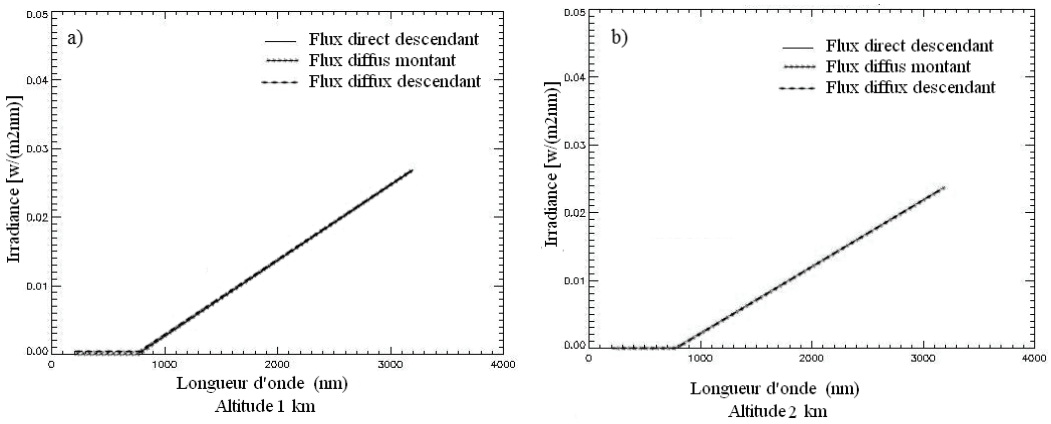


Figure 2 : Le spectre du flux de diffusion atmosphérique : a) à 1 km, b) à 2 km.

2.2. Situation 2 heures après la détection d'une perturbation

Sur la figure 3, les flux nocturnes calculés en fonction de la longueur d'onde, donnent des irradiances dans le domaine spectral de 200 à 3000 nm, au niveau 1 km.

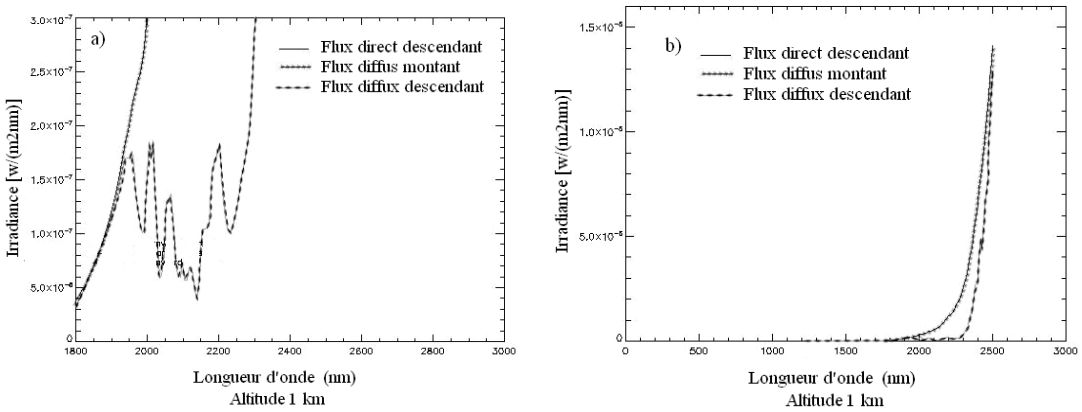


Figure 3 : Flux de diffusion atmosphérique à 1 km : a) 200 nm, b) 3000 nm.

Deux heures après la détection de la perturbation, on se situe dans la partie convective de la LG. Nous constatons une signature spectrale avec l'énergie diffuse descendante très fluctuante avec des valeurs d'irradiance très faibles. La figure 4 (situation diurne 2 heures après la détection de la perturbation) montre le flux solaire direct spectral calculé en plus des flux diffus d'énergie, en fonction de la longueur d'onde.

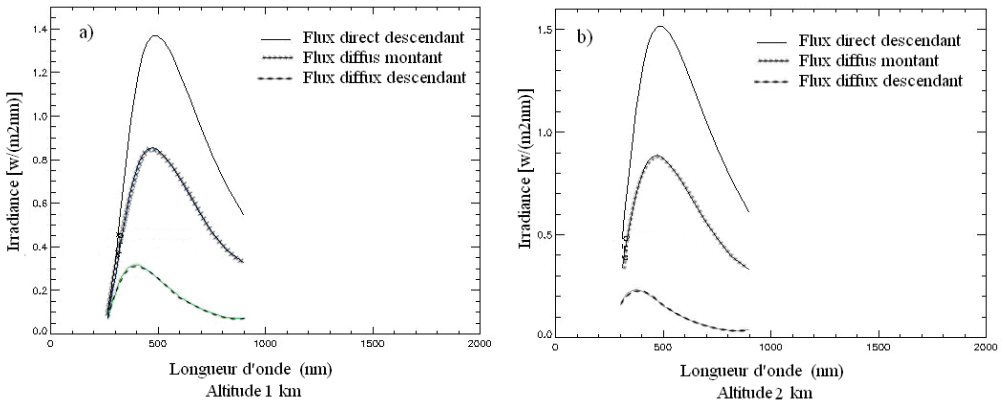


Figure 4 : Flux direct et de diffusion atmosphérique : a) à 1 km, b) à 2 km.

On note sur ces signatures spectrales (200 nm à 3000 nm) que les maximums du flux direct et de la diffusion atmosphérique s'observent autour de 500 nm aux niveaux 1 et 2 km.

2.3. Situation 4 heures après la détection d'une perturbation

Les flux d'énergie radiative nocturnes sont calculés en fonction de la longueur d'onde (figure 5). Il s'agit pour ce domaine spectral (200 à 3000 nm) essentiellement de la diffusion atmosphérique, au niveau 1 km et au niveau 2 km.

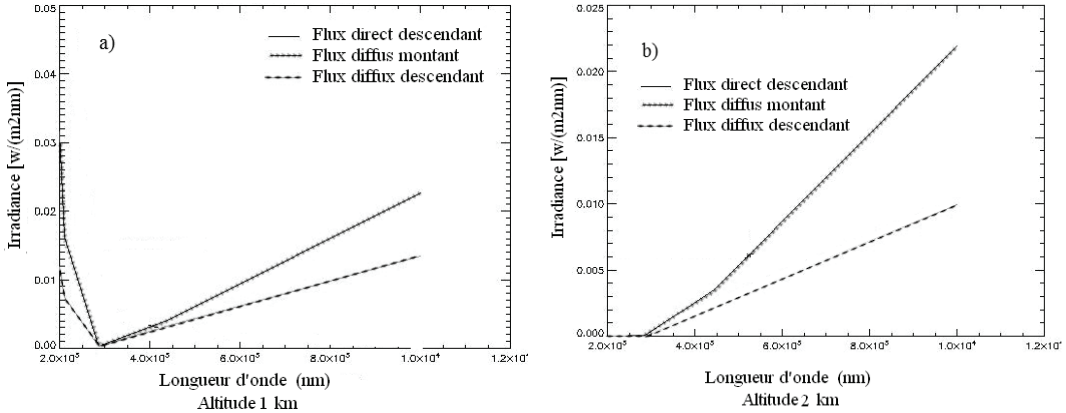


Figure 5 : Flux de diffusion atmosphérique : a) à 1 km, b) à 2 km.

Quatre heures après la détection de la LG, on se trouve dans la partie stratiforme. La signature spectrale indique une différente assez nette des profils des flux montant et descendant de l'énergie radiative. La figure 6 montre les flux calculés à partir de radiosondages effectués pendant la nuit, en fonction de la longueur d'onde. Il s'agit pour ce domaine spectral, 200 à 3000 nm, essentiellement du flux direct et de la diffusion atmosphérique toujours aux mêmes niveaux 1 et 2 km.

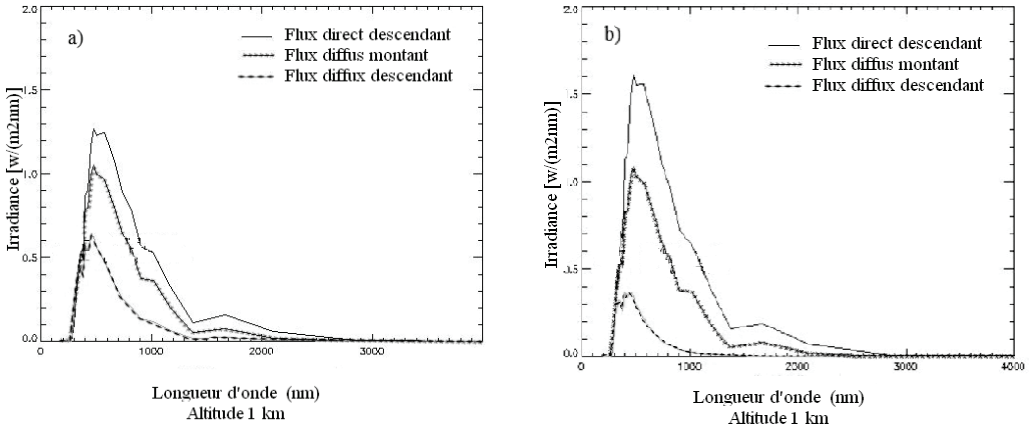


Figure 6 : Flux direct et diffusion atmosphérique : a) à 1 km, b) à 2 km.

On note une absence totale de linéarité du flux d'énergie radiative par rapport à la longueur d'onde ; il apparaît une différence nette de signature spectrale après la détection de LG diurne dans une période comprise entre deux et quatre heures.

Conclusion

Les lignes de grains (LG) africaines sont un acteur majeur de la climatologie de l'Afrique au nord de l'Equateur, en particulier au Sahel, en ce sens que ces phénomènes météorologiques gouvernent les échanges d'énergie au sein de l'atmosphère d'une région

largement excédentaire en énergie solaire reçue (certaines LG sont parfois à l'origine de cyclones se déclenchant des milliers de kilomètres à l'ouest, au large des côtes mexicaines).

Les 334 lignes de grains étudiées sur la période 1968-2006, et l'utilisation du modèle de transfert radiatif MODTRAN4 ainsi que le recours à une analyse composite ont permis de mettre en évidence des signatures spectrales énergétiques de l'atmosphère. Les profils varient suivant la position du sondage selon que l'on se trouve dans la partie convective (jusqu'à 2 heures après la détection de la LG) ou dans sa partie stratiforme. Les signatures spectrales de l'atmosphère révèlent un écart qualitatif important de structures obtenues lors de la comparaison des flux de diffusion atmosphérique pour les différentes classes temporelles. Cette étude climatologique sur plusieurs années des flux spectraux radiatifs de cette zone climatique offre une base de données encore à valoriser par les chercheurs ouest-africains issus de la météorologie et du monde de la physique de l'atmosphère.

Remerciement : Nous remercions le LaMP de l'OPGC (Clermont II) d'avoir acheté pour ce travail MODTRAN4.

Références bibliographiques

Abreu L.W., Anderson G.P., 1996 : *MODTRAN Report*. 261 p.

Berk A., Anderson G.P., Acharya P.K., Hoke M.L., Chetwynd J.H., Bernstein L.S., Shettle E.P., Matthew M.W., and Adler-Golden S.M., 2003 : MODTRAN4 Version 3 Revision 1 USER'S MANUAL. *Remote Sensing Division Washington*, DC, 20375-5351.

Diop B., Fongang S., 1994 : Profils énergétique vertical de l'atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar. *Publications de l'AIC*, 9, 119-126.

Diop B., 2003 : Bilan hydrique terre-atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar. *Dokumentacja Geograpficzna (AIC)*, 29, 81-84.

Diop B., Fongang S., 1996 : Aspect dynamique et bilan thermique de l'atmosphère au passage des lignes de grains à Dakar. *Publications de l'AIC*, 9, 119-126.

Houze R.A., 1989 : Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115, 487, 425-461.

Redelsperger J.-L., 1994 : Nonhydrostatic simulations of a cold-front observed during the fronts-87 experiment. *Quarterly journal of the Royal Meteorological Society*, 517, 519-555.

Redelsperger J.-L., Lafore J.-P., 1988 : A three dimensional simulation of tropical squall lines: convective organization and thermodynamic vertical transport. *J. Atmos. Sci*., 45, 1334-1356.

Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A., Massie S.T., Edwards D.P., Flaud J.M., Perrin A., Camy-Peyret C., Dana V., Mandin J.Y., Schroeder J., McCann A., Gamache R.R., Wattson R.B., Yoshino K., Chance K.V., Jucks K.W., Brown L.R., Nemtchinov V.,Varanasi P., 1996 : The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation). *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, 60, 665-710.

Roux F., Sun J., 1990 : Single-Doppler observations of a est African squall line on 27 6 28 May 1981 during COPT81: kinetics, thermodynamics and water budget. *Mon.Wea. Rev.,* 118, 1826-1854.

Sow B., Viltard A., de Félice P., Deme A. et Adamou G., 2005 : Are squall lines detected by NCEP-NCAR reanalyses? *Meteorology and Atmospheric Physics*, 90, 209-214.

VARIABILITÉ DE L'ACTIVITÉ VÉGÉTALE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUÉMÉ (BÉNIN) : COMPARAISON ENTRE LES DONNÉES MODIS ET ÉCOCLIMAP-2 (2005-2007)

Thao T. P. DO [1, 2] et Sylvain BIGOT [1]

[1] *Université Joseph Fourier - Grenoble 1 / CNRS / IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE UMR 5564, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9 – France.*
thao.do@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr.

[2] *Université des Mines et de Géologie d'Hanoï, Département de Cartographie, Dong ngac, Tu liem, Hanoi – Vietnam.*

Résumé : *Le changement climatique récent en Afrique de l'Ouest (baisse des précipitations) a des influences très significatives sur les écosystèmes, et notamment la végétation. On utilise ici des produits satellitaires, et spécifiquement le LAI (Leaf Area Index) qui est un descripteur de l'activité biophysique, pour l'étude des changements d'activité de la végétation de surface en lien avec la variabilité du climat. Cette étude est réalisée à l'échelle du bassin versant béninois de l'Ouémé supérieur (8.5°-10.5°N / 1.5°-3.0°W) avec des bases de données MODIS et ECOCCLIMAP-2 sur la période 2005-2007. Un problème important qui apparaît dans cette zone est la prise en compte de la couverture nuageuse persistante pendant la saison pluie qui biaise notamment les données MODIS. L'étude combinée de l'indice LAI à partir de différentes sources des données peut permettre de diminuer significativement ce biais.*

Mots-clés *: Bénin, Ouémé, télédétection, climat, végétation, LAI.*

Abstract: Variability of the vegetation activity in the Ouémé region (Benin): comparison between MODIS and ECOCLIMAP-2 data (2005-2007).
The recent climate change in Western Africa (decrease of precipitation) has very significant influences on the ecosystems, in particular vegetation. We use here satellite products, and specifically the LAI (Leaf Area Index) which is a good descriptor of the biophysic activity, for studied changes of surface vegetation activity in relation with the climate variability. This study is realized on the scale of Upper Ouémé region (Benin, 8.5°-10.5°N / 1.5°-3.0°W) from MODIS and ECOCCLIMAP-2 products over the 2005-2007 period. An important problem which appears in this area is the persistent cloud cover during the rainy season which biases especially the MODIS data. The study from LAI comparisons can allow to decrease this problem.

Keywords*: Benin, Ouémé, remote sensing, climate, vegetation, LAI.*

Introduction

La végétation dans l'espace semi-aride joue un rôle important sur le cycle hydrologique et, dans un contexte de changement climatique, est déterminante pour étudier les variations des précipitations. Certaines études menées à l'échelle planétaire indiquent par ailleurs que les variations climatiques ont déjà eu des effets significatifs sur l'activité végétale, spécialement les année déficitaires en précipitation (Soudani *et al.,* 2008). En Afrique de l'Ouest, le programme AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis ; http://www.amma-international.org/) cherche à comprendre ces interactions, leurs causes, pour les quantifier et les prévoir. Dans ce cadre, trois régions de suivi de la variabilité géophysique ont été instrumentées (figure 1) : le site de Gourma (Mali), celui du Degré Carré de Niamey (Niger) et celui de la haute vallée de l'Ouémé (Bénin). Depuis 2007, alors qu'on observe plutôt une augmentation des moyennes pluviométriques régionales, des travaux portent spécifiquement sur l'observation et le suivi de la végétation pour mieux comprendre les interactions entre le climat et l'activité végétale intra-saisonnière.

Pour cette étude, la télédétection spatiale est un outil essentiel qui peut apporter des informations de grande qualité sur la variabilité spatio-temporelle des états de surface à différentes résolutions spatiales. C'est donc un outil utile et très efficace pour étudier les interactions entre la surface continentale (notamment la couverture végétale) et le climat,

même si en revanche, la couverture nuageuse pendant la saison des pluies, notamment à l'échelle du domaine tropical, peut rendre difficile l'utilisation des données satellitaires pour suivre l'activité végétale.

L'objectif de cette étude est de comparer, à l'échelle du site béninois de l'Ouémé, les variations pluviométriques et celles d'un indice de végétation appelé Leaf Area Index (LAI) calculé à partir de deux sources de données : les données MODIS et les données ECOCLIMAP-2. L'analyse de la bonne adéquation entre ces données permet notamment de déterminer le gain ou la perte d'information spatiale et/ou temporelle en fonction de la résolution choisie, tout en déterminant les données qui peuvent minimiser de façon significative les biais provenant de la couverture nuageuse au cours de la saison des pluies.

1. La zone d'étude

La zone d'étude correspond au bassin versant supérieur de l'Ouémé (14 300 km²), au centre du Bénin, délimité par les latitudes 8,5°-10,5°N et les méridiens 1,5°-3,0°W (figure 1). Cette zone possède un climat de type soudanien avec des précipitations moyennes annuelles de 900-1200 mm, et une saison des pluies qui commence en avril (plus ou moins selon les années) et se termine en octobre (Lawin, 2007 ; Thamm *et al.*, 2008 ; Zin *et al.,* 2009). La répartition et les principales caractéristiques de la végétation régionales ont déjà été classées grâce à la télédétection par Bigot *et al.* (2005), Zin *et al.* (2009) ainsi que Bel (2010), qui ont déterminé essentiellement des espaces de forêts, de savane, de zone de cultures, de zone urbaine et de jachère. Selon Zannou (2011), la période 1978-2006 a enregistré de grands changements de végétation dans cette région, avec une dégradation des espaces forestiers et une augmentation des cultures et des jachères.

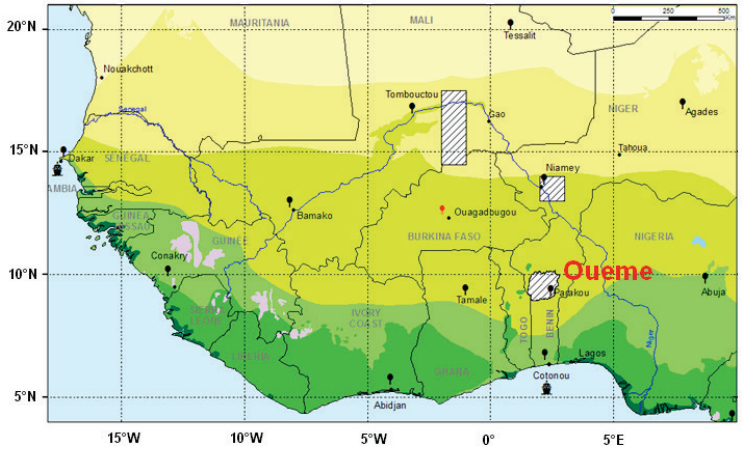


Figure 1 : Localisation des trois zones AMMA-CATCH (en hachures) en Afrique de l'Ouest où sont étudiées les interactions entre le climat, l'hydrologie et les états de surface (adapté à partir d'un document AMMA-CATCH / Observatoire hydrométéorologique sur Afrique de l'Ouest, résumant la répartition des principaux écosystèmes ouest-africains).

2. Données analysées et méthodologie

L'indice foliaire LAI est un indicateur bioclimatique dans l'étude des processus et des interactions entre le climat et la végétation. Il se définit comme le ratio de la surface totale supérieure des feuilles par rapport à une unité de surface. Il s'agit d'un indice utilisé par une très large communauté scientifique pour mesurer la vitalité de la végétation et définir ses variations intra- et interannuelles. Le LAI reflète l'adaptation de l'état des plantes aux changements climatiques, en particulier dans les zones arides et semi-arides où les variations interannuelles du climat sont importantes (Zhang *et al.*, 2005 ; Soudani *et al.,* 2008). Les valeurs normalisées du LAI sont comprises entre 0 et 7. Les fortes valeurs correspondent aux densités les plus importantes de la biomasse verte. Pour estimer le LAI grâce à la télédétection, il existe de nombreuses méthodes : 1) le développement de relations statistiques entre LAI et les indices de végétation (Wang *et al.,* 2005 ; Fan *et al.,* 2009) ; 2) l'utilisation

d'algorithme pour calculer des tables de correspondance (ou LUT – *Look-Up Table* ; Weiss *et al.*, 2004), 3) les réseaux de neurones (Xiao *et al.,* 2009) et 4) le recours à des modèles physiques d'inversion ou d'autres méthodes non paramétrique (Xiao *et al.,* 2009). Mais l'incertitude persiste dans sa précision, en fonction des résolutions spatio-temporelles et du type de données analysées. C'est une cause des grandes variétés de qualité des produits LAI, provoquées surtout par des questions d'instruments, de données manquantes et d'autres bruits parasitant les résultats, sans compter qu'il est souvent difficile et complexe de valider ces mesures indirectes à partir de calibration *in situ*.

Le LAI est par exemple estimé à partir de capteur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) lancé dans l'espace par la NASA en décembre 1999 pour la surveillance de l'atmosphère terrestre, des océans et des terres émergées. Le produit 'MOD15A2 LAI' avec une résolution spatiale de 1 km, proposant des composites sur 8 journées, est analysé ici sur la période 2005-2007, période sur laquelle nous disposons d'autres données radiométriques et climatiques sur la zone d'étude au Bénin. Les données ont été téléchargées avec l'outil de l'USGS, Global Visualization Viewer (Glovis : https://glovis.usgs.gov/). Leurs valeurs sont stockées avec un facteur qui doit ensuite être appliqué pour les transformer en valeurs biophysiques. Ces valeurs LAI de MOD15A2 ont ensuite été comparées aux valeurs provenant de la base de données LAI-ECOCLIMAP2.

Etablie avec une résolution spatiale de 1 km, à l'échelle mondiale et actualisée jusqu'en 2010, les données ECOCLIMAP comprennent deux composantes : 1) une classification des écosystèmes et 2) un ensemble cohérent de paramètres de surface continentaux (indice foliaire, fraction de couverture végétale, albédo et classification de la couverture des terres). Le produit ECOCLIMAP-2 a été spécialement développé dans le cadre du programme AMMA (Kaptue *et al.,* 2010) avec notamment l'estimation du LAI sur la base des produits MODIS, interpolée linéairement pour s'adapter à la résolution de 10 jours et de 1 km. A l'échelle de notre étude, ECOCLIMAP-2 a été ré-échantillonné à une résolution spatiale de 5 km.

3. Résultats

3.1. Etude de la variabilité de l'activité végétale interannuelle et intra-saisonnière

A partir des valeurs du LAI, il est possible d'identifier les principales variations saisonnières et interannuelles pour essayer de comprendre l'influence de la variabilité climatique. Le calcul est mené à l'échelle moyenne du bassin versant de l'Ouémé (figure 2).

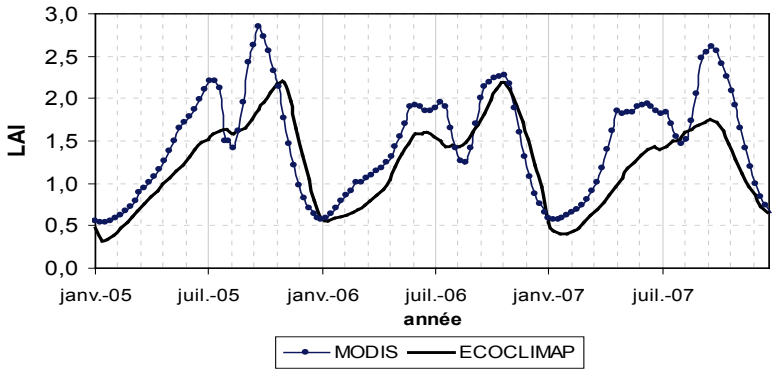


Figure 2 : Variabilité des valeurs du LAI moyen calculées à l'échelle du bassin versant de l'Ouémé, sur la période 2005-2007 et en fonction de deux sources de données : MODIS et ECOCLIMAP-2.

La relation entre les deux indicateurs n'est pas rigoureusement synchrone ou identique sur la période d'étude, notamment pendant la saison des pluies. La dynamique annuelle du LAI

MODIS est bimodale (figure 3), avec un pic en juin et un autre en septembre, tandis que la dynamique temporelle du LAI ECOCLIMAP2 est plutôt monomodale (mais pas en 2006). Cela peut s'expliquer par les biais liés à la résolution des données et/ou au lissage que cela engendre sur les séries. Pour ECOCLIMAP-2, le maximum est par exemple beaucoup plus faible (1,75) en 2007 que celui observé avec MODIS (2,8) sur année 2007. Ces différences saisonnières en fonction des deux types de données compliquent donc l'interprétation des relations climat-végétation ainsi que l'interprétation régionale des processus en fonction des couvertures végétales. Plusieurs études indiquent également qu'il y a au moins deux problèmes liés au produit LAI MODIS (Xiao *et al.,* 2009).

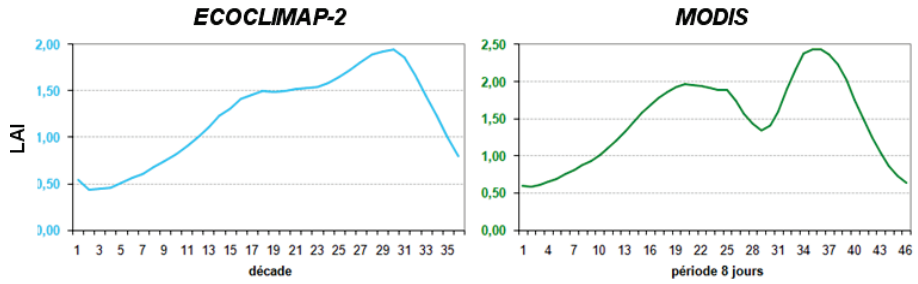
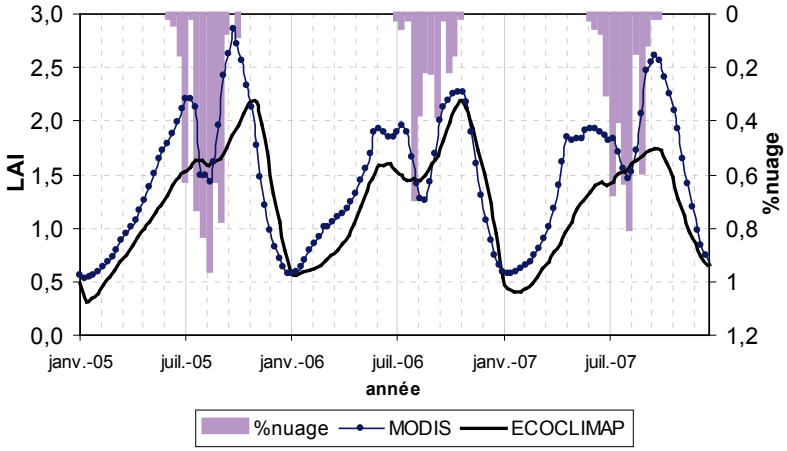


Figure 3 : Signatures saisonnières moyennes (2005-2007) du LAI dans le bassin versant de l'Ouémé selon les données ECOCLIMAP-2 et MODIS.

Selon des statistiques établies à partir des données SPOT-VGT sur la période 2002-2009 en étudiant spécifiquement le cœur de la saison des pluies (juillet-août), on observe que le pourcentage de nuages est alors maximum et entraîne une signature bimodale artificielle lors du calcul du LAI MODIS (figure 4).

Figure 4 : Pourcentage de nuages au cœur de la saison des pluies dans le bassin versant de l'Ouémé, déterminé à partir des données décadaires SPOT-VGT sur la période 2002-2009.



Cette variabilité de l'activité végétale vue au travers du LAI semble très complexe à décrire à cette échelle régionale moyenne, puis les variations intra-saisonnières et le caractère bimodal des séries MODIS ne peut pas s'interpréter directement en fonction du seul cumul pluviométrique. Ainsi, alors que les années 2005 et 2007 enregistrent un creux très significatif du LAI (figure 4) que l'on peut associer à la forte signature de la nébulosité ces années là, le caractère bimodal est également observable en 2006, année plus sèche (1080 mm, contre 1263 sur la moyenne 2002-2009) et avec une saison sèche moins chaude début 2005 (figure 5).

3.2. Etude de la variabilité selon différents types de couverts de végétation

Afin de mieux comprendre la variabilité spatio-temporelle du LAI, l'analyse est conduite en fonction des principaux types d'occupation du sol (forêt, savane, zone de cultures, zone urbaine et jachère) établis selon des classifications automatiques supervisées (Bel, 2010).

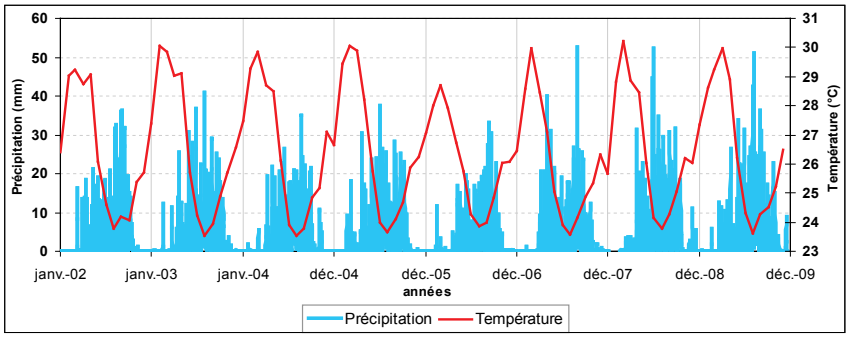
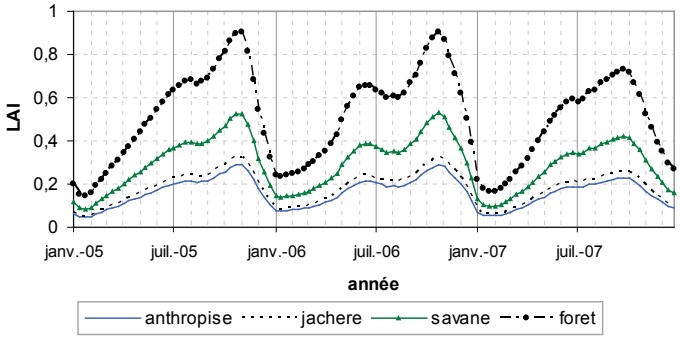


Figure 5 : Détermination de la variabilité pluvio-thermique saisonnière et interannuelle sur la période 2002-2009 à l'échelle moyenne du bassin de l'Ouémé supérieur. Analyse de la pluviométrie (histogramme) à l'échelle journalière à partir d'un indice stationnel (données AMMA) et de la température (courbe) à partir d'un indice régional simplifié calculé à partir des réanalyses NCEP.

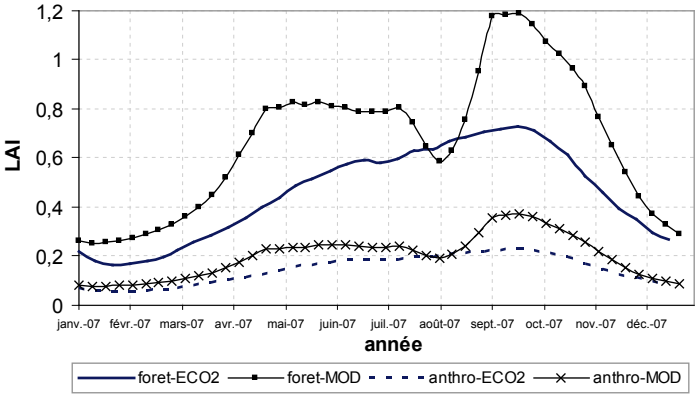
Les résultats indiquent des écarts significatifs de LAI entre les différentes classes (figure 6). Fondamentalement, les zones anthropisées et les zones de jachère enregistrent approximativement les mêmes valeurs (les plus faibles). Les valeurs les plus élevées correspondent aux espaces savanicoles et forestiers, ces derniers enregistrant cependant des valeurs de LAI (selon les données ECOCLIMAP-2) bien supérieures, de l'ordre de 0,9 pour les maxima saisonniers.

Figure 6 : Variabilité du LAI calculé à partir des données ECOCLIMAP-2 (2005-2007) et à l'échelle du bassin versant de l'Ouémé, pour 4 principaux types d'occupation du sol.



L'observation plus spécifique des variations de deux classes d'occupation du sol (forêt et espaces anthropisés) au cours de l'année 2007 révèle des différences très importantes entre les signatures du LAI selon MODIS ou selon ECOCLIMAP-2 (figure 7).

Figure 7 : Comparaison des signatures du LAI, au cours de l'année 2007 et pour deux types d'occupation du sol (forêt et espaces anthropisés) dans le bassin versant de l'Ouémé, calculées à partir des données MODIS et ECOCLIMAP-2.



Conclusion

Ces résultats très préliminaires et sur une période très courte demandent évidemment maintenant plus d'analyses complémentaires pour pouvoir en tirer des observations et certains diagnostiques systématiques sur les interactions climat/végétation et sur les potentialités des

produits satellitaires pour les étudier à l'échelle de notre domaine d'étude. Ainsi, d'autres produits sont actuellement en cours d'étude, comme les données SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) issues de plate-forme MSG et à une résolution spatiale de 3 km. De même, la prise en compte explicite de l'hétérogénéité spatiale grâce à la télédétection à plus haute résolution spatiale devrait permettre de mieux révéler les relations bioclimatiques et leurs différentes variations. Mais comme les choix des niveaux d'observation et de comparaison des échelles de paysages influenceront également les éléments discriminés, l'idéal serait de pouvoir intégrer les différentes données afin de mieux cerner les influences spatio-temporelles du climat sur les réactions en surface de la végétation.

Remerciements : Ces recherches sont conduites dans le cadre du programme AMMA (*African Monsoon Multidisciplinary Analysis*).

Références bibliographiques

Bel C., 2010 : *Etablissement d'une carte d'occupation du sol et étude de la dynamique de la végétation*. Rapport de stage de master, LTHE, 35 p.

Bigot S., Zin I. and Diedhiou A., 2005 : Apport de données de HRV de Spot pour l'étude des variations phénologiques dans le bassin de l'Ouémé (Bénin). *Télédétection*, 4 (4), 339-353.

Fan L., Gao Y., Brück H. et Bernhofer C., 2009 : Investigating the relationship between NDVI and LAI in semi-arid grassland in Inner Mongolia using in-situ measurements. *Theoretical and Applied Climatology,* 95, 151-156, DOI10.1007/s00704-007-0369-2.

Kaptue Tchuente A., Roujean J.-L. et Faroux S., 2010 : ECOCLIMAP-II: An ecosystem classification and land surface parameters database of Western Africa at 1km resolution for the African monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project. *Rem. Sens. Environ,* 114, 961-976.

Lawin A. E., 2007 : *Analyses climatologique et statistique du régime pluviométrique de la haute vallée de l'Ouémé à patir des données pluviographiques AMMA-CATCH Bénin*. Thèse de Doctorat, INP Grenoble et Université d'Abomey-Calavi, 231 pages.

Soudani K., Le Maire G., Dufrêne E., François C., Delpierre N., Ulrich E., Cecchini S., 2008 : Evaluation of the onset of green-up in temperate deciduous broadleaf forests derived from moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) data. *Rem. Sens. Environ,* 112(5), 2643–2655.

Thamm H. P., Judex M., Röhrig J. et Schulz O., 2008 *: IMPETUS Atlas Bénin*. Université Bonn, Allemagne, 141p.

Wang Q., Adiku S., Tenhunen, Granier A., 2005 : On the relationship of NDVI with leaf area index in a deciduous forest site. *Remote sensing of environment*, 94, 244-255.

Weiss M., Baret F., Smith G.J., Jonckheere I. et Coppin P., 2004 : Review of methods for in situ leaf area index (LAI) determination. Part II. Estimation of LAI, errors and sampling. *Agric. For. Meteorol.*, 121, 37-53.

Zhang X., M. A. Friedl, C. B. Schaaf, A. H. Strahler et Z. Liu, 2005 : Monitoring the response of vegetation phenology to precipitation in Africa by coupling MODIS and TRMM instruments, *Journal of Geophysical Research,* 110, D12103, doi:10.1029/2004JD005263.

Xiao Z. Q., Liang S. L., Wang J. D., Song J. L. & Wu X. Y., 2009 : A temporally integrated inversion method for estimating Leaf Area Index from MODIS data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing,* 47, 2536-2545.

Zannou A. B. Y., 2011 : *Analyse et Modélisation du Cycle Hydrologique Continental pour la Gestion Intégrée des Ressources en Eau au Bénin. Cas du bassin de l'Ouémé à Bétérou*. Thèse de doctorat, CIPMA-Chaire UNESCO et Université d'Abomey-Calavi, 315 p.

Zin I., Zribi M., Ottlé C., Hiernaux P., Lacaze R., Le Hénarat-Mascle S., Sanou B., André C., Guibert S., Saux-Picart S., Dessay N., Boulain H., Cappelaere B., Decroix L., Séghieri J. et Séguis L., 2009 : Land cover assessemant on the three AMMA experimental site from SPOT HRVIR data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation,* JAG-D-08-00159.

VARIATION DES EXTRÊMES PLUVIO-HYDROLOGIQUES DANS LE BASSIN INFÉRIEUR DU FLEUVE OUÉMÉ : DIAGNOSTIC ET MANIFESTATION

Blaise DONOU, Euloge OGOUWALE, Expédit VISSIN et Michel BOKO

Laboratoire, Pierre Pagney 'Eau, Climat, Ecosystème et développement', Université d'Abomey-Calavi, BP 526, Cotonou, Bénin. donaise2025@yahoo.fr, ogkelson@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, mboko47@yahoo.fr

Résumé : *Cette recherche a évalué la variation des extrêmes pluviométrique et hydrologique ainsi que leurs impacts dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé. Ces extrêmes ont été analysés sur la base de l'analyse fréquentielle à l'aide de la méthode QBF (Débit-Durée-Fréquence), qui a nécessité l'utilisation des données de la série 1951-2005. Les résultats issus de ces différentes analyses ont montré un accroissement de la fréquence des pluies maximales de 2,5 à 4 % sur la période d'étude. Les débits maximaux enregistrent les fréquences de 15 %, ce qui a pour conséquence l'augmentation des crues et inondations. Mais à l'échelle annuelle, une augmentation des années déficitaires est constatée sur la même période. La multiplication des pluies maximales entraîne la destruction des cultures, la dégradation des infrastructures, augmentant ainsi la vulnérabilité des populations du bassin.*

Mots-clés : *Bassin inférieur de l'Ouémé, événements pluvio-hydrologiques extrêmes, vulnérabilité agricole, stratégies réactives.*

Abstract: Rainfall and hydrological extremes variability the lower basin of the Oueme river: diagnostic and manifestation.
This research has evaluated the variation in rainfall and hydrological extremes and their impacts on the lower basin of the Ouémé River. These extremes have been analyzed with frequency-based analysis using the QBF method (flow-duration-frequency), which requires the use of data from the target period 1951-2005. The result of these analyzes show an increase of 2.5 to 4% in frequency of maximal rainfall over the target period. The maximum flows have reached frequencies of 15%, which results in the increase of floods. But on an annual basis, an increase in deficit years is experienced over the same period. The maximum increase in rainfall leads to destruction of crops, deteriorating infrastructure, increasing the vulnerability of populations in the basin.

Keywords: *Lower Basin of Ouémé River, extreme hydrological and rainy events, agricultural vulnerability, coping strategies.*

Introduction

Le climat de la terre est soumis ces trois dernières décennies à des variations importantes de ses principaux paramètres (Wigley, 1981 cité par Ogouwalé, 2006). Selon le GIEC (2007), ces variations se manifestent par la multiplication des événements climatiques extrêmes. Cette situation a entraîné un intérêt croissant de la communauté scientifique pour l'étude des événements climatiques extrêmes tels que les tempêtes, les inondations, les sécheresses, etc. Ce regain d'intérêt scientifique s'explique par le fait que leurs conséquences économiques et sociales sont énormes (Naveau, 2007).

Dans les régions tropicales et intertropicales, la vulnérabilité des populations à la variation des extrêmes climatiques est d'autant plus importante que les différents systèmes de production agricole sont fortement corrélés au climat (Olivry, 1983). Au Bénin, les contraintes climatiques se manifestent par une forte irrégularité des précipitations interannuelles tant dans leur ampleur que dans leur répartition (Boko, 1988). Il s'en suit une variation des régimes pluviométriques entraînant une modification des régimes hydrologiques saisonniers (Vissin, 2001). Ceci n'est pas sans conséquence sur la production agricole et les installations humaines. Selon Donou (2007), le régime hydrologique du bassin inférieur de l'Ouémé (figure 1) est marqué par l'avènement des crues et des inondations. Les crues constituent un facteur important de la production agricole dans le bassin en ce sens qu'elles augmentent ses potentialités agricoles par l'apport de surplus d'eau et d'éléments fertilisants

des sols (Lamouroux, 1972 ; Houessou, 1997). Mais depuis quelques décennies, ces mêmes crues sont marquées par des épisodes non maîtrisés (Donou, 2007). La conséquence d'une telle situation est la destruction des cultures et des infrastructures, des difficultés de conservation des récoltes et des déficits de productions agricoles. Par ailleurs, les fluctuations pluviométriques caractérisées par l'augmentation des valeurs extrêmes (Ogouwalé, 2006) influent sur l'agriculture pluviale par la perturbation des quantités d'eau disponibles dans le sol (Besancenot, 1989). Les populations du bassin se trouvent ainsi plus vulnérables aux événements pluvio-hydrologiques extrêmes. Il est donc nécessaire de mener une étude diagnostic sur la fréquence des événements pluvio-hydrologiques extrêmes et d'évaluer leurs conséquences sociales.

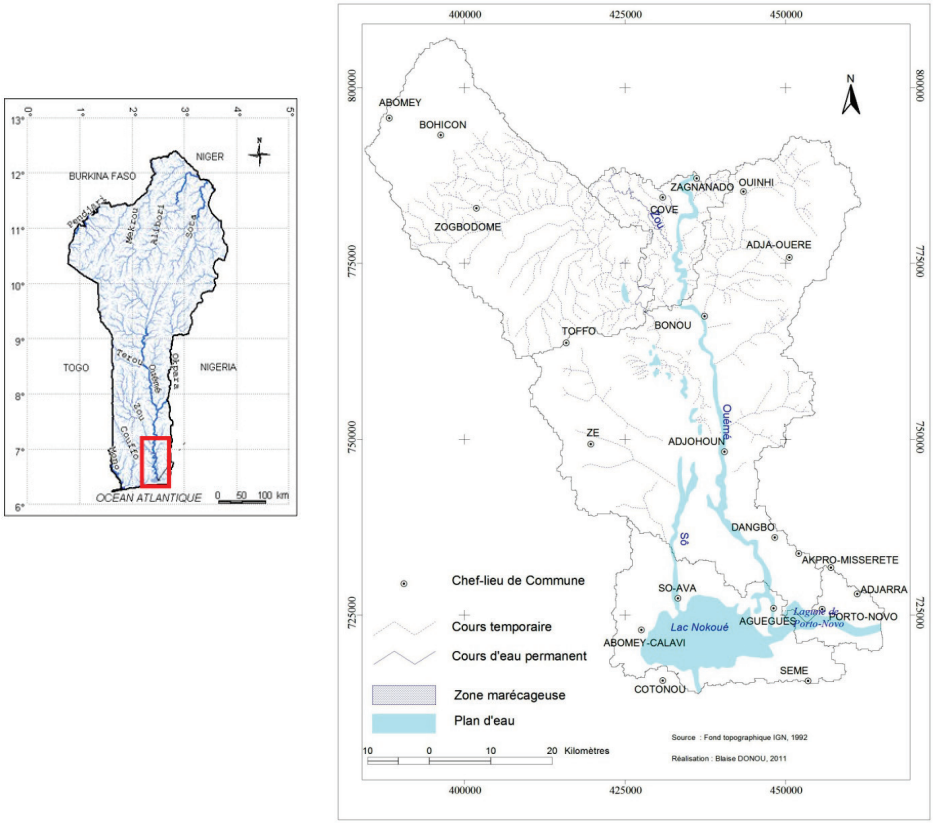


Figure 1 : Situation géographique du bassin inférieur du fleuve Ouémé (source : Le Barbé et *al.*, 1993).

1. Démarche méthodologique

1.1. Analyse de la fréquence des événements pluvio-hydrologiques extrêmes

L'analyse de la fréquence a été faite à l'aide de l'approche QBF (Débit-Durée-Fréquence). Pour ce faire, la loi du modèle de Gumbel (Meylan et Musy, 1999) a été appliquée aux hauteurs maximales journalières de pluie et aux débits maximaux du fleuve Ouémé sur la période 1951-2005.

1.2. Evaluation de la vulnérabilité sociale et des stratégies d'adaptation endogènes

La vulnérabilité sociale, notamment agricole, aux événements pluvio-hydrologiques extrêmes a été évaluée à travers l'analyse de l'évolution des rendements des principales cultures que sont le maïs (*Zeas mays*), le manioc (*Maniot esculanta*) et le niébé (*Vigna unguculata*). La dépendance entre production agricole du bassin et les événements pluvio-hydrologiques extrêmes a été déterminée par la détection d'une relation entre les hauteurs de pluies maximales et les rendements agricoles. La méthode de régression linéaire d'équation *y*

= *ax* + *b* a été utilisée, avec comme variable explicative la hauteur maximale de pluie annuelle et la variable expliquée est la production annuelle par unité de superficie des cultures choisies. Le test de corrélation de rang de Kendall a été utilisé pour tester la significativité de cette relation déterminée.

Par ailleurs, les observations de terrain ont permis d'identifier les autres impacts des extrêmes et de répertorier les stratégies d'adaptation développées par les populations pour atténuer les impacts des événements pluvio-hydrologiques extrêmes sur leurs productions.

2. Résultats et analyse

2.1. Fréquence des événements pluvieux extrêmes

La fréquence d'apparition des hauteurs maximales journalières de pluie dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé est présentée sur les graphiques de la figure 2.

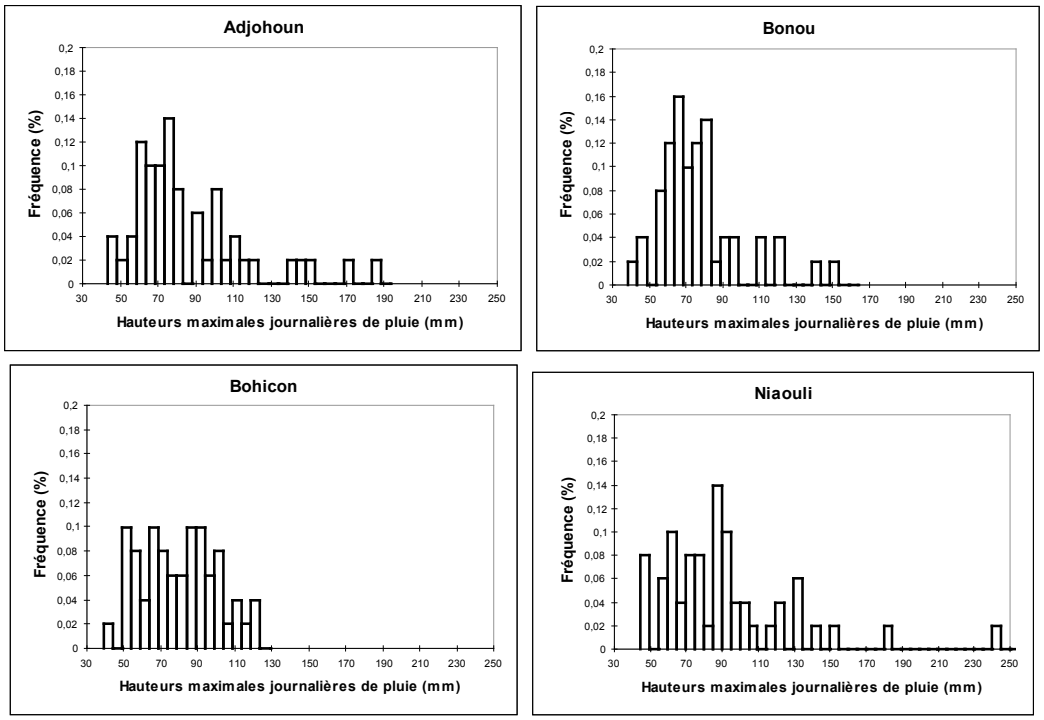


Figure 2 : Fréquence des événements pluvieux extrêmes dans le delta du fleuve Ouémé (1951-2005).

De l'analyse de ces graphiques, il ressort que la fréquence d'occurrence des minima (30 mm) varie entre 2 et 10 % pour toutes les stations. Quant aux maxima (250 mm en 24 heures), leur fréquence d'occurrence varie entre 2,5 et 4 %. Or, par définition, les événements extrêmes sont des événements dont la fréquence d'occurrence ne dépasse pas 2 % (Auliac, 1995). Les valeurs extrêmes maximales du bassin ayant une fréquence d'occurrence supérieure à 2, il s'en suit qu'il y a une augmentation significative de 1,5 % de cette fréquence. Mais les plus fortes fréquences sont enregistrées par les hauteurs de pluie de 70 mm dans la plupart des stations du bassin. Or, selon le CIRAD et le GRET (2006), au-delà de 50 mm de précipitation journalière et en fonction de la topographie du terrain (pente > 2 %), on assiste sur les terres de barre à de forts ruissellements pouvant emporter les semis et/ou détruire les cultures au champ par inondation.

Les événements pluvieux extrêmes dans le bassin sont donc marqués par une forte fréquence sur la série 1951-2005, avec des hauteurs de pluie de 70 mm en 24 heures comme les plus fréquentes.

2.2. Fréquence des débits maximaux dans le delta du fleuve Ouémé

La fréquence d'occurrence des débits maximaux journaliers dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé à la station de Bonou est représentée sur la figure 3.

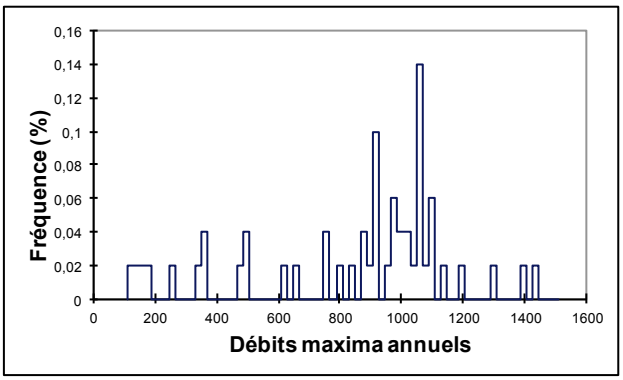


Figure 3 : Fréquence des débits maximaux annuels à Bonou.

Sur la série 1951-2005, les débits maximaux ont varié entre 100 et 1600 m^3/s. Les débits maximaux de 1100 m^3/s enregistrent les fréquences les plus élevées (15 %). Or, le débit de seuil de crue de l'Ouémé à Bonou est de 1000 m^3/s (Donou, 2007), ce qui signifie que les crues ont une forte occurrence dans le bassin. Ainsi, comme les pluies extrêmes, les crues ont une forte fréquence sur la période 1951-2005.

2.3. Impacts sociaux des événements pluvio-hydrologiques extrêmes

Les pertes de semis sont causées par les forts ruissellements provoqués par les pluies violentes et abondantes. Durant les mois de juin, juillet et août, les eaux de ruissellement envahissent les champs et détruisent les cultures (tableau 1). De même, les cultures tardives sont souvent envahies par les crues pendant les mois d'août et de septembre (Lamouroux 1972 ; Houndagba, 1990 ; Agossa 1994 ; Donou, 2007).

Tableau 1 : Superficies (ha) des principales cultures inondées dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé en 2008.

	Maïs		Manioc		Niébé		Total	
	Emblavé	Inondé	Emblavé	Inondé	Emblavé	Inondé	Total Emblavé	Total Inondé
Valeur absolue	8884	4061	2175	928	29	13	11591	5212
Proportion (%)	/	45	/	42	/	44	/	44

Emblavé = superficie emblavée ; Inondé = superficie inondée ; Source : enquête de terrain, CeCPA, juin 2008.

Les champs de maïs sont plus inondés avec une proportion de 45,7 % de la superficie totale emblavée dans le bassin. Au total, 5212,9 ha de champs toutes cultures confondues ont été inondés sur 11591 ha de superficies emblavées en 2008, soit 44,9 %. Cette situation a entraîné la destruction des cultures et des pertes de production estimées à près de 29000 tonnes toutes cultures confondues, pour la campagne agricole de 2008. Le maïs constitue la spéculation qui enregistre la perte la plus importante, avec 12450 tonnes perdues contre 9280 tonnes pour le manioc (CeCPA, et traitements statistiques, juin 2008). Face à cette situation, les populations agricoles développent des stratégies réactives.

2.4. Stratégies endogènes réactives

Les stratégies d'adaptation réactives des populations agricoles face aux inondations se rapportent à la mise en œuvre de projets de développement agricole, à l'adoption de variété à cycle court et au drainage des champs en période d'inondation.

La mise en œuvre des projets de développement agricole dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé n'est pas spécifiquement liée aux mesures d'adaptation aux crues, mais à des politiques de développement général du monde rural. C'est dans le cadre de ces politiques que le bassin est aujourd'hui un carrefour d'initiatives de développement agricoles. En effet, en dehors de nombreuses institutions publiques ou privées, plusieurs autres projets financés par les partenaires au développement continuent d'appuyer les populations dans différents domaines agricoles tels que :

- l'assistance à la paysannerie à travers l'octroi de crédits ;
- la formation agricole et la vulgarisation des techniques de la lutte contre les inondations ;
- la mise en place d'infrastructures de stockage et de commercialisation des produits agricoles ;
- la promotion d'infrastructures communautaires (hydraulique villageoise, pistes rurales, etc.).

Les variétés à cycle court comme le maïs de 75 jours, en remplacement du maïs local qui a un cycle de 120 jours, ont l'avantage d'atteindre le terme de leur cycle de développement avant l'avènement des crues et des inondations. Il en est de même pour le niébé local qui est de plus en plus délaissé au profit du niébé amélioré dans le bassin.

En période d'inondation, les populations agricoles du bassin ouvrent des drains pour évacuer l'eau des champs et limiter les dégâts. Les photos 1 et 2 montrent respectivement une séance d'ouverture de drain et le drainage des eaux des champs dans le bassin inférieur du fleuve Ouémé.

Photo 1 : Séance d'ouverture de drain à Gogbo (cliché : Donou B., octobre 2010).

Photo 2 : Drainage de l'eau d'un champ de maïs inondé à Dannou (cliché : Donou B., juin 2008).

Les drains ouverts sont reliés entre eux et forment un réseau qui draine l'eau dans le cours du fleuve Ouémé. Mais ces stratégies développées ne permettent pas de réduire efficacement la vulnérabilité des populations agricoles du bassin face aux crues et aux inondations.

Conclusion

Le modèle d'analyse fréquentielle appliqué aux données pluviométriques et hydrologiques sur la période 1951-2005, montre que les événements pluvieux extrêmes sont marqués par une forte fréquence sur la période d'analyse. Il en est de même pour les débits maximaux du fleuve qui ont connu une augmentation de leur fréquence de plus de 15 % sur la même période. Les impacts des événements pluvio-hydrologiques extrêmes sur la production

agricole du bassin inférieur du fleuve Ouémé se manifestent par la destruction des champs installés dans la plaine d'inondation et la vulnérabilité des cultures qui se traduit par la diminution des rendements agricoles, notamment du maïs, qui est la culture la plus pratiquée dans le delta. Pour réduire les impacts des inondations sur leur production, les populations agricoles adoptent plusieurs stratégies comme l'ouverture des drains dans les champs en période d'inondation. Mais il importe que les recherches se poursuivent pour analyser la situation en cas d'extrêmes pluvio-hydrologiques déficitaires en vue d'un meilleur diagnostic et d'une élaboration de stratégies adaptées aux deux contextes.

Références bibliographiques

Agossa C. N., 1994 : *Les crues de l'Ouémé et du Zou en pays Agonlin : impacts socio-économiques*. Mémoire de maîtrise de géographie, 92 p.

Auliac G., 1995 : *Probabilité et statistique*. Ediscience International, Paris. 254 p.

Besancenot J.-P., 1989 : Rythmes climatiques et rythmes de développement au Bénin. *Annales de géographie, n°12* 117-120.

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines, CRC, URA 909 du CNRS, Univ. de Bourgogne, Dijon, 2 volumes, 601 p.

CIRAD et GRET 2006 : *Mémento de l'agronome. Ministère des Affaires Etrangères*. CIRAD-GRET, Paris, 780-790.

Donou T. B., 2007 : *Dynamique pluvio-hydrologique et manifestation des crues dans le bassin du fleuve Ouémé à Bonou*. Mémoire de maîtrise de géographie, UAC/FLASH, 104 p.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques*. Rapport de synthèse, GIEC, Genève, Suisse, 114 p.

Houessou F., 1997 : *Contribution à l'étude agro climatique de la basse vallée de l'Ouémé, rive gauche*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC/FLASH, 128 p.

Houndagba C. J, 1990 : *Analyse d'un paysage de vallée : le cours inférieur de l'Ouémé (Bénin)*. In *La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest*, AUPELF, Coopération française, 239-251.

Lamouroux M., 1972 : *Etude pédologique de la vallée de l'Ouémé*. Rapport ORSTOM, France, 50 p.

Le Barbe *et al.,* 1993 : *Les ressources en eau superficielle de la république du Bénin*. Edition ORSTOM, 290 p.

Meylan P. et Musy A., 1999 : Hydrologie générale : Analyse fréquentielle. *Annales revue hydrologie*, 10, 19 p.

Naveau P., 2007 : Statistical methods for the analysis of climate extremes. *Canadien Academy of Science*, 4 p.

Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le bénin méridional et central : indicateurs, scénarios et prospective de la sécurité alimentaire*. Thèse de Doctorat Unique de l'Université d'Abomey-Calavi, 302 p.

Olivry J. C., 1983 : Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux îles du Cap-Vert. Examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cahier ORSTOM*, *sér. Hydrol*., vol. XX, n°1, 47-69.

Vissin E. W., 2001 : *Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger*. Mémoire de DEA, centre de recherche de climatologie, Dijon, 52 p.

IMPACTS POTENTIELS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES CULTURES DU MAÏS ET DU COTON ET STRATÉGIES D'ADAPTATION DANS L'OUHAM EN CENTRAFRIQUE

Bertrand DOUKPOLO [1, 2], Euloge OGOUWALE [2], Sylvain NDJENDOLE [1] et Michel BOKO [2]

[1] *Laboratoire de Climatologie, de Cartographie et d'Etudes Géographiques (LACCEG), Guy Lasserre, Département de Géographie, FLSH, Université de Bangui, BP 1037, Bangui, Centrafrique. bertrandoukpolo@yahoo.fr*

[2] *Laboratoire de Climats, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE), Pierre Pagney, Département de Géographie, FLASH, Université d'Abomey-Calavi, BP 526, Calavi, Bénin. bokomichel@gmail.com*

Résumé : *La présente étude est une contribution à l'évaluation des impacts potentiels des changements climatiques sur les cultures du maïs et de coton, deux variétés agricoles très importantes pour l'économie locale dans la préfecture de l'Ouham en Centrafrique. La démarche méthodologique est fondée sur l'utilisation du modèle biophysique DSSAT V4.5 de simulation des rendements agricoles, la description des physionomies climatiques futures ainsi que les écarts qui existent entre les situations climatiques de demain et celles connues (situation de référence). L'analyse des rendements simulés et comparés à ceux observés dans l'Ouham indique une baisse de 19 à 26 % des rendements dans le contexte d'un changement climatique nécessitant des stratégies adaptives plus appropriées afin de réduire la vulnérabilité agricole.*

Mots-clés *: Ouham, changements climatiques, impacts agricoles, adaptation.*

Abstract: Potential impacts of climate change on crop corn and cotton and adaptation in Ouham of central Africa.

This study is a contribution to the assessment of potential impacts of climate change on the crops of corn and cotton, two important agricultural varieties for the local economy in the prefecture of Ouham in CAR. The methodology approach is based on the use of biophysical model DSSAT V4.5 simulation of crop yields, the description of future climate and faces the gap between future climate situations and those known (baseline). The analysis of yields simulated and compared to those observed in Ouham indicates lower19 to 26 % yields in the context of climate change requiring adaptive strategies more appropriate to reduce agricultural vulnerability.

Keywords*: Ouham, climate change, agricultural impacts, adaptation.*

Introduction

Les changements climatiques auront des impacts sur l'agriculture des pays en développement (IPCC, 2001). Plusieurs auteurs dont Issa (1995) et Ogouwalé (2006) ont montré la forte corrélation entre le rendement des cultures et les précipitations au cours de la grande saison agricole en Afrique de l'Ouest, notamment au Bénin. Les implications agricoles de la vulnérabilité climatique ont été largement abordées dans les études de Boko (1988), Ndjendolé (2001) et Ogouwalé (2006). La synthèse de leurs analyses met en évidence la forte variabilité de la pluviométrie et les différents contrastes saisonniers caractérisant le climat qui déterminent l'évolution des rendements agricoles. Un tel contexte de forte dépendance climatique de l'agriculture sera aggravé par les changements climatiques dans plusieurs bassins agricoles d'Afrique tropicale comme celui de l'Ouham (figure 1). Cette situation compromettante met en avant la question de la vulnérabilité agricole et de l'insécurité alimentaire constituant une problématique difficile du monde paysan, de plus en plus récurrente.

Cette étude a pour objectifs majeurs de simuler les climats futurs et de déterminer leurs impacts potentiels sur les rendements des cultures (maïs et coton) dans l'Ouham en Centrafrique. Située entre 05° et 09° N et 16° et 19° E, l'Ouham est un bassin agricole de

forte production. Le maïs et le coton sont les plus importantes cultures produites dans ce bassin par plus des ¾ des populations (Doukpolo, 2007).

1. Données et méthodes

Les principales données d'entrée sur les paramètres agroclimatiques proviennent d'une étude de la Banque Mondiale et de la FAO (Harrison et Boulahya, 2010) relative à l'élaboration de scénarios climatiques à l'échelle de la Centrafrique. Les données sur les rendements (période 1970-2000) sont fournies par les Services des statistiques agricoles du Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural (MADR).

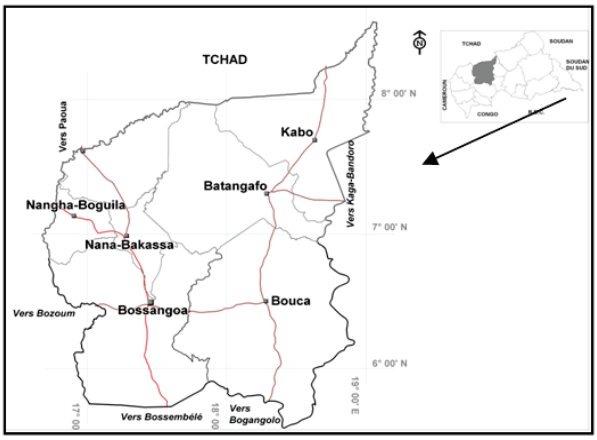


Figure 1 : Situation géographique de la zone d'étude.

L'étude est faite à partir des données de deux stations météorologiques, appartenant au réseau d'observation de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) : l'une synoptique (Bossangoa) et l'autre pluviométrique (Bouca). Les stations choisies ont été celles qui offrent des séries d'observations suffisamment longues (au minimum de 60 ans). La période de référence est la normale pluviométrique 1961-1990 (tableau 1) considérée par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM).

Tableau 1 : Normales pluviométriques sur la période de référence (1961-1990) à Bossangoa (a) et à Bouca (b).

	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Total
(a) mm	0	8	71	19	259,1	131,4	194,1	174,9	208,1	157,3	84	1	**1307,9**
(b) mm	1,9	5,8	41,0	89,2	138,6	167,4	219,2	224,2	209,8	157,0	25,8	2,5	**1282,5**

Deux scénarios climatiques analogues sec et humide ont été utilisés comme modèle empirique dans le but d'évaluer les impacts potentiels des changements climatiques sur les rendements du maïs et de coton :

- Le Scénario Analogue Humide (SAH) est construit à partir des données de la période 1951-1980. Cette séquence du climat a été marquée par une pluviométrie importante par rapport à la normale 1981-2010 (Kembé, 1995 ; Ndjendolé, 2001 ; Doukpolo, 2007).
- Le Scénario Analogue Sec (SAS) correspond aux conditions climatiques de la normale 1981-2010, marquée par une péjoration pluviométrique et des minima thermométriques en hausse confirmés par plusieurs études en Afrique tropicale (Boko, 1988 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2006).

La modélisation des rendements est faite à partir du modèle DSSAT V.4.5 (*Decision Support System for Agrotechnology Transfer* Version 4.5). Ce modèle inclut la réponse physiologique des cultures aux paramètres climatiques et édaphiques en simulant les processus de la photosynthèse, la respiration, la transpiration, la translocation des

carbohydrates et le développement phénologique des plantes. Le DSSAT V.4.5 est utilisé pour estimer les rendements de cultures en fonction de la génétique, du climat, des sols et des techniques d'utilisation des terres. Il tient compte également des effets physiologiques bénéfiques des concentrations accrues de CO_2 sur la croissance des plantes et utilise les résultats du modèle de photosynthèse pour l'évaluation des rendements de cultures basée sur la méthodologie développée par la FAO en 1978. Après la simulation, le modèle DSSAT V.4.5 donne plusieurs informations notamment : le rendement de la culture, le poids des grains, la biomasse, la surface foliaire, le bilan hydrique, le taux des intrants agricoles, les facteurs environnementaux et de stress de la culture. La sortie du modèle permet de comparer les données simulées et les données mesurées.

2. Résultats et discussion

2.1. Régimes pluviométriques futurs dans l'Ouham

Au cours des prochaines décennies, on assistera dans l'Ouham à une baisse progressive des totaux pluviométriques mensuels et un déficit hydrique -29 % marqué de novembre à février et surtout au début et en pleine saison agricole (avril, mai, juin et juillet). Sous les scénarii sec et humide une diminution respective des précipitations (figure 2) serait enregistrée aux horizons 2025 (-17 à -8 %) et 2050 (-18 à -6 %) dans la zone d'étude.

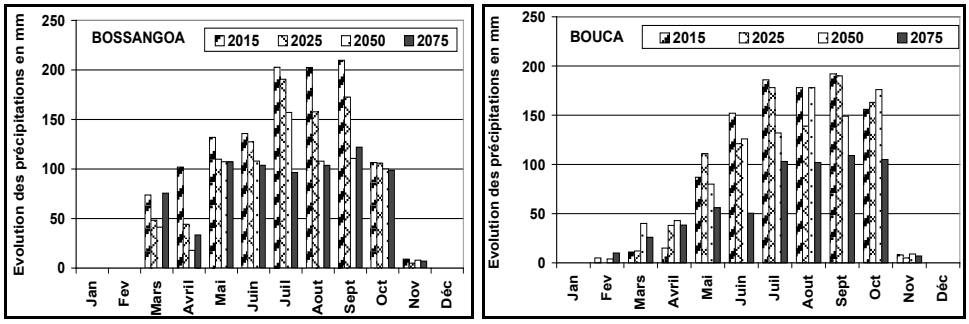


Figure 2 : Précipitations moyennes mensuelles simulées aux horizons 2015, 2025, 2050 et 2075.

2.2. Impacts potentiels des changements climatiques sur le rendement du maïs

Le tableau 2 montre une diminution progressive de la durée du cycle de la culture. En 2050, le cycle sera raccourci de 10 jours. Aussi, on note une réduction de la surface foliaire et du poids des grains. Cette réduction est beaucoup plus accentuée en 2050 suite à un déficit hydrique important pendant la floraison et la réduction du nombre de jours semis-floraison.

Tableau 2 : Paramètres agronomiques futurs et comparaison des rendements moyens observés (1970-2000) à ceux potentiels du maïs à l'Ouham aux horizons 2015, 2025, 2050 et 2075.

Variables	Valeurs observées	Valeurs simulées			
	1970-2000	2015	2025	2050	2075
Durée semis-floraison (jour)	62	63	61	57	65
Durée semis maturité biophysique	125	131	128	119	123
Rendement grain (kg/ha)	7019	6385	5261	4099	5787
Poids grain	0,375	0,311	0,300	0,256	0,333
Nombre de grain/m²	1589	1474	1619	1169	1633
Nombre de grain/épis	298	274	301	209	315
Indice foliaire maximal	1,09	1,08	1,14	0,91	1,22
Biomasse totale (kg/ha)	7985	7356	7118	6088	7642
Ecarts entre les rendements observés et espérés, avec un SAS (%)		-25,3	-28,1	-51,7	-44,9
Ecarts entre les rendements observés et espérés, avec un SAH (%)		-07,1	-09,7	-19,3	-17,4

On observe que les écarts entre les rendements observés et attendus du maïs sont plus accrus avec un scénario sec qu'avec un scénario humide (figure 3).

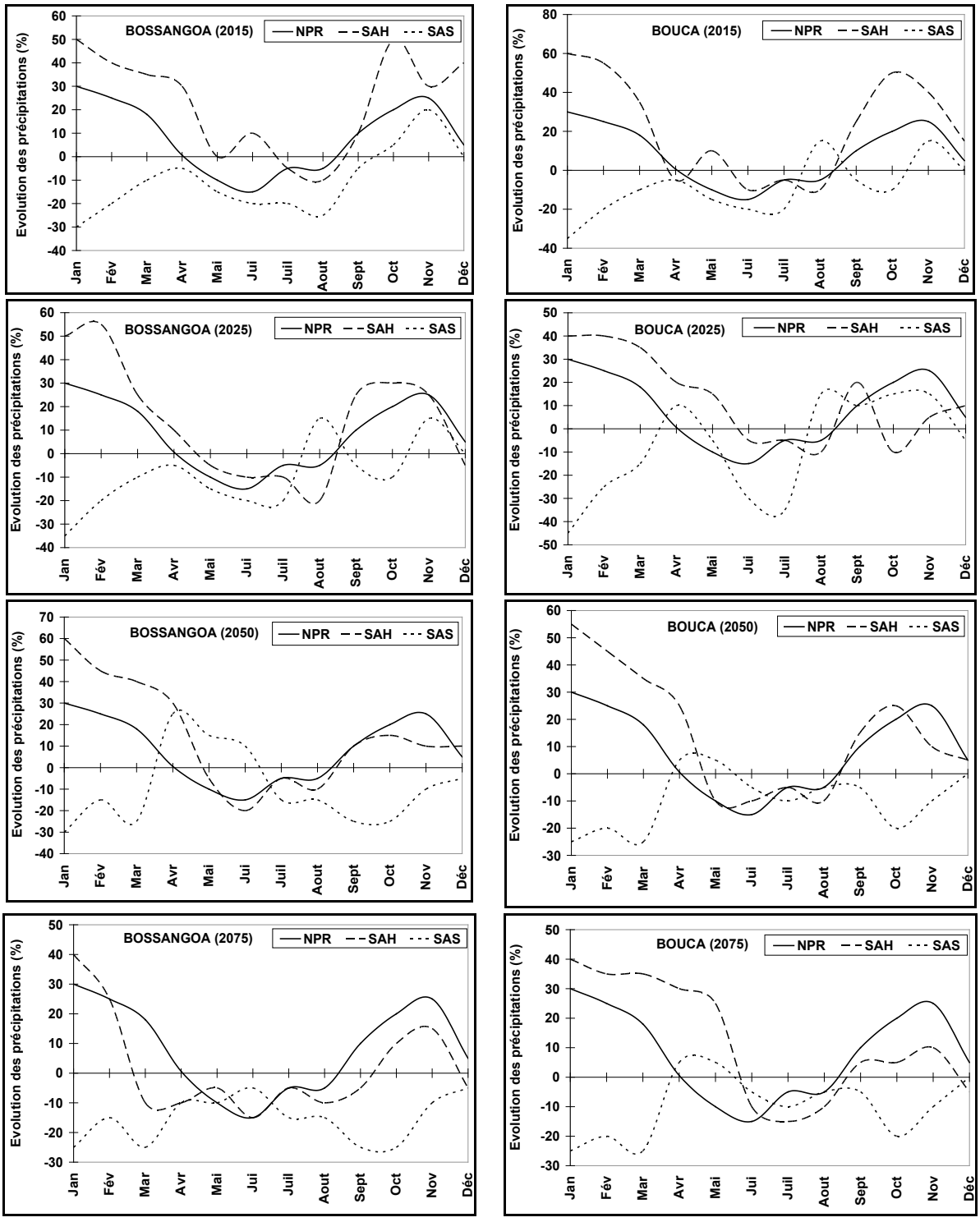


Figure 3 : Evolution des précipitations en 2015, 2025, 2050 et 2075 par rapport à celles de la normale 1961-1990.

2.3. Impacts potentiels des changements climatiques sur le rendement de coton

Les valeurs simulées obtenues et comparées à celles observées (tableau 3) montrent une évolution à la baisse des rendements du coton au cours des prochaines décennies.

Tableau 3 : Comparaison des rendements moyens observés (1970-2000) et potentiels du coton dans l'Ouham aux horizons 2015, 2025, 2050 et 2075.

Variables	Valeurs observées	Valeurs simulées			
	1970-2000	2015	2025	2050	2075
Superficie (ha)	128 145	131 402	145 777	155 522	167 342
Précipitation effective (Pe) en mm	1295,19	1150,08	1231,11	1190,14	1003,27
Evapotranspiration potentielle (ETP) en mm	1198,12	1040,18	1150,13	1103 ,89	0989,98
Pe/ETP	1,08	1,10	1,07	1,07	1,01
Rendement (Kg/ha)	1518	1574	1719	1469	1339
Production (tonnes)	423 895	450 274	350 301	377 209	314 315
Ecarts entre les rendements observés et espérés avec le SAS (%)		-29,2	-34,6	-53,7	-49,7
Ecarts entre les rendements observés et espérés avec le SAH (%)		-11,9	-13,5	-16,8	-21,4

Dans les conditions climatiques futures (figure 3), les résultats du DSSAT V.4.5 attestent la vulnérabilité agricole dans l'Ouham. L'analyse des rendements simulés comparés à ceux observés indique une réduction des rendements dans le contexte d'un changement climatique pour les deux scénarios testés (figure 4).

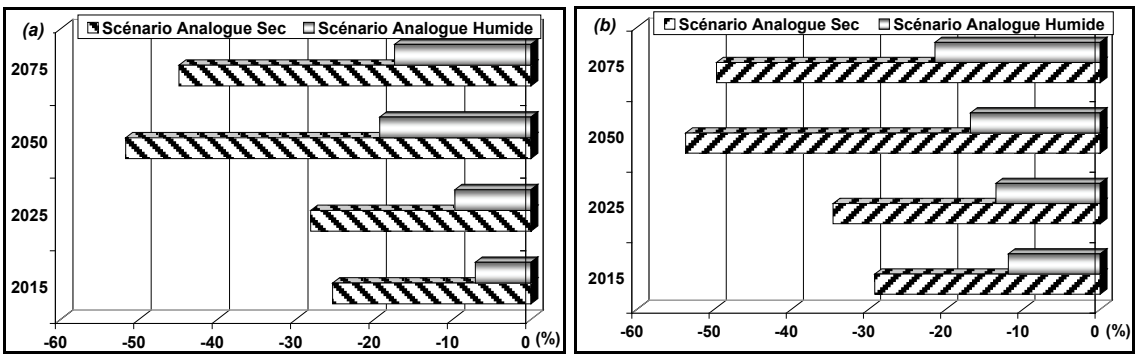


Figure 4 : Evolution comparée (%) des écarts de rendements observés et simulés du maïs (a) et de coton (b) en fonction des SAS et SAH aux horizons futurs (2015, 2025, 2050 et 2075) dans l'Ouham.

Les rendements du maïs et de coton connaîtront des baisses globales comprises entre 20 et 60 % et dans le scénario analogue sec entre 8 à 25 % pour le scénario analogue humide dans l'Ouham. Ces projections obtenues sont déjà mises en évidence par les résultats des travaux de Issa (2001), Kieft (2003) et Ouédraogo *et al.* (2010) en Afrique tropicale.

Conclusion et recommandations

Les cultures sont vulnérables dans les deux scénarios climatiques. Cette vulnérabilité serait accrue et plus défavorable à la production agricole, au scénario analogue sec, de part l'ampleur des baisses des rendements des cultures aux horizons temporels futurs (figure 4) :

- pour le maïs, on obtiendrait une baisse générale des rendements suite à une diminution progressive de la durée de la saison pluvieuse. Cela entraînerait une diminution également progressive de 7 à 10 jours de la durée du cycle cultural (Kieft, 2003).
- pour le coton, une baisse généralisée des rendements du cotonnier entre 2015 et 2025 sera observée et les pertes de production se situeraient entre 150 tonnes en 2025 et 350 tonnes en 2050.

Puisque les changements climatiques sont reconnus de nos jours comme une menace sérieuse qui compromet les efforts d'un développement agricole durable (Houndenou, 1999 ; IPCC, 2001) et face à cette réalité, l'adaptation est une des mesures conseillées pour réduire la

vulnérabilité des cultures (Ogouwalé, 2006), même si un certain nombre de défis et contraintes dont la pauvreté et la vulnérabilité des populations agricoles méritent d'être considérées. Celles-ci disposent de ressources limitées aux niveaux social, technologique et financier pour l'expérimentation des stratégies d'adaptation. Ainsi, pour les prochaines décennies, il faut :

- réaménager à l'aide de cahiers de suivi quotidien en météorologie paysanne, le calendrier cultural, tout en documentant les phénomènes exceptionnels qui pourraient servir d'analogues empiriques ;
- adopter les variétés qui résistent au déficit pluviométrique ;
- utiliser les variétés à cycle court dont la période d'exigence en eau peut être couverte par la période de disponibilité de réserves utiles dans les sols ;
- améliorer les pratiques culturales par une meilleure utilisation des ressources en eau, en compensant les déficits hydriques par l'irrigation ou les techniques hydro-agricoles…

Somme toute, les impacts potentiels des changements climatiques sur les cultures du maïs et de coton dans l'Ouham sont de nature à exacerber l'état de précarité dans lequel se trouvent déjà les populations de cette région dont le nombre va doubler d'ici à 2050. Dans ce contexte redouté, l'Ouham connaîtrait des problèmes agroalimentaires.

Références bibliographiques

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès L. S. H., CRC, URA 909 du CNRS, Université de Bourgogne, Dijon, 2 volumes, 601 p.

Doukpolo B., 2007 : *Variabilité et tendances pluviométriques dans le Nord-Ouest de la Centrafrique : Enjeux environnementaux*. Mémoire de DEA de Géographie, Université d'Abomey-Calavi, Bénin, 73 p.

FAO, 1978 : *Calendriers culturaux*. Rome, 57 p.

Harrison M. et Boulahya M., 2010 : *Perspectives et scénarios climatiques en Centrafrique*. in « Analyse des risques climatiques en RCA », Rapport de la Banque Mondiale et de la FAO, volume II, 165 p.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de Doctorat de géographie, UMR 5080, CNRS, Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie, 341 p.

IPCC, 2001 : *Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Rapport spécial sur l'Evaluation de la vulnérabilité en Afrique*. Island Press, Washington, 53 p.

Issa M. S., 1995 : *Impacts potentiels d'un changement climatique dû au doublement du CO_2 atmosphérique sur l'agriculture en République du Bénin*. Mémoire de DESS, Université Senghor d'Alexandrie, 113 p.

Kembé M., 1995 : *Climat et agriculture dans l'Est de la Centrafrique*. Mémoire de DEA en climatologie, CRC Dijon, Université de Bourgogne, 47 p.

Kieft H., 2003 : *L'adaptation aux changements climatiques et l'atténuation de ses effets en Afrique subsaharienne aux moyens des pratiques de gestion durable des terres*. Guide d'orientation – version 1.0. 129 p.

Ndjendolé S., 2001 : *Contraintes pluviométriques sur les cultures annuelles en Centrafrique : l'exemple de la culture cotonnière*. Thèse de doctorat en Climatologie, CRC Dijon, Université de Bourgogne, 227 p.

Ogouwalé E. 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et Central : indicateurs, scénarios et prospective de la sécurité alimentaire*. Thèse de doctorat de géographie, UAC /EDP/FLASH, 302 p.

Ouédraogo M., Dembélé Y. et Somé L., 2010 : Perceptions et stratégies d'adaptation aux changements des précipitations : cas des paysans du Burkina Faso. *Sécheresse*, 21(2), 87-96.

ÉVOLUTION DU COMPORTEMENT DU VENT ET DE SON POTENTIEL POUR LA PRODUCTION D'ÉNERGIE ÉOLIENNE DURANT LES 30 DERNIÈRES ANNÉES : LE CAS DE LA BELGIQUE

Sébastien DOUTRELOUP, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM

Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, B11, Allée du 6 août, 2, 4000 Liège, Belgique
s.doutreloup@ulg.ac.be , xavier.fettweis@ulg.ac.be , michel.erpicum@ulg.ac.be

Résumé *: Chaque année, le nombre d'éoliennes dans le monde augmente de façon significative suite notamment aux politiques encourageant les productions d'énergie verte afin d'atténuer le réchauffement climatique. Toutefois, ce type d'énergie est tributaire de la météo. Cela implique que la production d'énergie éolienne est irrégulière à courte échelle de temps. Cependant, la disponibilité d'électricité de courtes périodes de temps est très importante à connaitre pour les producteurs d'énergie ainsi que pour les gestionnaires de réseaux. Pour ces raisons, il nous parait primordial d'analyser l'évolution de l'intermittence de la vitesse du vent sur les 30 dernières années (1979-2009). Pour ce faire nous utilisons le modèle WRF forcé par les réanalyses ERA-Interim, les réanalyses NCEP2 et certains modèles du GIEC (base de données CMIP5).*

Mots-clés *: Énergie électrique éolienne, modèles WRF avec ERA-Interim NCEP2, CMIP5 models, Belgique.*

Abstract*: **Evolution of wind behaviour and its potential for wind energy production in Belgium during the last 30 years.***
Each year, the number of wind turbines is increasing significantly due to the policy encouraging green energy production to mitigate the effects of climate change. However, this kind of energy depends on the weather. This implies that wind power is irregular minute-based. Nevertheless, the availability of electricity over a short period of time is very important for energy producers as well as for electrical network managers. For these reasons, it is important to analyze the evolution of the intermittency of wind speed over the last 30 years (1979-2009). For this, we use the WRF model forced by ERA-Interim reanalysis, the NCEP2 reanalysis and some IPCC models (CMIP5 database).

Keywords*: Wind power energy, model WRF with ERA-Interim NCEP2, CMIP5 models, Belgium.*

Introduction

La croissance excessive de la consommation des ressources fossiles qui, d'une part influence significativement le climat (IPCC, 2007) et, d'autre part épuise plus rapidement leurs réserves, conduit à recourir de plus en plus à l'utilisation d'énergies renouvelables et notamment à l'énergie électrique d'origine éolienne (CCE, 2009). Cependant, la production d'électricité d'origine éolienne est, par nature, intermittente, comme on peut le constater sur la figure 1. Ce comportement aléatoire associé à la météo est problématique pour les fournisseurs d'électricité comme pour les gestionnaires de réseaux électriques. Les premiers doivent connaitre la production électrique qu'ils produiront le lendemain afin d'anticiper les prix de l'électricité sur le marché et les seconds doivent assurer de manière permanente l'équilibre production/consommation sur les réseaux électriques.

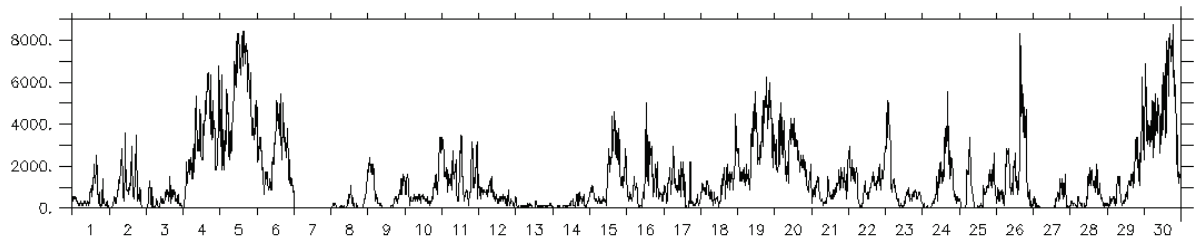


Figure 1 : Exemple de la production électrique (en kW) du parc éolien d'Amel durant le mois d'avril 2009.

Pour ces raisons, il nous parait primordial d'analyser l'évolution de l'intermittence de la vitesse du vent, d'abord pour les 30 dernières années (1979-2009), ensuite pour les années futures grâce aux modèles climatiques du GIEC (base de données CMIP5). Pour ce faire, nous utilisons deux modèles : le modèle WRF (Skamarock *et al*., 2008) forcé par les réanalyses ERA-Interim (Dee, 2011) et le modèle WRF forcé par les réanalyses NCEP2 (Kanamitsu *et al*., 2002). Les résultats de ces modèles et leurs comparaisons donneront une estimation de l'évolution du comportement du vent en Belgique durant les 30 dernières années. Par la suite, nous calculerons le modèle WRF forcé par le modèle de circulation générale CNRM-CM5 (Taylor *et al.*, 2012) selon son scénario « historical » afin de vérifier s'il simule correctement le climat récent. En cas de résultats positifs, nous l'utiliserons pour simuler le climat futur selon les différents scénarios du GIEC.

1. Description des modèles utilisés

Depuis 2008, le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'ULg utilise le modèle régional WRF à des fins de prévision de production éolienne à la demande d'un fournisseur d'électricité verte. Le modèle régional WRF est un modèle développé par différents organismes américains, dont principalement le National Center for Atmospheric Research (NCAR), et il a l'avantage d'être distribué sous licence OpenSource, ce qui permet à une large communauté d'utilisateurs de l'améliorer constamment. Le modèle régional WRF est un modèle similaire à un modèle météorologique global (type réanalyses) à la différence qu'il possède une meilleure résolution spatio-temporelle, ce qui lui permet de mieux simuler les effets liés à la topographie. Sa physique interne résout le climat à une échelle plus fine qu'un modèle global.

Spécifiquement, le modèle régional est forcé aux frontières de sa grille par le modèle global qui est disponible toutes les 6 h, mais le forçage effectif est calculé par interpolation linéaire entre les données toutes les 6 h selon le pas de temps de la grille utilisée. Il simulera alors sa propre réponse atmosphérique, en fonction des schémas physiques choisis, des configurations temporelle et spatiale choisies et des données atmosphériques forcées mais également en fonction de la topographie, et de l'affection du sol.

Le modèle WRF peut aussi bien faire de la prévision météorologique en temps réel (Doutreloup, 2011) que des études climatologiques régionales et c'est de cette dernière manière que nous l'utilisons dans le cadre de cette recherche. Le modèle travaille sur 2 grilles l'une à la résolution de 50 km/5 min (grille mère), l'autre à la résolution 10 km/1 min (grille fille). C'est cette dernière grille que nous utilisons, notons également que l'atmosphère dans cette grille est divisée en 28 niveaux verticaux dont 11 sous le premier kilomètre.

Tout d'abord, nous forçons le modèle WRF avec le modèle de réanalyses ERA-Interim, fourni par l'European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF). Ce modèle reproduit le climat récent. Il est disponible aux résolutions spatiales de 1,5° et temporelle de 6 h. Ensuite, nous forçons le modèle WRF avec le modèle de réanalyses NCEP2, fourni par le NCAR, et qui reproduit également le climat récent. Il est disponible aux résolutions spatiales de 2,5° et temporelle de 6 h.

Finalement, nous forçons le modèle WRF avec le modèle CNRM-CM5 selon son scénario « historical » qui représente le climat actuel. Contrairement aux deux modèles de réanalyses précédents qui intègrent les observations météorologiques (stations météorologiques, bouées marines, sondages atmosphériques, images satellites et radars, etc), le modèle CNRM-CM5 selon le scénario « historical » n'est aucunement forcé par les observations météorologiques mais bien par des forçages globaux tels que le taux de CO_2 dans l'atmosphère, la modification du rayonnement solaire ou l'activité volcanique.

2. Méthodologie

Cette analyse porte uniquement sur la période s'étalant de 1979 à 2009 pour la comparaison entre les modèles de réanalyses et de 1979 à 2005 pour la comparaison des réanalyses avec le modèle CNRM-CM5. La zone d'analyse est centrée sur le territoire belge. Nous analysons uniquement la vitesse du vent à 100 m d'altitude. Les niveaux verticaux dans le modèle WRF sont représentés par des coordonnées sigma, la hauteur de ces coordonnées sigma variant avec la masse d'air en présence. Afin d'utiliser la vitesse de vent strictement à 100 m, nous interpolons linéairement la vitesse du vent entre les deux niveaux sigma les plus proches de 100 m.

Nous formons 4 classes de vent : la première classe qui comprend les vitesses de vent inférieures à 5 m/s, la deuxième qui contient les vitesses de vent comprises entre 5 m/s et 9 m/s, la troisième englobe les vitesses de vent comprises entre 10 m/s et 14 m/s, et la quatrième qui rassemble les vitesses de vent supérieures à 15 m/s. Ces 4 classes ont une signification précise au niveau de la production d'énergie éolienne (figure 2). En effet, comme on peut le voir sur cette figure, la puissance produite par l'éolienne est liée à la vitesse du vent. La première classe correspond à une production électrique quasi nulle. La deuxième correspond à une production d'électricité très fortement liée à la vitesse du vent, donc très fluctuante et ainsi pas très intéressante pour les producteurs comme pour les gestionnaires de réseaux électriques. La troisième classe correspond aux vitesses de vent optimales pour l'énergie éolienne. En effet, c'est dans cette catégorie de vitesses de vent que les éoliennes produisent le maximum d'électricité avec le moins d'efforts mécaniques et donc le moins d'usures. La dernière classe correspond aux vitesses de vent pour lesquelles les éoliennes produisent leur maximum d'électricité mais avec un certain nombre de contraintes mécaniques. Cette catégorie est donc intéressante pour la production électrique mais beaucoup moins intéressante en ce qui concerne l'usure mécanique des turbines.

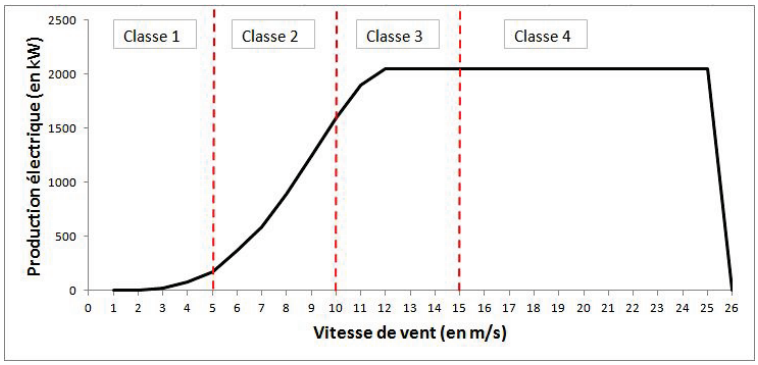


Figure 2 : Exemple d'une courbe de puissance d'une éolienne de 2 MW.

La moyenne, l'occurrence relative et l'évolution de ces deux paramètres sur la période étudiée sont calculées pour chacune des 4 classes de vitesse de vent et pour chaque point de grille. La persistance de chacune des classes de vitesses de vent est également analysée par point de grille. Cette persistance correspond au nombre de pas de temps consécutifs pendant lesquels une même classe de vitesse de vent est observée. Elle caractérise donc le comportement du vent. Un vent de vitesse constante soufflant pendant une longue période sera plus rentable vis-à-vis de la production d'électricité qu'une vitesse de vent qui fluctue sans cesse car chaque turbine possède son inertie mécanique interne qui ne permet pas une adaptation directe aux fluctuations de la vitesse du vent. Il est donc primordial d'étudier l'évolution temporelle des persistances des classes de vitesse de vent. L'unité de représentation de cette persistance est exprimée selon le pas de temps interne au modèle, et elle correspond à 1 minute.

3. Résultats et discussions

La figure 3 représente successivement selon les lignes la moyenne et la tendance de la vitesse du vent sur les 30 dernières années, l'occurrence de la classe de vitesses de vent optimales pour l'énergie éolienne, c'est-à-dire celle qui contient les vitesses de vent supérieures à 10 m/s et inférieures à 15 m/s et sa tendance et enfin la persistance de cette même classe de vent et sa tendance. Chacune des 3 colonnes de la figure 3 représente les résultats des 3 modèles que nous étudions.

Premièrement, l'analyse de la vitesse moyenne du vent montre que les trois modèles indiquent sur la terre une vitesse moyenne similaire, soit ~7 m/s tandis que sur mer les 3 modèles divergent quelque peu ; WRF-ERA-Interim indique la vitesse de vent la plus faible et WRF-NCEP2 indique la vitesse de vent la plus élevée, WRF-CNRM se trouvant dans le cas intermédiaire. L'évolution de cette vitesse moyenne du vent est négligeable pour chacun des modèles, le test de Snedecor nous le confirme.

Deuxièmement, l'analyse de l'occurrence de la classe de vitesse de vent optimale indique que les trois modèles s'accordent à affirmer que l'occurrence du vent terrestre est de ~15 %. En revanche, sur la mer les résultats sont sensiblement différents ; le modèle WRF-ERA-Interim et le modèle WRF-CNRM indiquent une occurrence de cette classe optimale pour l'énergie éolienne de 20 %, le modèle WRF-NCEP2, quant à lui, indique une occurrence de l'ordre de 30 %. Les zones terrestres et maritimes sont définies en sélectionnant un ensemble représentatif d'un même nombre de points de grille respectivement sur la Belgique et sur la mer du Nord. Les évolutions de ces occurrences au cours de ces 30 dernières années ne sont pas significatives. En effet, d'une part, la tendance sur la période étudiée est largement inférieure à l'écart-type, et d'autre part, le test de Snedecor indique clairement une non-significativité de cette tendance. Les autres classes de vitesses de vent indiquent des résultats similaires.

Troisièmement, la persistance de la classe de vitesse de vents optimale pour l'énergie éolienne dans les modèles WRF-ERA-Interim et WRF-CNRM est semblable, soit une persistance de ~35 mn sur terre et de ~50 min sur mer. En d'autres termes, un vent dont la vitesse est comprise entre 10 m/s et 15 m/s soufflera de manière continue dans cette classe de vitesse pendant 35 mn sur terre et 50 mn au large en moyenne sur l'analyse des 30 dernières années. Le modèle WRF-NCEP2 quant à lui indique une persistance de l'ordre de 40 mn sur terre et de 60 mn sur mer. L'évolution de cette persistance est globalement à la baisse pour les 3 modèles, hormis pour le modèle WRF-ERA-Interim sur la mer du Nord et du modèle WRF-NCEP2 sur la région du Luxembourg qui indiquent une légère hausse. Néanmoins, le test de Snedecor indique une non-significativité pour l'ensemble de ces tendances.

Quatrièmement, la comparaison entre modèles présente des différences notables entre les modèles WRF-ERA-Interim et WRF-NCEP2 qui sont forcés par les modèles de réanalyses. Tout d'abord, le modèle WRF-NCEP2 montre une vitesse moyenne de vent plus élevée que le modèle WRF-ERA-Interim. Ensuite WRF-NCEP2 montre également davantage d'occurrence et de persistance pour la classe de vitesse de vent optimale pour l'énergie éolienne. Quant aux tendances de chaque paramètre, les trois modèles indiquent une diminution générale de la vitesse du vent et une diminution de l'occurrence et de la persistance de la classe de vent optimale pour l'énergie éolienne. Néanmoins, toutes ces tendances sont non significatives. Notons enfin que le modèle WRF-CNRM est globalement en accord avec le modèle ERA-Interim ; ceci pourrait confirmer que le modèle CNRM-CM5 représente de manière satisfaisante le climat récent et qu'il pourrait ainsi nous servir à projeter le climat futur selon les différents scénarios disponibles. Toutefois, il convient de valider avec des observations les

sorties du modèle WRF-ERA-Interim avant de confirmer ou d'infirmer la capacité de WRF-CNRM à simuler le climat présent.

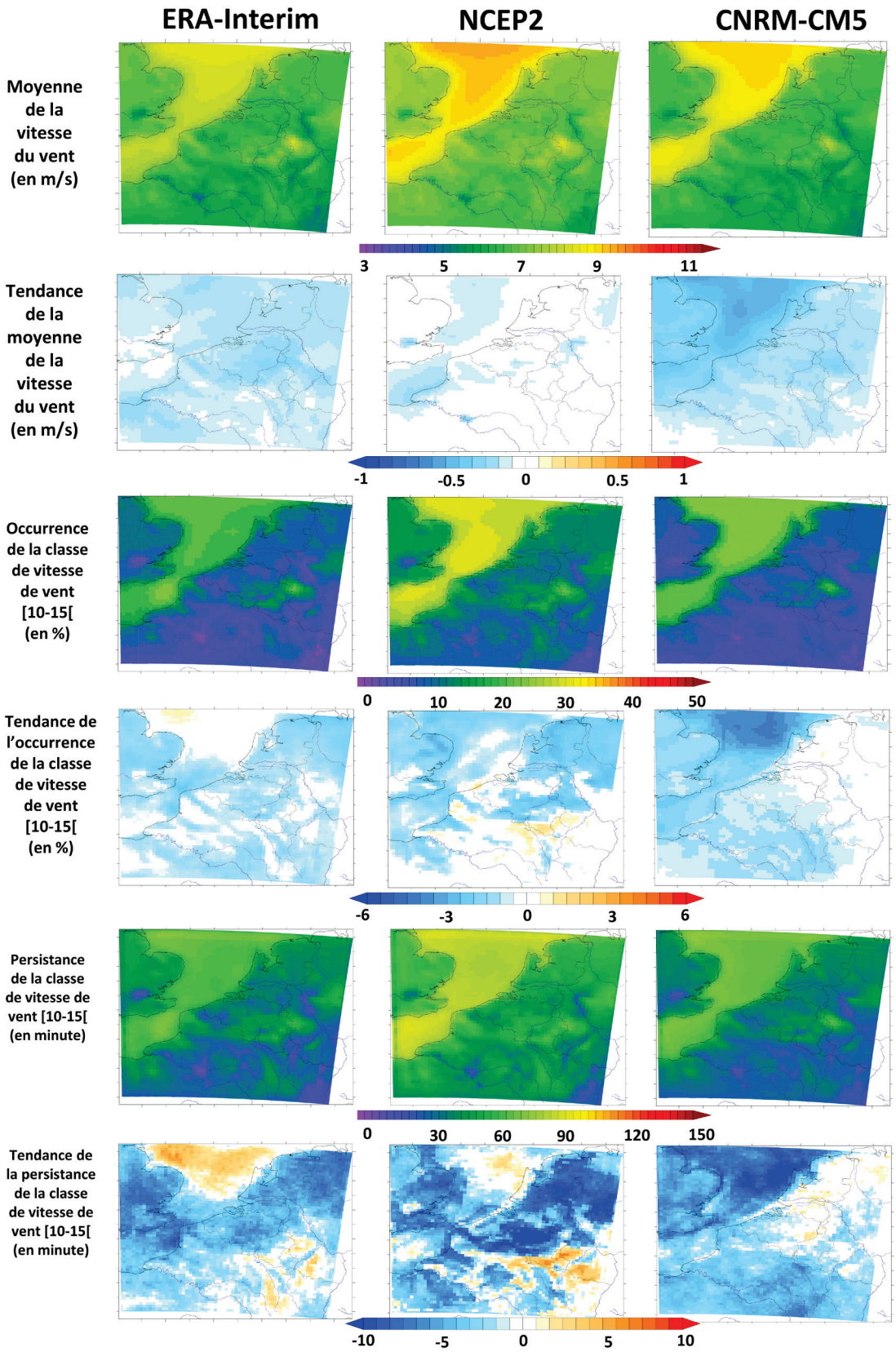


Figure 3 : Synthèse des résultats de l'analyse menée de 1979 à 2009. Les paramètres étudiés et leurs tendances sont exprimés ligne après ligne. Chaque colonne correspond à un modèle de forçage imposé au modèle WRF.

Conclusions et perspectives

Globalement, on observe une diminution de la vitesse moyenne du vent sur les 30 dernières années, ainsi qu'une diminution de l'occurrence et de la persistance de la classe de vitesse de vent optimale pour l'énergie éolienne. Cependant, ces tendances sont non-significatives selon le test de Snedecor. Nous pouvons ainsi conclure que la vitesse du vent et son comportement n'ont donc pas évolué significativement sur la période étudiée, ce qui est rassurant du point de vue des productions d'électricité d'origine éolienne car le potentiel éolien n'aurait donc pas diminué.

Les modèles WRF-ERA-Interim et WRF-NCEP2 livrent des résultats assez différents. Ce dernier montre une vitesse moyenne du vent ainsi qu'une occurrence et une persistance de la classe de vitesse de vent optimale pour l'énergie éolienne plus élevée que le modèle WRF-ERA-Interim. Des analyses complémentaires doivent être menées afin de déterminer lequel des deux modèles représente au mieux les conditions climatiques réelles. Pour cela, nous devrons comparer les modèles WRF-ERA-Interim et WRF-NCEP2 avec des données d'observations.

Le modèle WRF-CNRM offre des résultats très semblables à ceux du modèle WRF-ERA-Interim. Étant donné que ce modèle représente correctement le climat récent, nous pouvons considérer qu'il sera apte à simuler le climat futur selon les différents scénarios définis par le GIEC.

Dans un avenir proche, nous allons prospecter d'autres modèles que le modèle CNRM-CM5, afin de vérifier la manière dont ils parviennent à simuler le climat récent avant de les utiliser dans nos simulations du climat futur.

Références bibliographiques

CCE, 2009 : *Promotion de l'utilisation de l'énergie produite à partir de sources renouvelables et modifiant puis abrogeant les directives 2001/77/CE et 2003/30/C,* Directive 2009/28/CE du parlement européen et du conseil.

Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. and Vitart, F. , 2011 : *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597. doi: 10.1002/qj.828

Doutreloup S., 2011 : *Influences de l'environnement d'un parc éolien sur la prévision de sa production électrique à l'aide des modèles GFS (50km/3h) et WRF (4km/15min) : Le cas du parc éolien d'Amel (Haute Belgique).* Actes du XXIVème Colloque International AIC : Climat Montagnard et Risques, Fazzini & Beltrando Eds., 209-214.

IPCC, 2007 : *Climate Change 2007 : Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.)], IPCC, Geneva, Switzerland, 104 p.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S-K, Hnilo J.J., Fiorino M., and Potter G. L., 2002 : *NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). Bul. of the Atmos. Met. Soc.,* 1631-1643, doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.

Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G., 2008 : *A Description of the Advanced Research WRF Version 3.* NCAR Tech Notes NCAR/TN-475+STR, 113p.

Taylor K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl, 2012 : An Overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1

LE LAC LAUVITEL : UN GUETTEUR ALPIN DES MODIFICATIONS ENVIRONNEMENTALES (MASSIF DES ÉCRINS, FRANCE)

Dominique DUMAS [1] et Denis FIAT [2]

[1] *Université Joseph Fourier, Institut de Géographie Alpine, laboratoire PACTE, 14bis avenue Marie Reynoard, 38 100 Grenoble, France. dominique.dumas@ujf-grenoble.fr*
[2] *Parc National des Ecrins, Maison du Parc, rue Gambetta, 38 520 Le Bourg d'Oisans, France*

Résumé *: Le lac du Lauvitel, situé à 1500 m d'altitude, avec un marnage annuel moyen de plus de 20 m, présente une fluctuation de son plan d'eau exceptionnelle à l'échelle des Alpes. Au même titre que l'état de santé des glaciers, les lacs sont des témoins environnementaux extrêmement précieux pour cerner l'évolution actuelle des milieux environnants. Aussi, la connaissance du bilan hydrologique du lac Lauvitel devrait permettre de mieux appréhender les modifications climatiques dans ce secteur alpin. Une première estimation du bilan hydrologique de ce lac est dressée dans cette étude, à partir des données hydrologiques et climatiques enregistrées simultanément depuis mai 2005.*

Mots-clés *: Lac Lauvitel, massif des Ecrins, Alpes, bilan hydrologique, modifications environnementales.*

Abstract: The Lauvitel lake: an Alpine witness of environmental changes (Massif des Ecrins, France).
The lake of Lauvitel, placed in 1500 m of height, with an annual average tidal range of more than 20 m, a fluctuation in its stretch of exceptional water on the scale of the Alps present. In the same way as the health of the glaciers, the lakes are extremely precious environmental witnesses to encircle the current evolution of the surrounding circles. So, the knowledge of the hydrological balance assessment of the lake Lauvitel should allow to dread better the climatic modifications in this alpine sector. A first estimation of the hydrological balance assessment of the lake Lauvitel is raised in this study, from the hydrological and climatic data recorded simultaneously since May 2005.

Keywords*: Lake Lauvitel, massif of Ecrins, French Alps, hydrologic balance, environmentals modifications.*

Introduction

Le lac du Lauvitel, situé à 1500 m d'altitude, en bordure d'une réserve intégrale inscrite dans le Parc National des Ecrins (figure 1), est un lac aux caractéristiques bien particulières, tant par ses origines géomorphologiques que par son fonctionnement hydrologique. Il présente, avec un marnage annuel moyen de plus de 20 m, une fluctuation annuelle exceptionnelle du niveau de son plan d'eau à l'échelle de l'ensemble des Alpes (Edouard, 1983 et 1994). Tous les lacs intègrent et réagissent à de nombreux paramètres hydro-climatologiques, et au même titre que l'état de santé des glaciers, ils sont des témoins environnementaux extrêmement précieux pour mieux cerner et comprendre l'évolution actuelle des milieux environnants. Dans les Alpes, quatre glaciers sont particulièrement suivis par le LGGE (Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement) et les bilans de masse calculés pour ces glaciers permettent de mieux caractériser les évolutions climatiques depuis plusieurs décennies. De même, la connaissance du bilan hydrologique du lac Lauvitel et de son évolution, devrait permettre de mieux appréhender les modifications climatiques actuelles dans ce secteur alpin.

Ce lac doit sa pérennité à un équilibre subtil entre d'une part, une évaporation associée à un écoulement sous-lacustre, et, d'autre part, une alimentation nivo-pluviale importante. Ces composantes, d'ordre physique, ne peuvent être appréhendées directement sans recourir sur le terrain à des mesures continues de différents paramètres hydroclimatiques. Différentes mesures recueillies depuis 2005, et plus ponctuellement en 2008 et 2009, permettent de tenter d'évaluer les principaux termes du bilan hydrologique mensuel de ce lac. Une première estimation du bilan hydrologique du lac Lauvitel peut être dressée à partir des données hydrologiques (station hydrologique installée depuis 2003) et climatiques enregistrées simultanément depuis mai 2005 (station météo installée depuis 2004).

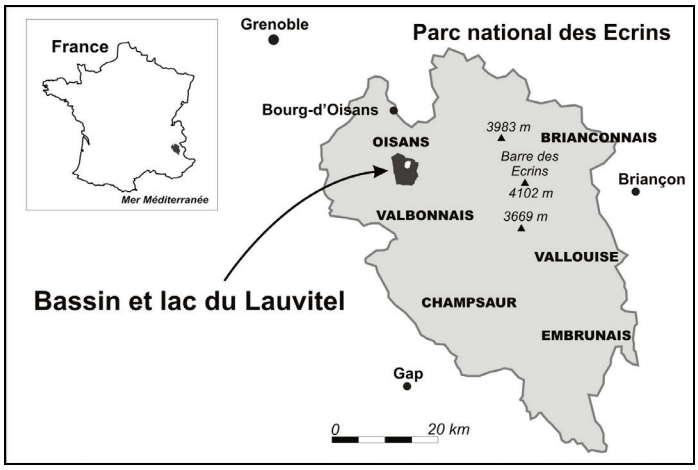


Figure 1 : Situation géographique du lac Lauvitel par rapport au Parc National des Ecrins.

1. Connaissance morphométrique du lac

La bathymétrie du lac a été mesurée en utilisant un échosondeur couplé à un GPS. Sur plusieurs transects, et sur près de 700 points, la topographie du fond lacustre a été relevée afin de construire un modèle numérique de terrain. La construction de ce modèle numérique de terrain permet de calculer précisément la surface et le volume du remplissage atteint à une cote altimétrique donnée du plan d'eau (figure 2). Il est ainsi possible pour chaque jour de l'année de calculer le volume d'eau apporté au lac ou perdu par le lac, et donc connaître les variations totales du stock d'eau au sein de la cuvette.

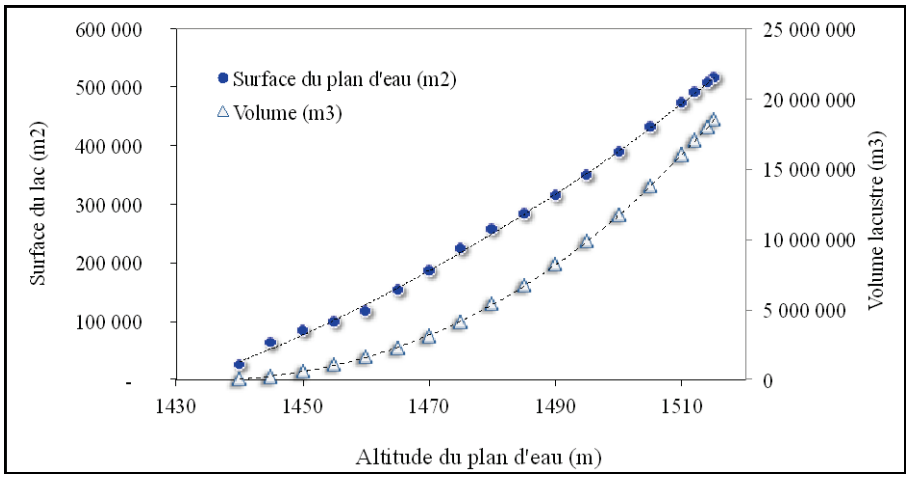


Figure 2 : Courbes du volume et de la surface lacustre en fonction de la cote du lac.

A la cote de 1500 m, on est alors proche du niveau le plus haut enregistré depuis 2005, le lac présentant un volume de près de 12 Mm^3, une superficie de 0,389 km^2 (38,9 ha), une profondeur moyenne de 30 m, et une profondeur maximale de 65 m. C'est l'un des plus grands lacs naturels d'altitude des Alpes, et peut-être même l'un des plus volumineux.

2. Première estimation du fonctionnement hydrologique du lac

L'estimation du bilan hydrologique permet de mieux cerner et comprendre la dynamique du lac. Sa résolution nécessite, entre autres, la détermination des eaux susceptibles d'alimenter le lac par écoulement torrentiel et les pertes des différents émissaires. Ces torrents ne sont pas suivis actuellement, mais le débit cumulé de ces torrents peut être déduit indirectement du

bilan hydrologique. Pour que le bilan soit équilibré à l'échelle journalière, ou mensuelle, on doit trouver un volume d'eau apporté par l'ensemble des torrents tel que :

$$Q = E + I + Stock - P \qquad \textit{(avec, par exemple, des valeurs en } m^3/j \textit{ ou en } m^3/an)$$

Avec P, les précipitations reçues sur le plan d'eau (solides ou liquides), Q, l'apports torrentiels des affluents, E, la perte par évaporation du plan d'eau, I, l'infiltration, +/-Stock, le volume d'eau contenu ou perdu par le lac.

2.1. Connaissance de l'évaporation lacustre

La part de l'évapotranspiration réelle dans un bilan hydrologique est toujours extrêmement délicate à déterminer. Sa connaissance précise est cependant tout aussi indispensable que les autres termes du bilan. Il est souvent recommandé d'estimer l'évaporation d'une surface à partir de formules (Ibiza, 1972 ; Brochet et Gerbier, 1975 ; Brutsaert, 1982 ; Choisnel *et al*., 1992). A partir des données de la station météo du Lauvitel, il est possible de calculer l'évaporation potentielle du plan d'eau selon la méthode Penman. Cette approche est basée sur une évaluation objective du bilan énergétique de la surface évaporante, elle traduit ainsi le processus physique de l'évaporation. Pour cela, elle est l'une des méthodes d'estimation de l'évaporation la plus performante. Elle nécessite cependant la connaissance de nombreux paramètres atmosphériques, ce qui la rend souvent « difficile » d'emploi. Plusieurs approches et méthodes ont également été testées pour appréhender cette évaporation (Choisnel *et al*., 1992 ; Dumas *et al.*, 2003 ; Oudin, 2004 et 2006). En effet, il n'est jamais totalement inutile de vérifier les résultats de l'évapotranspiration calculés avec des méthodes différentes. Par ailleurs, si l'on veut ensuite imaginer les variations à venir ou passées, il ne sera pas possible d'estimer l'évaporation avec la formulation de Penman qui comporte trop de paramètres.

Nous avons rassemblé dans le tableau 1 les valeurs annuelles estimées selon ces différentes méthodes. Les valeurs annuelles montrent des divergences, parfois importantes. L'ETP calculée avec Thornwaite montre en revanche une très bonne convergence avec les estimations basées sur la formule de Penman (tableau 1).

Tableau 1 : Comparaison des estimations de l'ETP (mm) au lac Lauvitel, selon différentes approches.

Année	Tmoy (°C)	Hr (%)	Etp Penman	Etp Hargreaves	ETP "Oudin"	Etp mens Thornthwaite	ETP mens Turc
2004	5,7	68,3	458,8	696,4	519,7	418,0	262,7
2005	5,1	68,7	438,0	691,1	523,7	430,6	267,7
2006	6,5	65,2	406,8	721,7	548,6	486,0	294,6
2007	6,0	70,2	442,9	712,9	530,7	431,3	270,9
2008	5,6	71,6	411,6	680,0	508,7	411,0	250,6
2009	6,3	67,0	481,7	740,2	557,4	480,1	296,4

2.2. Connaissance des précipitations sur l'ensemble du bassin

Les précipitations en milieu montagnard sont toujours complexes à définir. Les modèles sont toujours délicats à utiliser dans les zones montagneuses où les quantités d'eau reçues peuvent varier d'une manière importante en l'espace d'une dizaine de mètres. A partir de la station météo du Lauvitel, il n'est donc pas forcément simple de caractériser les précipitations sur l'ensemble du bassin. Nous avons cherché à proposer une estimation des précipitations sur le bassin du Lauvitel à une échelle fine. En 2009, nous avons installé un réseau de 14 pluviomètres dans le vallon du Lauvitel. Les pluviomètres devaient pouvoir mieux prendre en compte les caractéristiques d'exposition, d'altitude et de rugosité. Les pluviomètres s'échelonnaient ainsi entre 987 mètres d'altitude, au hameau de la Danchère, et 2505 mètres d'altitude, non loin de la Brèche du Périer. Pour éliminer l'évaporation des précipitations recueillies entre deux relevés, une huile de paraffine était systématiquement versée dans les pluviomètres. Au total, 11 épisodes pluvieux s'échelonnant du 18 juin au 27 octobre 2009 ont

été parfaitement renseignés. Afin d'établir de façon optimale la répartition des champs pluviométriques de ces épisodes pluvieux, nous avons utilisé une méthode d'interpolation des données, à partir du modèle PLUVIA, mis au point et développé par Joël Humbert au C.E.R.E.G de Strasbourg (Mahr et Humbert 1997 et 2000 ; Drogue *et al.*, 2002 ; Meddi *et al.*, 2007). Pour cela, le modèle PLUVIA, déjà utilisé en Iran (Dumas *et al.*, 2003), a été adapté, et utilisé dans le cadre d'un mémoire de master (Valois, 2010). A partir des cartes obtenues, il a été ainsi possible de regarder le lien statistique, entre les pluies de bassin, calculées avec PLUVIA, et les pluies simultanément enregistrées à la station météorologique du Lauvitel. Un modèle empirique permet ainsi d'obtenir les pluies de bassin à partir des pluies enregistrées.

2.3. Connaissance du stock nival et de la fusion nivale

La connaissance des entrées d'eau dans le lac implique également d'estimer la rétention nivale et la fusion du manteau neigeux. Cette détermination est d'autant plus importante que les eaux de fonte du bassin du Lauvitel constituent la principale source d'eau pour le lac. Il a été retenu d'utiliser la méthode « degré-jour ». Les approches empiriques de type « degré-jour » permettent une estimation souvent aussi bonne que des approches plus complexes (Ohmura, 2001 ; Hingray *et al.*, 2009). La fusion s'opère en fonction du nombre de degrés au-dessus d'une température seuil pendant un jour (figure 3). Le principe de base de la méthode degré-jour peut s'écrire sous la forme suivante :

$$\text{Lame d'eau de fonte (mm)} = Kf\,(T-T_{ref})$$

Avec Kf, le coefficient degré-jour (mm/°C/jour), T, la température journalière moyenne de l'air à l'altitude considérée (°C), T_{ref}, la température de fusion (0°C).

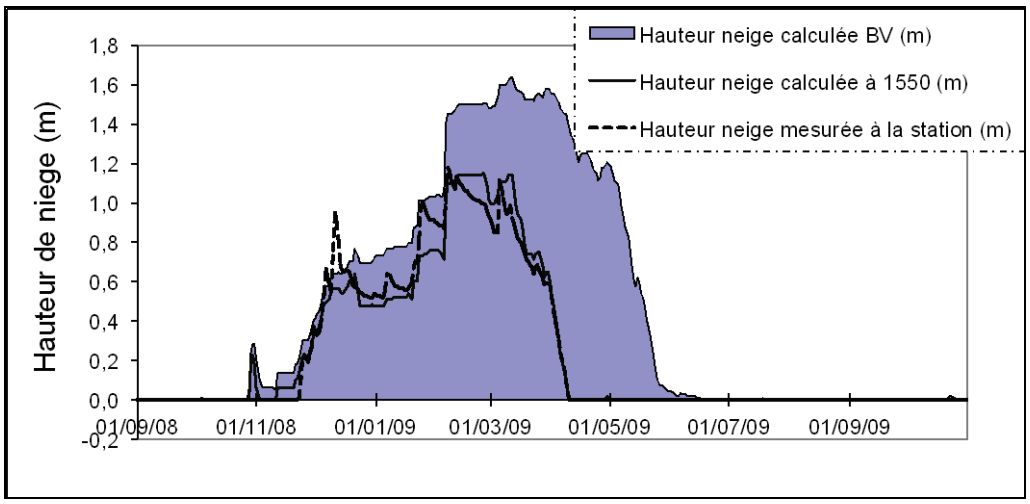


Figure 3 : Evolution journalière du manteau neigeux à la station météo du lac Lauvitel : mesure et modèle « degré-jour ». Reconstitution du manteau neigeux à 1550 m et pour l'ensemble du bassin versant (exemple avec la saison hivernale 2008-2009).

Le coefficient de fusion nivale (Kf) peut être calé à partir d'une connaissance du manteau neigeux, si sa densité est bien connue. La hauteur du manteau neigeux est enregistrée en continu au pas de temps horaire. Par ailleurs, sur le site de la station, à différentes dates, nous avons effectué plusieurs mesures de la densité de la neige. Enfin, pour chaque tranche altitudinale, la température de l'air a été appréciée à partir de gradients journaliers moyens calculés pour l'ensemble des Alpes du Nord (Dumas et Rome, 2009 ; Dumas, 2012). Ainsi, avec cette méthode « degré-jour », et à partir de ces différents paramètres, il est possible de suivre assez précisément le manteau neigeux sur l'ensemble du bassin. Le coefficient Kf, de 3,65 mm/°C/jour, a été calé à partir des mesures continues de la hauteur de neige à la station

météorologique, et d'une densité moyenne de la neige de 330 kg.m^{-3}. On peut suivre ainsi l'évolution du manteau neigeux pour l'ensemble du bassin. Et, dès lors, à partir des précipitations de bassin et des températures, il est possible de connaître pour chaque jour la lame d'eau disponible pour l'écoulement. Cette lame d'eau est soit directement consécutive d'une fusion nivale, soit liée à des précipitations, associée ou non à de la fusion.

Discussion et conclusion

Sur les lacs, les impacts liés aux modifications climatiques y sont généralement beaucoup plus sensibles que sur la mer. L'évolution environnementale de cette région sera saisie d'autant plus aisément sur ce site que *Le Lauvitel* présente l'avantage exceptionnel de réagir très fortement aux entrées climatiques avec des variations de la cote du plan d'eau plus ou moins marquées selon les années. L'équilibre hydrique de la cuvette révèle la part des apports des précipitations, des écoulements liés à la fusion nivale, et la faiblesse du prélèvement dû à l'évaporation. La détermination du bilan hydrologique permet de mettre en avant, et de quantifier, le caractère important de la fusion nivale dans le régime hydrologique du Lauvitel (apport de 9,0 Mm^3/an en moyenne). L'évaporation engendre une perte moyenne annuelle, sur la période 2006 à 2009, de 0,14 Mm^3. Ce volume reste certes important dans l'absolu, mais relativement faible au regard des précipitations reçues (19,9 Mm^3/an en moyenne) et des écoulements sur l'ensemble du bassin (11,7 Mm^3/an en moyenne). Notons que les précipitations reçues directement sur le plan d'eau, avec un volume moyen annuel de 0,4 Mm^3, compensent déjà largement l'évaporation. Le volume écoulé annuellement des sources émissaires, de 11,9 Mm^3, reste le terme plus important du bilan. Il est compensé par des apports hydriques torrentiels de 11,7 Mm^3.

L'existence du lac et ses variations saisonnières dépendent donc d'un compromis subtil entre les apports hydriques et les infiltrations au niveau du barrage naturel avec des flux moyens annuels à hauteur de 12 Mm^3. Le volume du plan d'eau, inscrit entre 4 et 12 Mm^3, selon le niveau du lac, est d'ailleurs du même ordre de grandeur (figure 4).

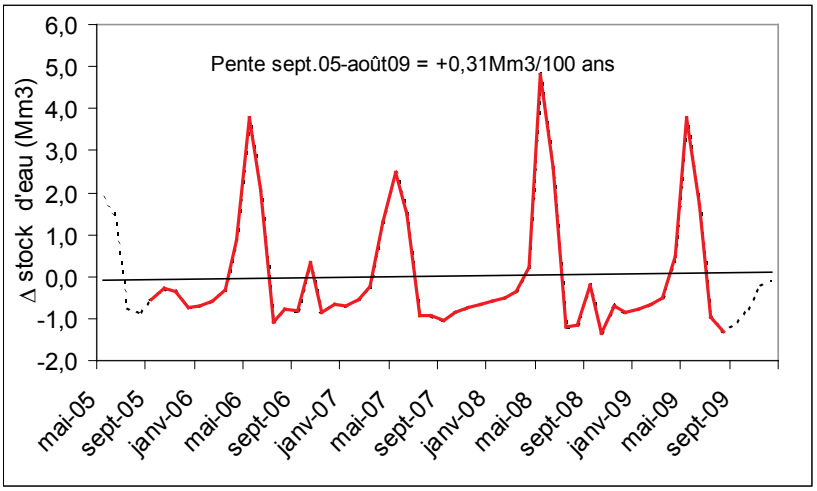


Figure 4 : Evolution mensuelle des variations du stock d'eau mensuel depuis mai 2005. La tendance n'est pas véritablement significative (la période est trop courte), elle est calculée sur une période hydrologique complète allant de septembre 2005 à août 2009.

C'est un volume relativement important pour un lac d'altitude, qui permet pour un temps une certaine compensation lors d'années moins arrosées. En 2007, par exemple, les pertes ont été légèrement inférieures aux apports engendrant un déficit de 1,3 Mm^3 dans le lac entre le début et la fin de l'année (figure 4). Même s'il est encore trop tôt pour dégager des évolutions

significatives du régime lacustre, la série d'observations est encore courte, on peut cependant déjà noter une très légère remontée des variations mensuelles du stock d'eau depuis septembre 2005 (figure 4). Au fil des années, cette courbe sera complétée, et l'on pourra ainsi saisir un peu mieux les évolutions environnementales de cette région. *Le Lauvitel* pourra devenir un indicateur précieux des modifications environnementales s'opérant dans les Alpes, et plus particulièrement au sein du Parc des Ecrins.

Remerciements : Les auteurs remercient tout particulièrement le Parc National des Ecrins pour son appui financier venant dans le cadre d'une convention de suivi des stations hydrologique et météorologique.

Références bibliographiques

Brochet P., Gerbier N., 1975 : *L'évapotranspiration. Aspect agrométéorologique évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle*. Direction de la Météorologie Nationale. S.M.M. Climatologie, Paris, 95 p.

Brutsaert W., 1982 : *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 p.

Choisnel E., Villele O., Lacroze F., 1992 : *Une approche uniformisée du calcul de l'évapotranspiration potentielle pour l'ensemble des pays de la Communauté européenne*. Centre Commun de Recherche. Commission des Communautés Européennes, 175 p.

Drogue G., Humbert J., Deraisme J., Mahr N., Freslon N. 2002 : A statistical-topographic model using an omnidirectional parameterization of the relief for mapping orographic rainfall. *International Journal of Climatology*, 22 (5), 599-613.

Dumas D., 2012 : Changes in temperature and temperature gradients in the northern French Alps since 1885. *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-012-0659-1, Volume 109, number 1-2, 1-13.

Dumas D., Mietton M., Humbert J., 2003 : Le fonctionnement hydroclimatique de la cuvette lacustre de Maharlou (Iran). *Sécheresse*, n°4, vol. 14, 219-226.

Dumas D., Rome S., 2009 : Les températures dans les Alpes du Nord : influence de l'altitude et évolution depuis 1960. *Geographia Technica*, numéro spécial, XXIIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 395-400.

Edouard J.L, 1994 : *Les lacs d'altitude des Alpes françaises*. Thèse de Doctorat d'Etat, Laboratoire de la Montagne Alpine, Grenoble.

Edouard J.L., 1983 : Les lacs des Alpes françaises. *Revue de Géographie Alpine, 381-397.*

Hingray B., Picouet C., Musy A., 2009 : *Hydrologie*. Tomes 1 et 2. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes. Suisse.

Ibiza D., 1972 : Mesure de l'évaporation d'un lac en climat sahélien. Lac de Bam (premiers résultats). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol*., vol. IX, 3, 47-65.

Mahr N., Humbert J., 2000 : *Quantification spatiale des précipitations du bassin Rhin-Meuse, présentation du logiciel Pluvia.* CEREG, Strasbourg, 45 p.

Meddi H., Meddi M., Mahr N., Humbert J., 2007 : Quantification des précipitations: application au nord ouest de l'Algérie. La méthode Pluvia, *Geographia Technica*, n°1, 44-62.

Ohmura A., 2001 : Pysical basis for the temperature-based melt index method. *Journal of Applied Meteorology*, 40, 4, 753-761.

Oudin L., 2004 : *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global.* Thèse CEMAGREF, ENGREF, Paris, 495 p.

Oudin L., 2006 : Une formule simple d'évaporation potentielle pour la modélisation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *La Houille Blanche*, 6, 113-120.

Valois C., 2010 : *Spatialisation optimale des précipitations en milieu montagnard avec le modèle PLUVIA : exemple du bassin versant du Lauvitel*. Mémoire de Master 2, Institut de Géographie Alpine, Université Joseph Fourier, 57 p.

PRÉCIPITATIONS ANNUELLES À TUNIS CARTHAGE ET INDICES DE RADIOSONDAGES

Taoufik El MELKI

Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités, Université de La Manouba, Tunisie. Tmelki2004@yahoo.fr

Résumé : *Les impacts du réchauffement global sont de plus en plus perceptibles, à l'échelle locale, dans plusieurs endroits de la planète. Ce phénomène est en relation avec la modification du bilan d'énergie planétaire. La circulation atmosphérique tributaire de ce bilan doit, théoriquement, subir les conséquences de cette modification. Les totaux pluviométriques annuels enregistrés à Tunis Carthage durant la période 1980-2007, mis en relation avec les indices des radiosondages de cette même station, permettent de déceler une ébauche de changement de certaines propriétés de la circulation atmosphérique. La récente évolution à la hausse de la tendance de la pluviométrie à Tunis Carthage, entamée depuis 2002, pourrait présenter les prémices de ce changement.*

Mots-clés : *Tunis Carthage, pluviométrie, tendance, indices de radiosondages.*

Abstract: Annual rainfall amounts in Tunis Carthage and sounding indices.
The impacts of global warming are increasingly felt, locally, in several places in the world. This phenomenon is related to the global energy balance change. The atmospheric circulation depending on this balance, theoretically, must be affected. Annual rainfall amounts recorded in Tunis Carthage during the period of this study: 1980-2007, put in relation to the sounding indices of this station, allows detecting a beginning of change of some properties of the atmospheric circulation. The recent increasing trend of annual rainfall amounts recorded in Tunis Carthage, which began in 2002, might be the first indices of this change.

Keywords: *Tunis Carthage, rainfall, trend, sounding indices.*

Introduction

Plusieurs types de masses d'air (tropical ou polaire, continental ou maritime, stable ou instable…) bien différencié sur les plans thermique, hygrométrique et thermodynamique convergent souvent vers la Méditerranée, notamment en saison froide. Celle-ci est bien connue par sa cyclogenèse très active au cours de cette saison. Les processus pluviogènes y sont de ce fait, le plus souvent, liés à des instabilités cycloniques. L'eau de la Méditerranée sensiblement plus chaude que l'air sus-jacent en saison froide amplifie ces instabilités. Ce travail constitue un essai d'investigation dans la relation entre la pluviométrie enregistrée à Tunis Carthage, ville méditerranéenne littorale, et les propriétés des masses d'air, telles que déduites à partir des indices des radiosondages. L'étude s'étend sur la période 1980-2007.

1. Problématique et objectifs

Une étude prospective (M.A.R.H. et G.T.Z., 2007) prévoie (modèle climatique britannique « HadCM3 » ; selon le scénario A2) une diminution sensible des précipitations en Tunisie. Le pays exploitant actuellement la quasi totalité de son potentiel hydraulique, risque d'ici 2050, d'être privé dans certaines de ses régions de plus de 20 % de ses ressources en eaux climatiques (diminution variable des précipitations selon les régions) à cause du réchauffement global.

A en croire les sorties des modèles climatiques globaux (Bates *et al.*, 2008) ou régionaux (M.A.R.H. et G.T.Z., 2007), l'effet du réchauffement climatique sur les processus pluviogènes se traduirait par une diminution des précipitations en Tunisie. Les tendances des valeurs des indices de radiosondages de Tunis Carthage observées au cours de la période 1980-2007, permettraient une mise au point sur cette question.

2. Données de base et méthodologie

Les données de base de cette étude s'étendent, au pas de temps quotidien, sur la période 1980-2007. Elles sont de deux types : d'une part, les relevés pluviométriques de la station météorologique de Tunis-Carthage fournis par l'Institut National de la Météorologie et, d'autre part, les indices des radiosondages de Tunis-Carthage, disponibles gratuitement sur le site de l'Université du Wyoming (http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html).

Vingt indices sont calculés pour chaque radiosondage. Ils intègrent un grand nombre de paramètres météorologiques (température de l'air ambiant, températures potentielle et virtuelle, charge hygrométrique de l'air, vent, pression…) et plusieurs propriétés thermodynamiques de la colonne d'air sondée (énergie potentielle de convection « CAPE », épaisseur de la couche comprise entre 850 hPa et 500 hPa,…).

L'étude des corrélations permet de dégager les liaisons statistiques significatives entre la pluviométrie annuelle de Tunis-Carthage et les valeurs des indices de ses radiosondages. Ainsi sont choisis les quelques indices de radiosondages retenus dans cette étude. En second lieu, l'analyse des tendances permet de voir s'il y a une relation entre l'évolution des précipitations et celle des valeurs des indices sélectionnés des radiosondages. Les régressions multiples incrémentielles ascendantes pas à pas (méthode de Ward ; carré des distances euclidiennes) des totaux pluviométriques annuels aux valeurs moyennes des indices de radiosondages sont calculées de deux manières : considérant la totalité des jours de la période étudiée avec ou sans précipitations en premier lieu et, en ne considérant que les jours pluvieux en second lieu, ceci dans l'objectif de voir quels sont les facteurs prépondérants dans ces deux types de situations. Les corrélations bivariées permettent de déterminer les indices de radiosondages qui fournissent les variances expliquées les plus élevées des précipitations.

3. Les premiers résultats

3.1. Présentation des résultats des régressions

Les indices de radiosondages retenus par les régressions multiples (tableaux 1 et 2) incorporent les principaux facteurs déterminants quant aux possibilités d'occurrence des précipitations. Certaines redondances sont incluses dans ces indices.

A titre d'exemple, plusieurs d'entre eux intègrent de différentes manières, la charge hygrométrique de l'air, dont : le Cross Totals Index » (CTOT = TD850 - T500) qui incorpore la température (°C) du point de rosée au niveau 850 hPa (TD850), le « Precipitable water » (eau précipitable de la colonne sondée), le « Mean mixed layer mixing ratio » qui représente la moyenne du « taux de mélange » (humidité absolue de l'air en g/kg) dans les premiers 500 mgp (près du sol) de la colonne atmosphérique sondée ; le K index (KINX = [T850 - T500] + TD850 – [T700 - TD700]) intègre les « TD850 » hPa et « TD700 » hPa. De même, la température de l'air (°C) est considérée de différentes manières dans ces différents indices. C'est le cas des « CTOT » et « KINX » présentés ci-dessus, qui incorporent les températures des niveaux 850 et 700 hPa.

D'autres indices intègrent certaines des propriétés thermodynamiques de la colonne d'air sondée qui sont très souvent indispensables à la pluviogenèse, notamment en relation avec la convection. Les deux formes de la « CAPE » sont une expression directe de l'énergie convective potentielle disponible. Graphiquement, la « CAPE » est proportionnelle à la surface colorée (foncée et claire) comprise entre l'altitude du « LFC » (Level of Free Convection) et celle du « LFC-EL » au niveau duquel la convection prend fin lorsque la particule en ascension ayant atteint le stade d'équilibre thermique (« EL » = Equilibrium Level) avec l'air ambiant (figure 1).

Tableau 1 : Résultats de la régression multiple et des régressions bivariées entre les précipitations totales annuelles à Tunis Carthage et les valeurs moyennes annuelles des indices des radiosondages relatifs à tous les jours de la période étudiée.

	Régression multiple				R Régression bivariée
Indices de radiosondages	**Etape**	**R Multiple**	**R² Multiple**	**Variation du R² multiple**	
« Cross totals index »	1	0,597	0,356	0,356	0,597
« Eau précipitable » [mm] du sondage entier	2	0,688	0,474	0,117	0,266
CAPE avec température virtuelle	3	0,730	0,534	0,060	0,486
Pression [hPa] du « Lifted Condensation Level »	4	0,747	0,558	0,024	0,280
« CAPE »	5	0,811	0,568	0,099	0,480
« K index »	6	0,840	0,706	0,480	0,317
Nombre de « Bulk Richardson » avec CAPV	7	0,852	0,727	0,020	0,178
« Equilibrum Level » avec température virtuelle	8	0,650	0,748	0,021	0,017
« Mean Mixed Layer Mixing Ratio »	9	0,876	0,768	0,020	0,268
« Level of Free Convection »	10	0,891	0,793	0,025	0,438

Tableau 2 : Résultats de la régression multiple et des régressions bivariées entre les précipitations totales annuelles à Tunis Carthage et les valeurs moyennes annuelles des indices des radiosondages relatifs aux jours pluvieux de la période étudiée.

	Régression multiple				R Régression bivariée
Indices de radiosondages	**Etape**	**R Multiple**	**R² Multiple**	**Variation du R² multiple**	
Pression [hPa] du « Lifted Condensation Level »	1	0,544	0,295	0,295	0,508
« Lifted index »	2	0,635	0,404	0,108	0,401
« Eau précipitable » [mm] du sondage entier	3	0,685	0,469	0,065	0,194
« CINS » avec température virtuelle	4	0,719	0,518	0,049	0,121
« Equilibrum Level »	5	0,754	0,569	0,051	0,027
« Equilibrum Level » avec température virtuelle	6	0,791	0,626	0,057	0,037
« Convective Inhibition »	7	0,815	0,665	0,039	0,102

Le « LFC » représente le niveau d'altitude à partir duquel une particule d'air en ascension se trouve plus chaude que l'air ambiant de la colonne sondée, et de ce fait elle continue librement son mouvement jusqu'au niveau du « LFC-EL » (Equilibrium Level) où elle devient en équilibre thermique avec l'air ambiant et se stabilise.

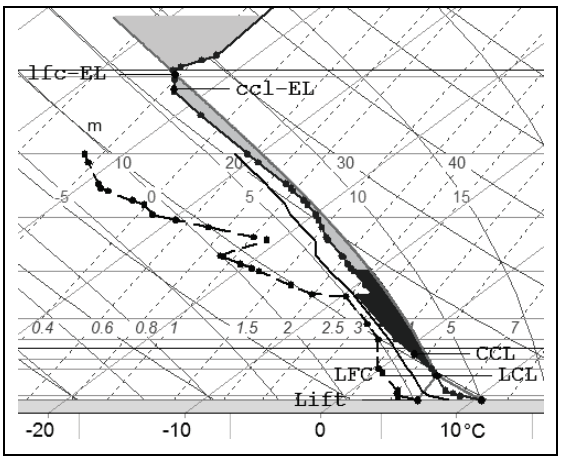


Figure 1 : Représentation graphique sur émagramme de la « CAPE » et du « LFC », exemple du radiosondage de Tunis Carthage du 1er mars 2011 à 12h00 TU.

3.2. Essai d'interprétation des premiers résultats

Jusqu'en 2002 les précipitations de Tunis Carthage présentaient une tendance négative conformément à toutes les sorties des modèles climatiques, globaux et régionaux. Depuis 2003 la tendance s'est renversée (figure 2). Elle demeure positive même en supprimant la valeur de 2003, année particulièrement très pluvieuse pour cette station. Depuis 2003, les précipitations de Tunis Carthage montrent un caractère de plus en plus torrentiel. Cette évolution est conforme aux prédictions du GIEC (Bates *et al.*, 2008) annonçant la recrudescence des phénomènes extrêmes dans les décennies futures.

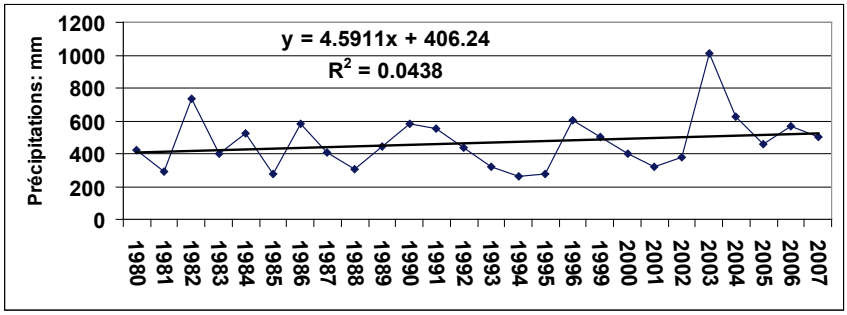


Figure 2 : Tendance des précipitations à Tunis Carthage de 1980 à 2007.

Le cadre de cette étude ne permet pas d'analyser en détails tous les indices en relation avec cette évolution. Trois indices intégrant des paramètres essentiels pour la pluviogenèse sont présentés : l'eau précipitable, le « Lift index » et la « CAPE ».

Les tendances observées pour ces trois indices (figures 3, 4 et 5 ; droite et gauche) sont calculées de deux manières. Premièrement, tous les jours de l'année sont considérés (figures de droite). En second lieu, les calculs sont restreints aux jours pluvieux uniquement.

L'eau précipitable contenue dans une couche atmosphérique donnée correspond à la hauteur d'eau que l'on recueillerait si on condensait sur une surface horizontale toute la vapeur d'eau de cette couche. Plus la quantité d'eau précipitable est grande, plus l'occurrence d'une précipitation plus importante en quantité est probable. L'augmentation de ce paramètre (figure 3, gauche) peut être en relation avec l'augmentation des températures déjà observée en Tunisie (Ben Boubaker, 2010 ; Traboulsi et Ben Boubaker, 2010). Plus chaud il fait, plus importante est la charge hygrométrique de l'air si l'eau ne fait pas défaut dans le milieu. Cette évolution peut être aussi en relation avec une évolution de la circulation atmosphérique régionale favorisant des fréquences plus importantes d'advections maritimes humides. Les deux phénomènes peuvent agir conjointement.

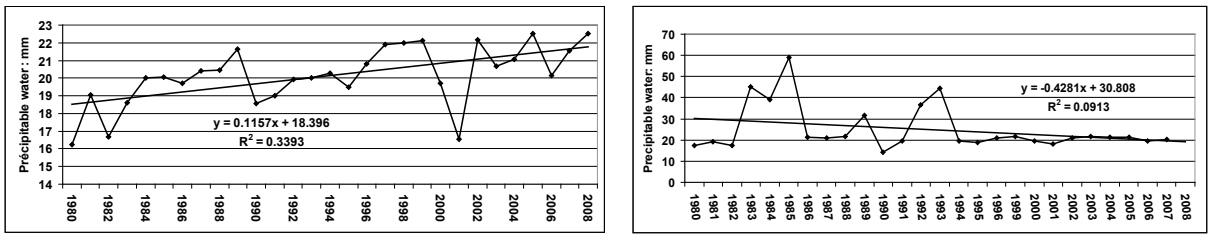


Figure 3 : Tendance du « Precitable water » (eau précipitable) à Tunis Carthage de 1980 à 2007. Jours pluvieux uniquement (gauche) et tous les jours de l'an (droite).

Contrairement aux deux autres paramètres, le « Lifted index » présente une tendance toujours vers la baisse (synonyme d'une instabilité croissante dans le temps) dans tous les cas (figure 4). Seulement, la pente est plus forte pour les jours pluvieux uniquement.

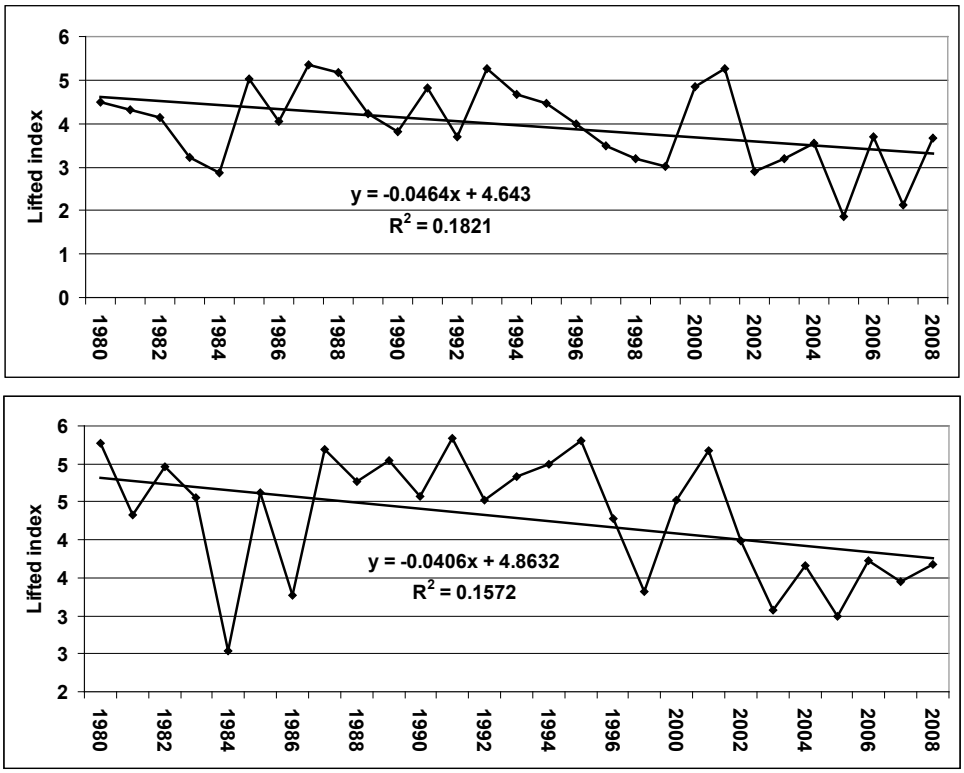


Figure 4 : Tendance du « Lift index » à Tunis Carthage de 1980 à 2007. Jours pluvieux uniquement (en haut) et tous les jours de l'an (en bas).

Le « Lift index » (LIFT = T500 – Tparcel), intègre la « T500 » (température « °C » de l'air ambiant au niveau 500 hPa) et la « Tparcel » (température « °C » acquise par une particule d'air en ascension et ayant pour propriétés initiales : les moyennes de pression « hPa », de température de l'air ambiant « °C » et du point de rosée « °C » de la couche d'air s'étendant sur les premiers 500 m près du sol). Plus la valeur du « Lift index » est basse, plus la colonne d'air sondée est instable. La tendance de cet indice vers la baisse est nette (figure 4). La troposphère de Tunis Carthage à tendance à être plus instable. Cette évolution peut aussi être en relation avec l'évolution des températures induite par le réchauffement global. La surchauffe du substrat, la troposphère se réchauffant par la base, crée un gradient sur-adiabatique dans les basses couches tangentes au sol. Elle détermine ainsi une forte instabilité souvent observable sur les radiosondages de 12 heures (El Melki, 1997).

Ce sont de tels mécanismes qui déterminent l'état de la « CAPE ». Plus le réchauffement des basses couches est importants, plus celle-ci est importante. La tendance de la « CAPE » (figure 5) à Tunis Carthage ressemble beaucoup à celle des précipitations. Depuis l'année 2000, elle a basculé vers la hausse, surtout pour les jours pluvieux uniquement (figure 5, gauche).

Conclusion

L'évolution récente de la pluviométrie et des indices des radiosondages de Tunis Carthage paraissent assez bien corrélés entre eux et s'intègrent, assez bien sur le plan théorique, dans le contexte du réchauffement global. Les résultats de cette étude montrent clairement que ce phénomène planétaire affecte déjà sensiblement la circulation atmosphérique dans la zone méditerranéenne.

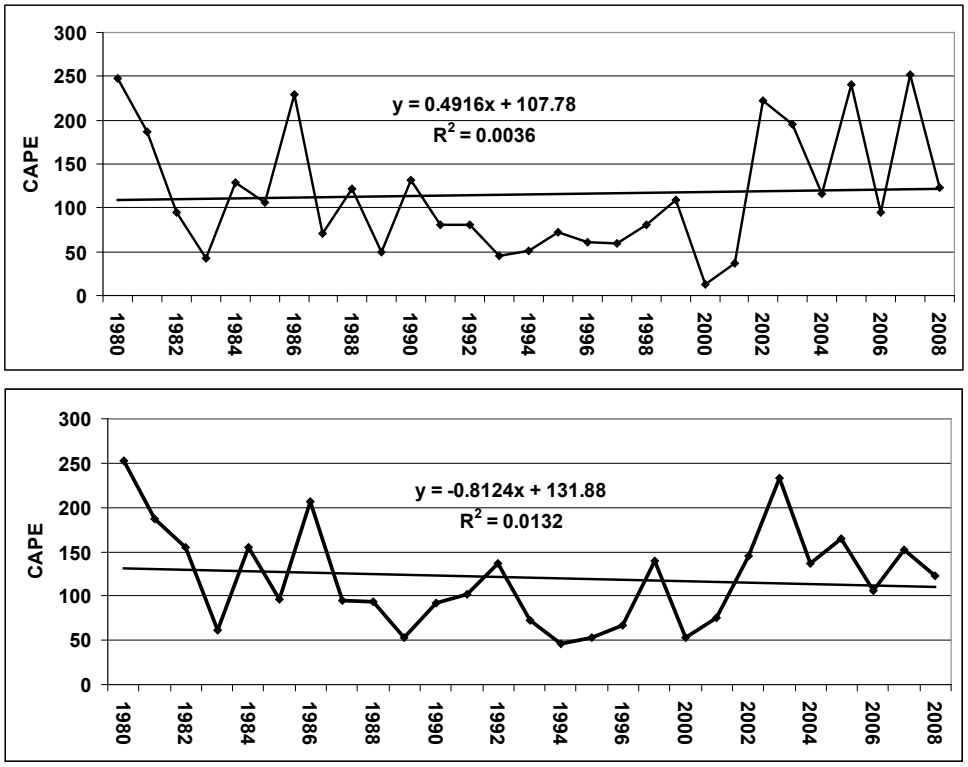


Figure 5 : Tendance de la « CAPE » (énergie convective potentielle disponible) à Tunis Carthage de 1980 à 2007. Jours pluvieux uniquement (en haut) et tous les jours de l'an (bas).

L'analyse détaillée des principaux paramètres météorologiques (température, charge en vapeur d'eau…) associée aux niveaux standards de pression compris entre le sol et la surface 500 hPa (couche déterminante quant à la pluviogenèse) et des propriétés de la circulation atmosphérique dans la zone étudiée (fréquences des masses d'air et des trajectoires des flux atmosphériques…) permettra de renforcer ces résultats.

Références bibliographiques

Bates B., Kundzewicz Z. W., S. Wu et J. P. Palutikof, éd., 2008 : *Le changement climatique et l'eau*. Document technique publié par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Secrétariat du GIEC, Genève, 236 p.

Ben Boubaker H., 2010 : Les paroxysmes climato-thermiques en Tunisie : approche méthodologique et étude de cas. *Climatologie,* 7, 57-87.

Traboulsi M. et Ben Boubaker H., 2010 : Les fortes chaleurs en Méditerranée orientale, étude comparée entre les littoraux tunisiens et syro-libanais. Publications de l'*AIC*, 23, 625-630.

El Melki T., 1997 : *Les masses d'air en Tunisie*. Mémoire de D.R.A. (Diplôme de Recherches Approfondies en Climatologie), Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis, 328 p.

GIEC, 2012 : *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the IPCC* [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

M.A.R.H. (Ministère de l'Agriculture et des ressources Hydrauliques) et G.T.Z (Coopération technique allemande), 2007 : *Stratégie nationale d'adaptation de l'agriculture tunisienne et des écosystèmes aux changements climatiques.* Cahier 3 : Projections, 28 p.

COMPARAISON ENTRE ENREGISTREMENTS D'HYDROMÉTÉORES PROVENANT DE DISDROMÈTRES À LASER ET CUMULS DE PRÉCIPITATIONS PROVENANT DE PLUVIOGRAPHES TOTALISATEURS

EXEMPLES CHOISIS DANS DEUX SITES DISTANTS DE MOINS DE 40 KM EN RÉGION À RELIEF CONTRASTÉ ET EN CLIMAT TEMPÉRÉ OCÉANIQUE (CFB)

Michel ERPICUM, Nicolas JORION, Xavier PIRARD, Alexandre BELLEFLAMME, Bruno FRANCO, Sébastien DOUTRELOUP, Charlotte LANG, Arnaud SOUGNEZ, Xavier FETTWEIS

Université de Liège, Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, B11, Allée du 6 août, 2, 4000 Liège, Belgique.
michel.erpicum@ulg.ac.be, njorion@ulg.ac.be, xpirard@ulg.ac.be, A.Belleflamme@ulg.ac.be, bruno.franco@ulg.ac.be, s.doutreloup@ulg.ac.be , Charlotte.Lang@doct.ulg.ac.be, xavier.fettweis@ulg.ac.be

Résumé *: Cette contribution présente une analyse descriptive de la discrimination détaillée des hydrométéores programmée de minute en minute obtenue à partir de deux disdromètres à laser chauffés et positionnés à 2 m du sol sur des sites de plateau mais avec des obstacles végétaux à proximité. Pour ce faire, les équivalents en eau obtenus à ce pas de temps très fin sont comparés à ceux qui ont été obtenus par d'autres pluviographes totalisateurs à auget basculeur et à pesée.*

Mots-clés *: Disdrométrie laser, hydrométéores, Belgique, topoclimatologie appliquée, climat tempéré océanique.*

Abstract*: **Comparison of records of hydrometeors coming from laser-distrometers and total rainfall as recorded by tipping bucket and weighing rain gauges. Selected examples coming from two weather stations separated by less than 40 km in a region with contrasted relief and temperate maritime climate.***
This paper presents a descriptive analysis of detailed hydrometeor discrimination from minute to minute based on two laser-disdrometers heated and positioned 2m high from the ground on sites located on a plateau but not free from obstacles induced by trees or shrubs. To do this, the water equivalent obtained at this very small time step is compared to the depth of water cumulated by other tipping bucket and weighing rain gauges.

Keywords*: Laser disdrometer, hydrometeors, Belgium, applied topoclimatology, temperate maritime climate.*

Introduction

Depuis 2005, le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'Université de Liège a contribué à la mise en place de nombreux instruments de mesure permettant l'enregistrement automatique en continu d'une série de variables atmosphériques dans deux parcs météorologiques situés dans la région de Liège, Belgique. L'un est situé à 240 m d'altitude, dans la zone nord du domaine universitaire du Sart Tilman (ST) au sud de la ville de Liège. Il a été instrumenté en grande partie dans le cadre du Projet « Météoroutes » de la Direction générale opérationnelle des Routes et des Bâtiments (SPW-DGO1-10 et 20). L'autre est situé à 674 m d'altitude, au Mont Rigi (MR) à la Station Scientifique des Hautes Fagnes (SSHF-Ulg). Ce dernier est instrumenté en complémentarité avec celui de l'Institut Royal Météorologique (IRM) qui partage le même site mis à disposition par la Direction générale opérationnelle Agriculture, Ressources naturelles et Environnement (SPW-DGO3-DNF). La région concernée par cette étude est située au sein de la zone climatique Cfb (Peel *et al.*, 2007). Les brouillards sont beaucoup plus fréquents à la station MR qu'à la station ST et cela surtout en période hivernale. La durée moyenne annuelle relative des précipitations est de l'ordre de 8-10 % à la station ST alors qu'elle est de l'ordre de 20 à 30 % à la station MR. La lame d'eau annuelle moyenne de la station MR est de l'ordre de 1400 mm alors que celle de la station ST est de l'ordre de 800 mm.

Cette étude se limite à la comparaison détaillée des enregistrements du suivi des précipitations dans chacun des deux sites MR et ST et pour deux couples de journées caractéristiques du climat belge.

1. Installations et sites de mesures

Les photos (1a et b) concernent le parc de la station MR qui est localisée dans une lande à éricacées envahie par la molinie alors que les photos (2a et b) concernent l'instrumentation de la station ST qui est localisée dans un îlot herbacé entre deux chaussées parallèles espacées de plus de 30 m.

Photos 1a et 1b : Photographies prises au parc météo de la Station Scientifique des Hautes Fagnes (SSHF-ULg) au Mont Rigi (MR), Belgique. Photo de gauche : Disdromètre à laser chauffé (Thies). Au centre de la photo de droite : Pluviographe à pesée (OTT) avec coupe-vent.

Photos 2a et 2b : Photographies prises au parc météo du domaine universitaire du Sart Tilman (ST -ULg) au sud de la ville de Liège, Belgique. Photo de gauche : Disdromètre à laser chauffé (Thies) et toute une série d'autres instruments pour le suivi des hydrométéores. Photo de droite : Pluviographe à pesée (OTT) sans coupe-vent au premier plan et pluviographe (Précis-Mécanique) à auget basculeur (0,2 mm de résolution) au deuxième plan.

2. Analyse de deux périodes de deux jours bien distinctes

Deux couples de deux journées ont été sélectionnés au cours du mois de mars 2012 (figures 1 et 2). Une grande variabilité temporelle de l'intensité des hydrométéores est mise en évidence lors de la période du 7 au 8 mars 2012 (figure 1). Cette période a connu des précipitations de bruine (codes synop compris entre 50 et 59), des précipitations de pluie (codes synop compris entre 50 et 59) et des précipitations de neige (codes synop compris entre 70 et 79). Les lames d'eau totalisées lors de ces deux journées sont de l'ordre de 12 à 13 mm à la station MR et de 7,5 à 8,5 mm à la station ST (figure 2). Pour rappel, ces deux

stations ne sont espacées que de 37 km à vol d'oiseau et l'altitude de la station MR est supérieure à celle de la station ST de 434 m.

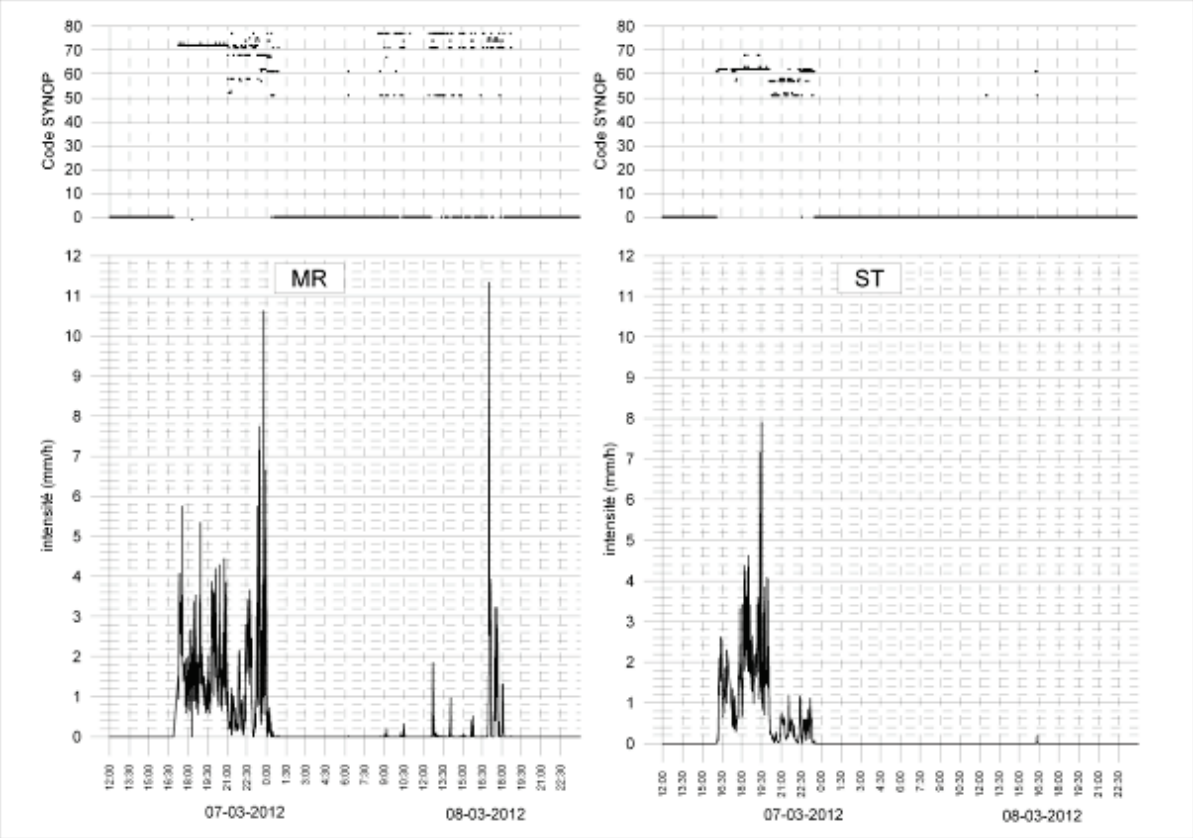


Figure 1 : Codes synoptiques (OMM) des hydrométéores et intensités horaires enregistrés de minute en minute les 7 et 8 mars 2012 par temps essentiellement de neige à la station du Mont Rigi (MR) (partie gauche) et de pluie et bruine à la station du Sart Tilman (ST) (partie droite).

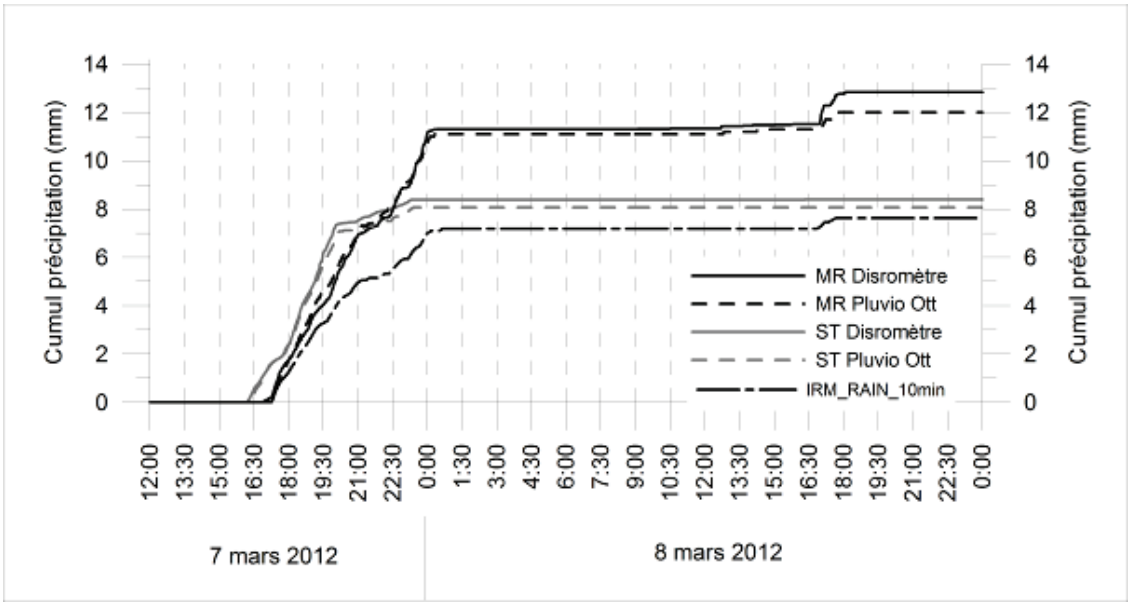


Figure 2 : Cumuls des lames d'eau enregistrées de minute en minute les 7 et 8 mars 2012 par temps essentiellement de neige à la station du Mont Rigi (MR) et de pluie et bruine à la station du Sart Tilman (ST). Le cumul des précipitations (IRM_RAIN) est incrémenté de 10 en 10 minutes à partir des données pluviographiques à auget basculeur au pas de 0,1 mm de l'IRM au Mont Rigi (MR).

Une faible variabilité temporelle de l'intensité des hydrométéores est mise en évidence lors de la période du 30 au 31 mars 2012 (figure 3). Cette période a essentiellement connu des précipitations bruineuses (codes synop compris entre 50 et 59) et un peu de précipitations neigeuses (codes synop compris entre 70 et 79). Les lames d'eau totalisées lors de ces deux journées sont de l'ordre de 4 mm à la station MR et de 0,5 mm à la station ST (figure 4). Durant ces deux journées, la station du Sart Tilman-Ulg (ST) a connu un ciel bouché quasi sans précipitations alors qu'un temps bruineux a persisté à la station du Mont Rigi (MR).

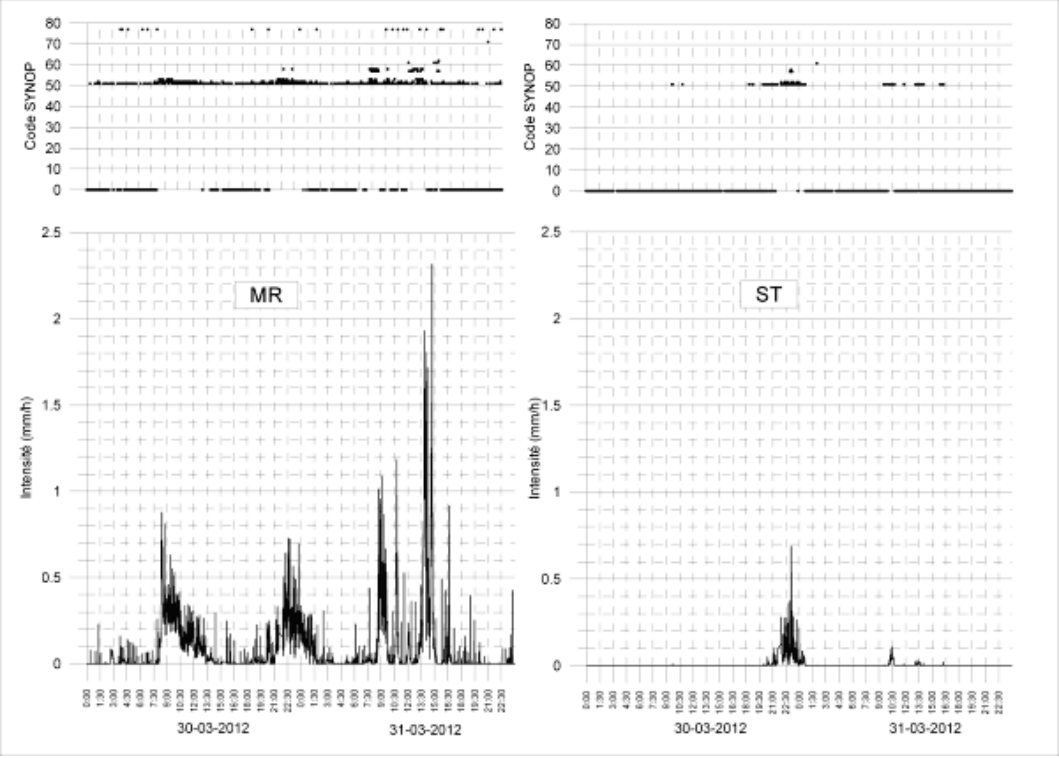


Figure 3 : Codes synoptiques (OMM) des hydrométéores et intensités horaires enregistrés de minute en minute les 30 et 31 mars 2012 par temps essentiellement de bruine et neige à la station du Mont Rigi (MR) (partie gauche) et de bruine à la station du Sart Tilman (ST) (partie droite).

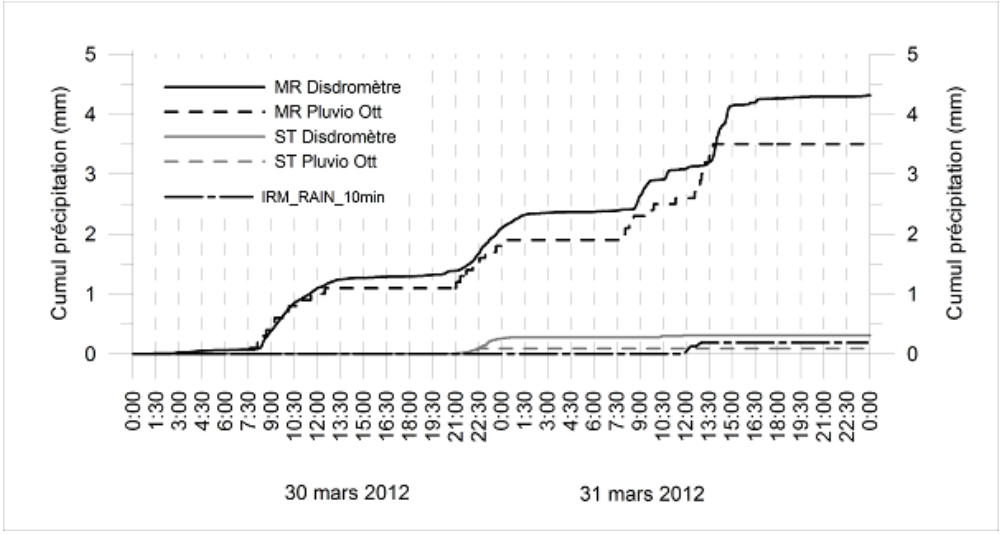


Figure 4 : Cumuls des lames d'eau enregistrées de minute en minute les 30 et 31 mars 2012 par temps essentiellement de bruine et neige à la station du Mont Rigi (MR) et de bruine à la station du Sart Tilman (ST). Le cumul des précipitations (IRM_RAIN) est incrémenté de 10 en 10 minutes à partir des données pluviographiques à auget basculeur au pas de 0,1 mm de l'IRM au Mont Rigi (MR).

3. Généralisation à quelques périodes mensuelles

Les analyses fines des figures 1 à 4 sont généralisées à l'échelle mensuelle (figure 5). On y constate que les précipitations sont systématiquement supérieures à la station MR, ce qu'on pouvait prévoir compte-tenu de la différence d'altitude. En revanche, on peut constater aussi que les précipitations bruineuses (C5) sont systématiquement plus importantes à la station MR qu'à la station ST. Cela confirme le climat beaucoup plus humide du plateau des Hautes Fagnes. On constate également que les précipitations instables estivales (C8) sont plus significatives à la station ST qu'à la station MR contrairement à ce qu'on croit habituellement. On confirme par ailleurs combien la part des précipitations neigeuses est plus importante à la station MR qu'à la station ST.

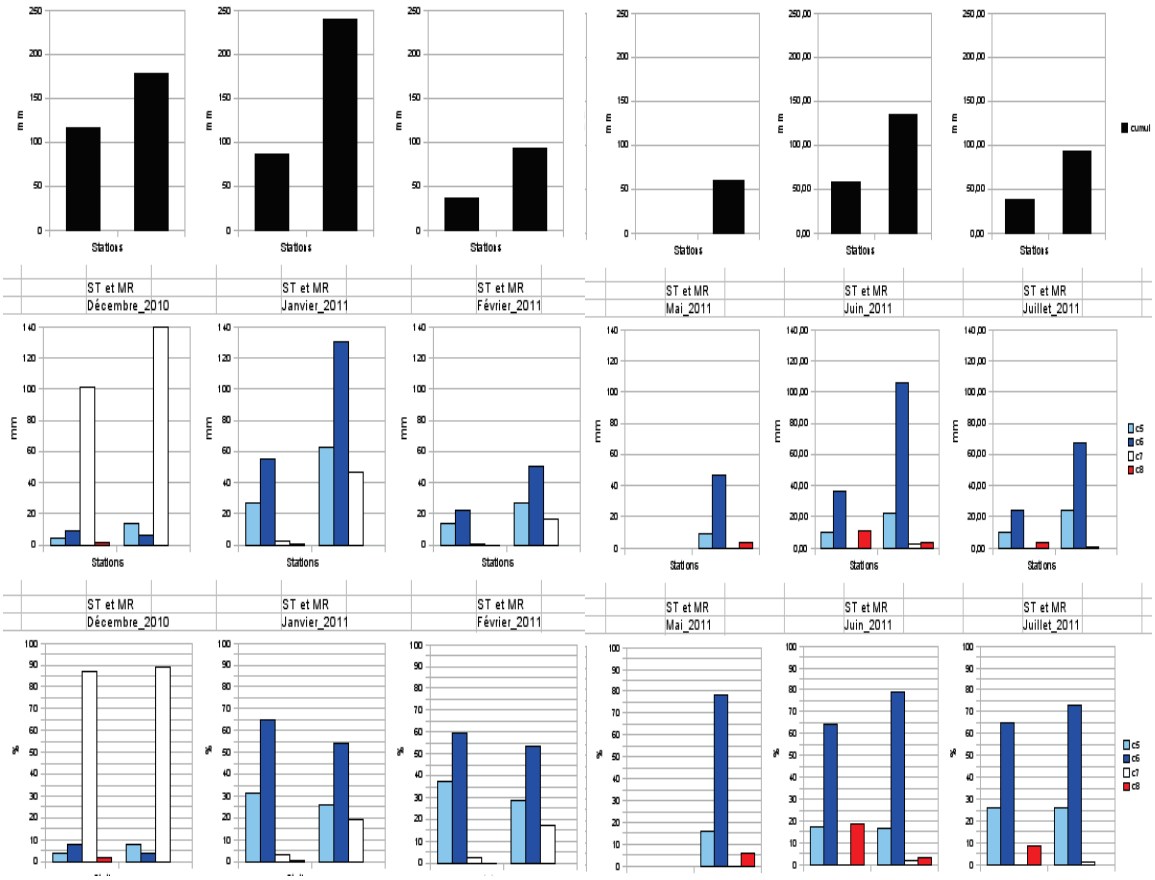


Figure 5 : Diagrammes comparatifs mensuels pour 3 mois de période hivernale et 3 mois de période estivale de décembre 2010 à juillet 2011. En haut : cumuls des lames d'eau mensuelles (mm) enregistrées de minute en minute ; au milieu : répartition des lames d'eau associées aux différents hydrométéores (C5= bruine ; C6 = pluie ; C7= neige et C8= averses). ST = Sart Tilman-ULg et MR = Mont Rigi-ULg ; en bas : pourcentages relatifs des mêmes classes d'hydrométéores. *NOTE : Défaut d'alimentation électrique à la station ST en mai 2011.*

4. Discussion et conclusions

La comparaison des enregistrements de plusieurs instruments de types et de qualités différents concernant le suivi des hydrométéores a permis de confirmer combien la valeur des données récoltées par les stations automatiques dépend fortement de la fréquence et la qualité de leurs contrôles *in situ* et sur graphiques comparatifs : voir exemple de la figure 2 sur laquelle on peut constater que le cumul des précipitations obtenu par le pluvio IRM est défectueux lors de la période considérée. Ce cas a évidemment été constaté pour d'autres enregistrements quels qu'ils soient. Les conditions hivernales des observations météorologiques – fréquence importante de brouillards givrants, alternance fréquente des

situations de gel-dégel et situations neigeuses souvent venteuses – étant des caractéristiques du climat hivernal du plateau des Hautes Fagnes (Station du Mont Rigi-Ulg, station MR), le recours à la multiplication des types de mesure des hydrométéores est recommandé afin d'assurer le degré de fiabilité souhaité de la base de données hydrométéorologiques correspondante. Le recours à des instruments de même type est bien sûr un garant de la qualité des comparaisons d'un endroit à un autre mais ce n'est pas suffisant. Il est également recommandé de suivre les mêmes variables météorologiques (dans le cas présent, les précipitations) avec des instruments plus sophistiqués et donc plus chers à acquérir et plus délicats à maintenir. Cette contribution a permis d'une part, de confirmer combien les caractéristiques des précipitations varient énormément d'un instant à l'autre et d'un endroit à l'autre au sein d'un même type de climat (ici le climat Cfb selon Köppen) mais surtout également au sein d'une très petite zone géographique. Elle a permis d'autre part, de rappeler que les méthodes d'« homogénéisation » purement mathématiques appliquées trop fréquemment pour se donner bonne conscience ne suffisent pas pour certifier la qualité des bases de données des hydrométéores mises en place ou simplement celle des données utilisées par les chercheurs.

Références bibliographiques

Alexandre J., Mabille G. et Erpicum M., 1996 : Variations interannuelles des précipitations mensuelles et leur répartition spatiale en Belgique. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, 9, 403-410.

AQUAPOLE –ULg, (Ed) 2009 : *Etude et modélisation des impacts hydrologiques de pluies exceptionnelles dans un environnement vallonné et boisé.* Rapport final - http://hdl.handle.net/2268/104800.

Erpicum M., Fettweis X., Jorion N., Pirard X. et Sougnez A., 2011 : Apport de la disdrométrie laser au service de la climatologie des hydrométéores. *Actes des Journées de Climatologie*, Lyon, 17-18 mars 2011, CNFG, Commission Climat et société : 'Climat et eau', 18 p., http://umrespace.unice.fr/spip.php?article137.

Erpicum M., Sougnez A., Belleflamme A. et Fettweis X., 2011 : La disdrométrie laser au service de la caractérisation des hydrométéores. Application à deux stations automatiques installées en Belgique au Sud de la vallée de la Meuse liégeoise. *Actes du XXIVème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 6-10 septembre 2011, Rovereto, 225-230.

Peel M. C., Finlayson B. L., and McMahon T. A., 2007 : Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633-1644.

Sougnez A., 2010 : *Caractérisation des précipitations atmosphériques sur le campus universitaire du Sart Tilman, Liège. Utilisation d'un disdromètre à laser.* Mémoire de Master en Sciences Géographiques, orientation climatologie, Université de Liège, 113 p.

Thies A. (Ed) 2004 : *Laser Precipitation Monitor (LPM) version Instruction for Use 5.4110.X0.X00 - Software version 1.08 02/2004/.* Manuel d'utilisation du disdromètre à laser "Thies Clima", Adolf Thies GmbH & Co. KG, Göttingen, Allemagne, 28 p.

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE ET DES ACCUMULATIONS D'AIR FROID SUR LES TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES EN SUISSE

Jean-Michel FALLOT

Institut de Géographie, Université de Lausanne, Bâtiment Anthropole, Quartier Dorigny, CH-1015 Lausanne, Suisse, +41 (0)21 692 30 64. Jean-Michel.Fallot@unil.ch

Résumé : *Les températures moyennes mensuelles et annuelles mesurées à 177 endroits de la Suisse ont été ramenées à une même altitude à l'aide d'une formule empirique afin de détecter les influences de la topographie locale sur ce paramètre. Ces calculs ont montré que des accumulations d'air froid influencent fortement les températures moyennes en saison froide au fond de certaines vallées alpines larges et dépressions du Jura sur une épaisseur d'environ 100 mètres. Le déficit thermique dans ces vallées peut atteindre 2 à 3°C à l'échelle annuelle et 5 à 7°C en hiver comparativement aux versants et sommets environnants. Ces accumulations d'air froid n'influencent que peu les températures moyennes dans les vallées étroites et bien ventilées.*

Mots-clés *: Températures moyennes, accumulation d'air froid, topographie, Suisse.*

Abstract: Influence of topography and cold air accumulation on mean monthly and annual temperatures in Switzerland*.*
Mean monthly and annual temperatures measured at 177 locations in Switzerland have been calculated for a same altitude from an empirical formula to detect some influences of local topography on this parameter. These calculations show that cold air accumulations strongly influence mean temperatures during the cold season in some large alpine valleys and depressions in Jura up to about 100 m above ground level. Mean annual and winter temperatures in these alpine valleys are respectively 2 to 3°C and 5 to 7°C colder than those measured on surrounding slopes and summits. These cold air accumulations have only a small influence on mean temperatures in narrow and well ventilated valleys.

Keywords: *Mean temperature, cold air accumulation, topography, Switzerland.*

Introduction

La topographie agit de plusieurs manières sur la température moyenne de l'air à l'échelle régionale et locale. Elle favorise notamment des accumulations d'air froid au fond des vallées et des dépressions qui peuvent influencer les températures moyennes mensuelles et annuelles de l'air près du sol, en plus de leur décroissance avec l'altitude (Carrega, 1994 ; Baeriswyl, 1994). De telles influences sont mal reproduites par les modèles climatiques globaux et régionaux, car ils ont un degré de résolution trop lâche. Ceci peut poser des problèmes lorsqu'on veut comparer les températures moyennes annuelles ou saisonnières calculées par ces modèles avec des valeurs mesurées sur le terrain (Bonnardot *et al.*, 2011).

L'Office fédéral de l'étude des forêts, de la neige et du paysage (WSL) a calculé les températures et précipitations moyennes mensuelles à une échelle horizontale de 50 m, puis de 25 m pour l'ensemble de la Suisse avec le modèle « Bioclim » afin d'étudier les impacts de certains paramètres climatiques sur la végétation dans ce pays. Ces calculs ont été réalisés à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT), de gradients thermiques et pluviométriques verticaux moyens et d'autres indices climatiques (Zimmermann et Kienast, 1999).

Dans le cadre d'un séminaire de recherche non publié, un étudiant de l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (IGUL) a comparé les températures et les précipitations moyennes mensuelles calculées par le modèle « Bioclim » avec celles mesurées par 93 stations climatiques et 432 stations pluviométriques de MétéoSuisse pour la période 1961-1990. Cette comparaison a notamment montré des différences de températures moyennes mensuelles pouvant atteindre jusqu'à 4°C entre les valeurs calculées et mesurées.

De telles différences résultent notamment d'une mauvaise prise en compte de certains effets de la topographie sur les températures moyennes.

1. Méthodes

En vue de préciser ces effets de la topographie régionale et locale en Suisse, nous avons analysé les températures moyennes mensuelles et annuelles calculées sur une période de 60 ans (1901-1960) pour 177 stations de MétéoSuisse (cf. points noirs de la figure 1 pour leur localisation). La plupart des stations sont installées dans les fonds de vallée ou des dépressions, mais plusieurs d'entre elles sont également placées sur des versants, des cols ou des sommets jurassiens et alpins, jusqu'à une altitude de 3580 m/mer (Jungfraujoch). Nous avons choisi la période de mesures 1901-1960, car elle comporte un plus grand nombre de stations climatiques en Suisse que celle de 1961-1990 considérée comme période de référence par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). En outre, la période 1901-1960 comporte des stations climatiques conventionnelles en Suisse avec un principe de mesures identiques, à savoir trois relevés ponctuels par jour des températures mesurées sous abri à 2 m/sol et un calcul des moyennes journalières, puis mensuelles à partir de ces trois relevés.

La période 1961-1990 pose des problèmes d'homogénéité, car une partie des stations conventionnelles de MétéoSuisse a été automatisée à la fin des années 1970 et les moyennes journalières des températures sont obtenues à partir d'enregistrements en continu pour ces stations. Ces moyennes sont plus précises, mais différentes de celles des stations climatiques conventionnelles avec trois relevés par jour, d'autant que les stations automatiques sont également équipées de thermomètres ventilés en lieu et place de thermomètres à mercure placés dans des abris météorologiques.

Plusieurs stations climatiques ne couvrent pas l'intégralité de la période 1901-1960. MétéoSuisse a toutefois calculé les températures moyennes et annuelles pour cette période de référence à partir de mesures effectuées sur des intervalles plus courts pour ces stations.

Les températures dépendent en premier de l'altitude et plusieurs auteurs ont proposé des gradients thermiques verticaux moyens mensuels et annuels pour reproduire cet effet (Paul, 1986 ; Douguédroit, 1986). M. Bouët (1985) a notamment défini de tels gradients pour l'ensemble de la Suisse en distinguant deux couches d'air, une au-dessous et une au-dessus de 1500 m/mer (tableau 1).

Tableau 1 : Gradients verticaux moyens de températures (°C/100 m) mensuels et annuels calculés par M. Bouët (1985) pour deux tranches d'altitude.

Tranche d'air	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	An
500-1500 m/mer	0,24	0,33	0,50	0,61	0,63	0,63	0,63	0,61	0,49	0,39	0,33	0,26	0,46
1500-4000 m/mer	0,54	0,56	0,58	0,61	0,63	0,63	0,63	0,61	0,59	0,57	0,55	0,54	0,59

La couche de fond au-dessous de 1500 m/mer se caractérise par des gradients thermiques moyens plus bas, notamment en saison froide, consécutivement à des accumulations d'air froid se produisant au fond des vallées et des dépressions en Suisse par situation anticyclonique. Ces accumulations d'air froid sont plus importantes en hiver à cause des nuits plus longues et les sondages verticaux ont montré qu'elles atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur dans les vallées alpines et sur le Plateau suisse (Fallot, 1992). Les températures moyennes mensuelles et annuelles ont été ramenées à une altitude de 500 m/mer à partir de ces gradients verticaux moyens mensuels et annuels de Bouët, afin de vérifier leur validité pour l'ensemble de la Suisse et détecter d'autres influences de la topographie sur ce paramètre en dehors de l'altitude.

2. Résultats

La figure 1 présente les températures moyennes mensuelles de janvier et de juillet pour une période de 60 ans (1901-1960) ramenées à une altitude de 500 m/mer. Il apparaît que les gradients verticaux moyens de M. Bouët reproduisent bien l'effet de l'altitude sur les températures moyennes mensuelles de ces deux mois pour l'ensemble de la Suisse, car les valeurs ramenées au niveau de 500 m/mer sont bien homogènes. Les résultats sont tout aussi bons pour les autres mois de l'année. Les températures moyennes de juillet augmentent toutefois de 2 à 3°C entre le Nord et le Sud de la Suisse reflétant un effet de la latitude.

Cet effet est moins marqué pour les températures moyennes de janvier et ces dernières mettent surtout en évidence des valeurs sensiblement plus basses au fond de certaines vallées alpines, notamment dans celle de l'Inn en Engadine. Les températures moyennes de ce mois sont ainsi de 6 à 7°C plus froides au fond de cette vallée en Haute-Engadine que sur les cols et sommets environnants. Le tableau 2 illustre les effets des accumulations d'air froid sur les températures moyennes mensuelles ramenées à 500 m/mer à six endroits de la vallée de l'Inn en Haute-Engadine la plus exposée à ce phénomène. Les accumulations d'air froid sont plus marquées en hiver, notamment à Samedan et Bever où la vallée est la plus large. Elles sont déjà nettement moins prononcées à St Moritz à 55 m au-dessus du fond de la vallée, même en hiver où les températures moyennes sont plus basses de 2°C par rapport aux sommets environnants (Corvatsch) contre plus de 7°C à Samedan en janvier.

Tableau 2 : Températures moyennes mensuelles (°C) mesurées par quelques stations en Haute Engadine de 1901 à 1960 et ramenées à une altitude de 500 m/mer (H/FV = hauteur au-dessus du fond de la vallée).

Stations	Altitude	H/FV	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Samedan	1705m	0m	-8.2	-4.9	1.5	7.4	13.3	16.9	18.3	16.8	12.4	6.1	-0.9	-5.9
Bever	1710m	5m	-6.5	-3.4	2.4	7.9	13.4	17.0	18.7	17.7	13.1	7.0	0.6	-4.7
Sils-Maria	1802m	10m	-4.1	-2.1	3.2	8.4	13.7	17.5	19.5	18.6	14.2	8.2	2.4	-2.2
St Moritz	1825m	55m	-2.6	-0.7	4.2	9.3	14.1	17.7	19.6	18.8	14.6	8.9	3.0	-1.1
Col Bernina	2256m	550m	-1.6	-0.5	3.7	8.9	13.8	17.6	20.0	19.5	15.3	9.2	3.8	0.1
Corvatsch	3315m	1520m	-0.6	0.4	4.1	8.2	13.1	16.3	18.6	18.3	14.6	9.6	4.6	1.0

D'autres fonds de vallées alpines se signalent par des températures moyennes de janvier de 3 à 6°C plus froides que sur les versants ou sommets environnants comme la vallée de Conches dans le Haut Valais près de la source du Rhône, le val d'Urseren (Andermatt) près du Gotthard, la haute vallée de la Sarine (Gstaad), la vallée du Rhin postérieur près de sa source (Hinterrhein) ou la vallée de Davos. Ces déficits thermiques restent en revanche plus modestes en hiver au fond des autres vallées alpines (1 à 2°C).

Ces températures moyennes plus basses résultent des accumulations d'air froid se produisant par situation anticyclonique, surtout en saison froide. Elles sont particulièrement importantes dans les vallées alpines avec un fond large et plat comme celles de l'Inn en Haute-Engadine ou de Conches. Elles sont moins prononcées dans les vallées alpines étroites, car les courants nocturnes, plus sensibles, emportent l'air froid vers l'aval. Ils empêchent ce dernier de s'accumuler et de se refroidir par rayonnement comme dans les vallées alpines à fond large. De telles accumulations d'air froid influencent aussi les températures moyennes mensuelles en hiver dans certaines dépressions larges et peu profondes du Jura comme celle de La Brévine réputée pour ses records de froid en Suisse.

Le tableau 3 confirme que les accumulations d'air froid n'influencent les températures moyennes mensuelles que sur une faible épaisseur dans les grandes vallées alpines, comme celle du Rhône en Valais. Ainsi, les températures moyennes mensuelles à Sion à 60 m au-dessus du fond de la vallée du Rhône sur un versant adret sont proches de celles de Montana

situé sur le même versant 1000 m plus haut. Les températures moyennes à ces deux endroits sont de 1 à 2°C plus chaudes qu'au fond de la vallée à Sion Aérodrome et à Visp. La station de Fey se situe sur un versant ubac à 300 m au-dessus du fond de la vallée, ce qui explique ses températures moyennes mensuelles plus froides de 0,5 à 1°C par rapport au versant adret.

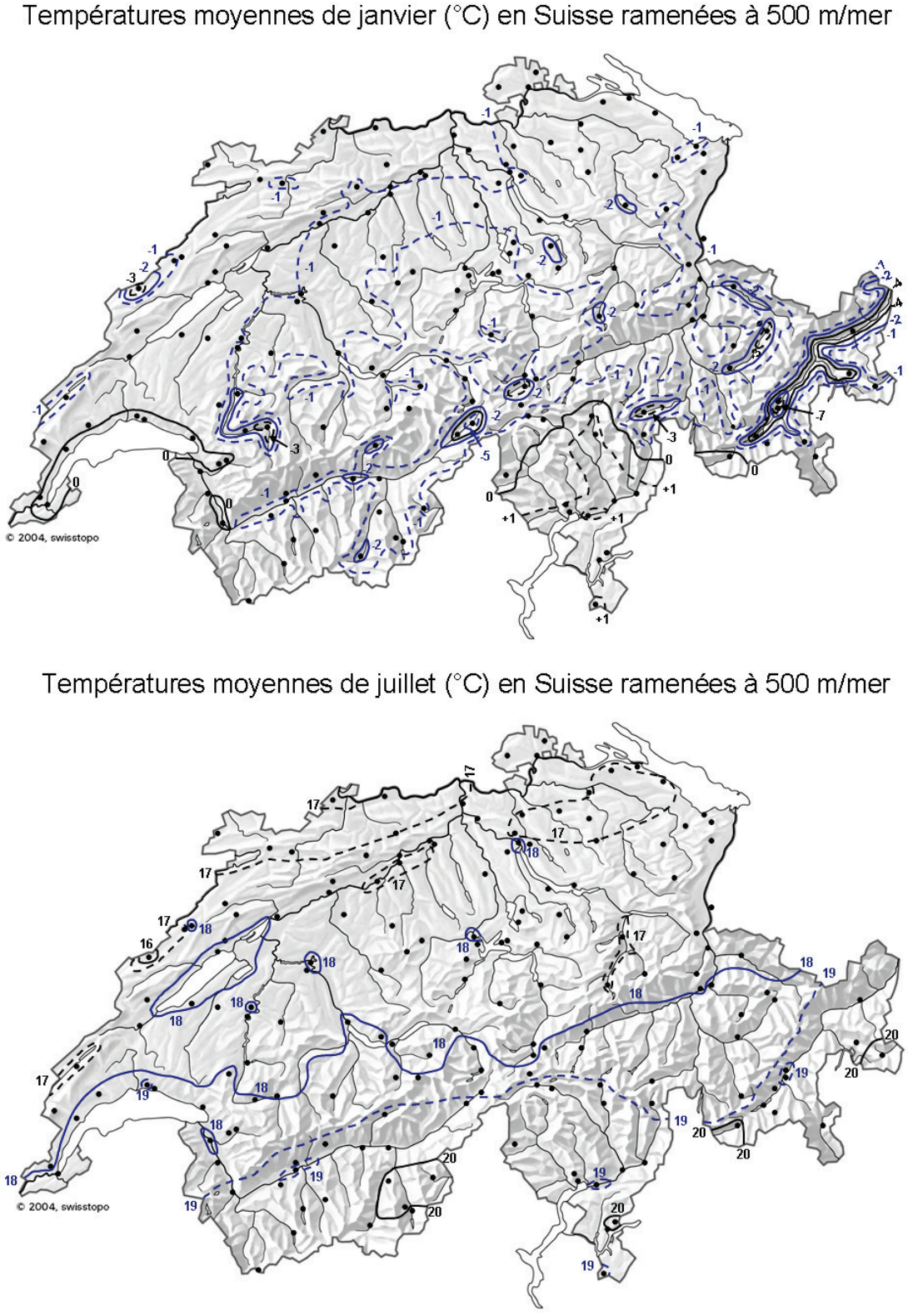


Figure 1 : Températures moyennes (°C) de janvier (en haut) et de juillet (en bas) calculées pour une période de 60 ans (1901-1960) à 177 endroits de la Suisse et ramenées à une altitude de 500 m/mer.

Tableau 3 : Températures moyennes mensuelles (°C) mesurées par quelques stations dans la vallée du Rhône en Valais de 1901 à 1960 et ramenées à une altitude de 500 m/mer (H/FV = hauteur au-dessus du fond de la vallée).

Stations	Altitude	H/FV	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Visp	640m	0m	-1.8	0.3	5.3	9.7	14.3	17.4	18.7	18.1	14.2	8.6	2.3	-0.7
Sion Aérodr.	482m	0m	-1.6	0.4	5.3	9.2	13.7	16.8	18.0	17.1	13.3	7.6	1.9	-0.9
Sion	542m	60m	-0.1	1.7	6.4	10.6	15.2	18.3	19.8	18.9	15.5	10.2	4.7	0.9
Fey	780m	300m	-1.4	0.3	4.7	9.1	14.0	17.3	19.2	18.1	14.3	8.9	3.6	-0.3
Montana	1508m	1000m	-0.6	0.6	5.2	9.9	14.6	17.9	20.1	19.3	15.3	9.7	4.5	0.7
Vernayaz	453m	0m	1.1	2.3	6.3	10.1	14.3	17.5	19.2	18.4	15.5	10.3	5.4	2.1
Monthey	395m	0m	-0.1	1.4	5.4	9.4	13.6	16.9	18.6	17.7	14.5	9.5	4.7	1.0

Des études ont montré que des poches d'air froid immobile de quelques dizaines de mètres d'épaisseur se forment près du sol dans les endroits abrités au fond des vallées et des dépressions par nuit calme et claire (Fallot, 1992). Elles se caractérisent par une inversion de température très marquée près du sol qui s'ajoute à la couche d'inversion moins prononcée de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur recouvrant le fond des vallées et des dépressions durant la nuit et qui correspond à la couche de fond de M. Bouët. Ces poches d'air froid près du sol sont à l'origine des températures moyennes mensuelles plus basses mesurées au fond de certaines vallées alpines. Sur la base de ces études et des deux tableaux ci-dessus, on peut estimer que ces poches d'air froid influencent les températures moyennes mensuelles sur une épaisseur d'environ 100 mètres dans les vallées alpines.

Le tableau 3 montre que cette influence de l'air froid disparaît sur certains tronçons de la vallée du Rhône. Il en va notamment de la cluse du Rhône entre Martigny et St Martigny (cf. Vernayaz) où le resserrement de la vallée favorise une bonne ventilation même durant la nuit (Baeriswyl, 1994) qui empêche l'air froid de s'accumuler au fond comme dans le Valais central (Sion Aérodrome, Visp) et le Bas-Valais (Monthey). Un tel phénomène apparaît aussi dans d'autres grandes vallées alpines, comme celle du Rhin dans le Nord des Grisons.

La figure 1 révèle que ces accumulations d'air froid influencent peu les températures moyennes dans les dépressions du Plateau suisse en hiver, car elles sont assez souvent recouvertes par du stratus par situation anticyclonique en saison froide, ce qui limite le refroidissement de l'air par rayonnement près du sol. Les grands lacs suisses atténuent aussi ces accumulations d'air froid en hiver.

Ces dernières n'influencent que modestement les températures moyennes mensuelles en été, même au fond des vallées alpines les plus larges, consécutivement à des nuits plus courtes et à un réchauffement diurne plus intense des vallées par le soleil. Cette influence est plus visible dans certaines dépressions du Jura comme celle de La Brévine. Par contre, des îlots de chaleur urbains d'une ampleur de 0,5 à 1°C apparaissent en été dans plusieurs agglomérations de Suisse où on dispose de mesures de températures au centre ville et en périphérie comme Zurich, Bâle, Berne, Lucerne, Fribourg, La Chaux-de-Fonds, Lausanne et Genève. La figure 1 confirme que les îlots de chaleur urbains influencent moins fortement les températures en hiver qu'en été dans les villes de Suisse (Wanner et Hertig, 1984), contrairement à certaines grandes agglomérations européennes ou nord-américaines (Escourrou, 1991).

La carte des températures moyennes annuelles en Suisse (non montrée ici) ressemble à celle du mois de janvier, mais avec des différences deux fois plus petites entre les endroits les plus froids et les plus chauds du pays. Les températures moyennes annuelles sont ainsi environ 1°C plus basses au fond des vallées et des dépressions par rapport aux versants et sommets environnants. Le déficit thermique moyen annuel atteint même 2 à 3°C au fond des vallées alpines larges (Haute-Engadine, Conches) et des dépressions jurassiennes les plus

exposées aux accumulations d'air froid, ce qui a des incidences sur la végétation. Le modèle « Bioclim » du WSL reproduit mal ces effets de la topographie locale sur les températures.

Conclusion

Cette étude montre que les gradients thermiques verticaux moyens de M. Bouët avec une distinction de deux grandes couches d'air permettent de déterminer efficacement les températures moyennes mensuelles et annuelles en Suisse sur les versants et sommets. Les résultats sont moins bons dans les fonds de vallée et les dépressions, à cause des accumulations d'air froid se produisant près du sol par situation anticyclonique. Elles sont plus marquées en hiver, ainsi qu'au fond de certaines vallées alpines à fond large et dépressions du Jura.

Ces accumulations d'air froid influencent les températures moyennes mensuelles et annuelles sur une épaisseur d'environ 100 m. En outre, de tels effets n'apparaissent pas dans certaines vallées bien ventilées où les courants empêchent l'air froid de s'accumuler durant la nuit. Les modèles météorologiques et climatiques globaux et régionaux ont souvent de la peine à reproduire de tels phénomènes à cause de leur degré de résolution trop lâche.

Des auteurs ont proposé des modèles empiriques pour déterminer les températures moyennes mensuelles à une échelle fine en fonction de plusieurs paramètres topoclimatiques comme l'altitude, l'exposition, la continentalité, la pente ou la hauteur au-dessus du fond de la vallée (Carrega, 1994). Il conviendrait de tester ces modèles en Suisse en y ajoutant les effets d'autres paramètres tels que la morphologie des vallées ou la ventilation. Des modèles géostatistiques plus complexes sont aussi expérimentés pour cartographier les accumulations d'air froid et d'autres paramètres climatiques en Suisse (Podznoukhov *et al.*, 2009).

Références bibliographiques

Baeriswyl P.-A., 1994 : *Aspects de la ventilation et de la qualité de l'air d'une grande vallée alpine : la vallée du Rhône en Valais*. Thèse n°1070 présentée à l'Université de Fribourg (Suisse), 329 p.

Bonnardot V., Cautenet S., Planchon O. et Quénol H., 2011 : Simulations climatiques méso-échelle : comparaison de données observées et simulées en vue d'une intégration de scénarios de changement climatique. *Actes du 24ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie,* Rovereto 6-10.09.2011, 93-98.

Bouët M., 1985 : *Climat et météorologie de la Suisse romande*. Payot, Lausanne, 185 p.

Carrega P., 1994 : *Topoclimatologie et habitat*. Analyse spatiale quantitative n°35 et 36, Revue de géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard à Nice, 407 p.

Douguédroit A., 1986 : Le renouvellement méthodologique de la définition des climats régionaux. *Freiburger Geographische Hefte*, 26, 268-279.

Escourrou G., 1991 : *Le climat et la ville*. Nathan Université – Géographie d'aujourd'hui. Ed. J.-R. Ritte, Luçon, 190 p.

Fallot J.-M., 1992 : *Etude de la ventilation d'une grande vallée préalpine : la vallée de la Sarine en Gruyère*. Thèse n°995 présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Fribourg (Suisse), Editions Copyta, 475 p.

Paul P., 1986 : Topoclimats et décroissance de la température avec l'altitude dans les Vosges et la Forêt-Noire. *Freiburger Geographische Hefte*, 26, 293-304.

Pozdnoukhov A., Foresti L. et Kanevski M., 2009 : Data-driven topo-climatic mapping with machine learning methods. *Natural hazards*, 50, 497-518.

Wanner H. et Hertig J.-A., 1984 : Urban climatological properties of small cities in complex terrain. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, Vol. 23, 12, 1614-1625.

Zimmermann N.E. et Kienast F., 1999 : Predictive mapping of alpine grasslands in Switzerland: Species versus community approach. *Journal of Vegetation Science*, 10, 469-482.

SUR LES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES DE L'AUTOMNE 2011 EN LIGURIE : ANALYSE MÉTÉO-CLIMATIQUE DES ÉVÈNEMENTS ET FACTEURS AGGRAVANTS

Massimiliano FAZZINI [1], Gérard BELTRANDO [2], Carlo BISCI [3], Mario BARBANI [4] et Vincenzo ROMEO [5]

[1] *Université de Ferrara – Dipartimento di Scienze della Terra – Via Saragat, 1, 44100 Ferrara, Italie. fzzmsm@unife.it*
[2] *Université Paris-Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 du CNRS (PRODIG), Paris, France.*
[3] *Università di Camerino – Dipartimento di Scienze della Terra, Italie.*
[4] *Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, Roma, Italie.*
[5] *Corpo Forestier de l'Etat – Servizio Meteomont, Roma, Italie.*

Résumé : *La Ligurie est fréquemment affectée par des précipitations orageuses très intenses et caractérisées par des « flash floods » ou « alluvioni lampo ». Depuis 1970, les crues associées à ce type de phénomènes ont provoqué plus de 110 morts, dont plus de 50 dans la ville de Gênes (Ligurie). Dans ce travail, nous reconstruisons l'évolution synoptique lors des deux événements perturbés du 25 d'octobre et du 4 novembre 2011. De plus, grâce à l'analyse des animations satellitaires et radar, nous avons eu une bonne compréhension de l'évolution spatio-temporelle des systèmes orageux. Le 25 octobre, la formation d'un système convectif de méso-échelle a provoqué des précipitations cumulées de 300 à 540 mm en six heures, sur les domaines de Val di Vara – Val di Magra - Cinque Terre. Le 4 novembre, la formation d'un « système orageux multicellulaire », a intéressé à nouveau la ville de Gênes, où un cumul pluviométrique de 545 mm a été enregistré en moins de cinq heures. La morphologie générale et en particulier celle de la ville et de sa banlieue, l'orographie du site mais aussi l'étalement urbain ont un rôle fondamental dans ces catastrophes. Cela montre, dans un contexte méditerranéen où de tels évènements se produisent assez souvent, que la vulnérabilité urbaine face à un tel risque, reste importante.*

Mots-clés : *Crues, systèmes convectifs « en V » orographie, vulnérabilité en milieu urbain.*

Abstract: On extreme precipitation in autumn 2011 in the Liguria: meteo-climatic analysis of the-weather events and aggravating factors.
The Liguria territory is frequently affected by heavy storms characterized by "flash flood" or "alluvioni lampo". Since 1970, floods associated with this type of strong phenomena have caused over 110 deaths, including over 50 in the city of Genoa. In this paper, we reconstructed the synoptical evolution In this work we reconstructed the evolution for the two synoptic weather events of 25 October and 4 November 2011 Finally, through analysis of satellite and radar animations, we could quite understand the spatio-temporal evolution of storm systems. On 25 October, the formation of an Mesoscale convective system (MCS) has caused precipitations between 300 -540 millimeters in six hours, in the area between the Val di Magra and Cinqueterre. On November 4th, a heavy storm affects the city of Genoa, where there is a precipitation of about 545 mm in less than five hours. The general morphology of the city and its urban area, the topography of the site but also the excessive urbanization has played a key role in disaster. This shows, in a Mediterranean context where that the urban vulnerability in the face of this risk, it remains important.

Keywords: *Flood, storm-healing systems, orography, vulnerability in urban areas.*

Introduction

La péninsule italienne est un territoire fragile du point de vue hydrologique, à cause de ses caractéristiques géographiques, orographiques et météo-climatiques. La rapide variation des activités économiques sur ce territoire, depuis les années 1960, a causé une très forte hausse de sa vulnérabilité face aux aléas météorologiques. La forte expansion urbaine a provoqué le phénomène connu sous l'expression de « urban *sprawl* », c'est-à-dire d'une urbanisation mixte et non organisée des résidences, établissements industriels, centres commerciaux, autoroutes, etc. L'urbanisation moyenne de l'Italie atteint maintenant 12 % du territoire tandis que les aires à vulnérabilité élevée s'étendent sur près 30 000 km², soit 10 % du territoire. Dans les régions du Val d'Aoste, de Ligurie, d'Ombrie, de Molise, de Campanie et de

Basilicate, la quasi-totalité des communes présente des aires caractérisées par de très forts problèmes d'origine hydrogéologique. Depuis le début des années 1990, dans le territoire italien, on a enregistré soixante-dix événements nommés "*alluvioni lampo*" qui ont provoqué 22 milliards d'euros de dommages. Entre 1951 et 2010, on compte 5133 morts à cause « d'événements environnementaux exogènes », un nombre plus élevé que pour les séismes (Guzzetti *et al.*, 1995, 2005). En particulier, la fréquence accrue des événements de précipitations de forte intensité intéresse les fonds de vallées inondables et les aires côtières proches des montagnes – caractérisés par des colmatages du débouché des bassins fluviaux.

1. Les crues les plus récentes en Ligurie

Traditionnellement, dans l'aire comprise entre la Lunigiana (NW de la Toscane) et le Var (Alpes maritimes), l'automne est la saison des très fortes précipitations aussi bien mensuelles que quotidiennes (Carrega, 1994 ; Brancucci *et al.*, 2006). La combinaison de la topographie – avec des pentes marquées et l'exposition aux flux chauds et humides de sud-est (sirocco) et de sud-ouest, favorisent la formation de systèmes orageux très intenses. En ce qui concerne la Ligurie, le 4 octobre 2010, une grave inondation, causée par un système caractéristique en « V », a affecté la côte comprise entre les villes de Savone et de Gênes, provoquant un cumul de 411 mm à la station de Monte Gazzo et de 377 mm dans la banlieue ouest à Gênes-Pegli. Au contraire, dans le centre-ville et dans la banlieue est, il ne tombe que 20-40 millimètres. Au cours des soixante dernières années, et seulement pour la ville de Gênes, cinq événements similaires se sont traduits par des enregistrements de précipitations supérieurs à 250 mm/12 h : en 1953, 1970, 1977, 1992 et 1993. La plus grande inondation qui a frappé la Ligurie et en particulier la ville de Gênes est apparue les 7 et 8 octobre 1970, où la station de Gênes-Bolzaneto (cf. figure 5) a enregistré une précipitation de 948 mm en 24 h, ce qui manifestement constitue la valeur la plus importante en 24 heures jamais enregistrée en Europe. Cet événement a entrainé la mort de 44 personnes et causé environ 45 milliards de lires de dégâts, soit 25 millions d'euros (communication de la Région de Ligurie). Donc, ce type d'épisode se répète assez régulièrement sur la côte ligurienne et dans son arrière-pays. Mais quelles sont les principales causes atmosphériques qui se combinent pour créer ces "bombes à eau" ? Ces précipitations de très fortes intensité et de durée parfois prolongée sont déterminées par des systèmes de tempête à méso-échelle, caractérisés par une considérable complexité thermodynamique et ayant une forme typique en V qui, en général, s'étend de la mer vers la côte.

2. Les deux événements marquants de 2011

2.1. Analyse météo-climatique de l'événement du 25 octobre en Val di Magra-Vara et Cinque Terre

Le 24 octobre, le sud de l'Atlantique boréal est concerné par une circulation cyclonique active, centrée sur l'Islande. Le talweg associé se creuse rapidement et dans la nuit suivante, on observe alors la formation d'un minimum secondaire près du golfe du Lion. Un front froid s'étend sur la Méditerranée occidentale, tandis que le golfe de Gênes est affecté par le front chaud qui complète le système de basse pression (figure 1a). Cette configuration synoptique détermine une intense advection d'air chaud, humide et instable d'origine subtropicale, ayant une composante sud-ouest entre 700 et 500 hPa et de sirocco dans les basses couches. La morphologie du golfe ligure et la présence des reliefs près de la côte sont donc essentielles pour expliquer le fort potentiel d'eau « précipitable » à proximité de la Ligurie orientale (figure 1b). Par ailleurs, un fort gradient de pression existant dans les couches atmosphériques inférieures entre un « promontoire » anticyclonique situé sur la vallée du Pô et la dépression centrée sur le golfe de Gênes favorise une advection d'air froid et sec provenant du nord-est.

Par conséquent, la Ligurie du Levant est intéressée par une zone de convergence entre les deux masses d'air aux caractéristiques thermodynamiques très différentes (figure 1b). Grâce au forçage orographique, une ligne préfrontale - à peu près stationnaire - va se former et elle favorise de très forts mouvements ascendants et déclenche le développement d'un actif système orageux. La contribution du « *shear* » vertical du vent et la forte divergence du courant-jet, déterminent la formation du système d'orages en 'V' qui s'étend de la mer vers les *Cinque Terre* et le *Val di Vara*.

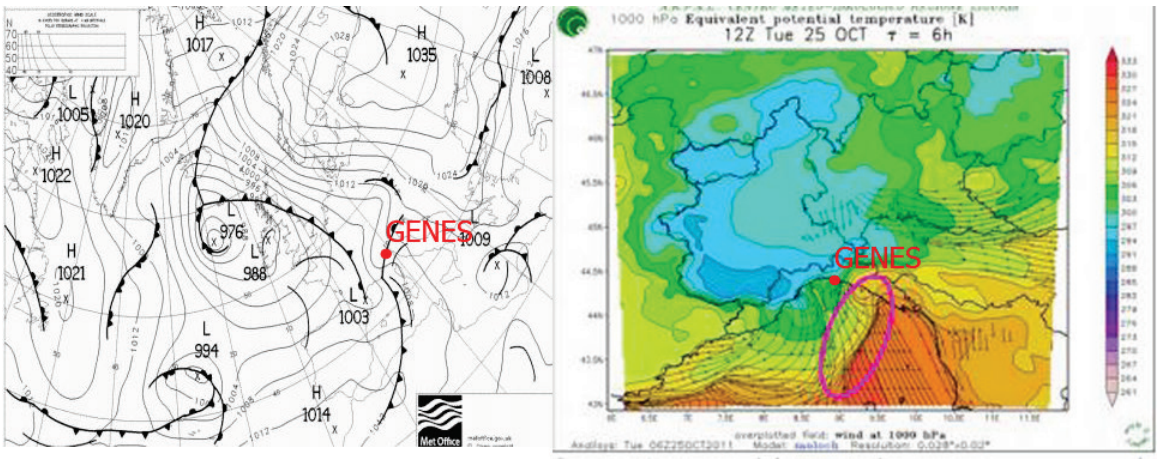


Figure 1 : Contexte aérologique le 25 octobre 2011 à 0 h UTC. A gauche : Champ de pression au sol. Le front chaud suivi d'une ligne d'instabilité demeure sur la Ligurie (source : Met Office) ; à droite : Température potentielle équivalente (source : ARPAL Liguria).

Entre 9 et 15 h UTC, une zone d'environ 450 km², comprise entre le Golfe du Tigullo et le Val di Magra, a été affectée par une très intense activité orageuse, caractérisée par des taux de précipitations (« *rain rate* ») assez exceptionnels. Ce n'est que dans l'après-midi, avec le déplacement vers l'est de l'anticyclone centré sur la vallée du Pô, que le front froid s'est déplacé vers l'est, ce qui a inhibé le système orageux. L'analyse des précipitations toutes les 5 minutes montre que les phénomènes les plus intenses ont apparus entre 12 et 14 h UTC avec des valeurs horaires de 143 mm/h à Brugnato (figures 2 et 3a) avec une intensité de 129 mm/h à Calice al Cornoviglio, 111 mm/h à Levanto ; de même, les cumuls sur 6 h se sont révélés extraordinaires (472 mm/6h à Brugnato pour une moyenne climatique annuelle de 1500 mm ; 365 mm/6h à Calice al Cornoviglio, 349 mm/6h à Monterosso). Durant l'événement perturbé, on estime que 367 M de m^3 d'eau sont tombés sur l'aire d'étude. Le graphique de la figure 2 montre qu'il n'existe aucune relation entre altitude et précipitations horaires et totales ; la disposition des *outlayers* de précipitations ne dépend pas non plus d'autres variables morphologiques à méso-échelle comme l'orientation des vallées ou la distance da la mer. Les maxima de précipitations s'observent sur les stations situées à proximité des aires correspondant aux principaux secteurs inondés.

D'un point de vue statistique, le caractère exceptionnel des précipitations est confirmé par le calcul des temps de retour - supérieurs à 500 ans - pour des durées de 6 et 12 heures, pour la haute Lunigiana (CFR Toscane, 2011).

2.2. Analyse météo-climatique de l'événement du 4 novembre à Gênes

Le soir du 3 novembre, un front froid d'origine atlantique atteint le golfe ligure depuis le sud-est, la masse d'air très humide, instable et fortement convergente jusqu'au niveau du jet à 700 hPa (ARPAL, 2011). Des phénomènes orageux préfrontaux, d'intensité modérée, apparaissent sur la Ligurie de Ponente. Dans les premières heures du vendredi 4, un système orageux se déclenche près du Mont de Portofino, puis, lentement, se déplace vers l'ouest, pour

affecter en fin de matinée la portion centre-orientale de la ville de Gênes. La topographie de la ville est caractérisée par des reliefs avoisinant 700 m et parallèles à la côte, ainsi que par un réseau de drainage profond et incisé de direction N-S.

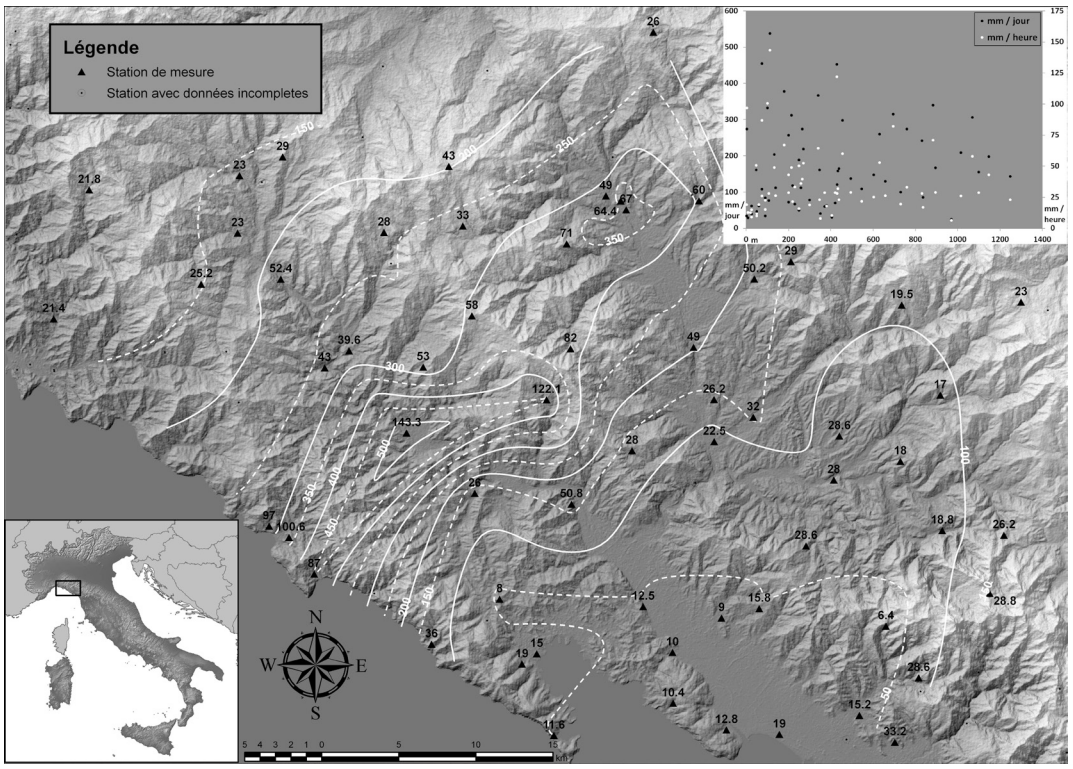


Figure 2 : Précipitations cumulées en 24 heures (isohyètes en blanc) et valeur maximale en 1 heure (près des points de mesure) sur la Ligurie orientale le 25 octobre 2011. Le graphique en haut met en évidence avec les points blancs les précipitations maximales horaires et avec les points noirs les précipitations totales sur 6 h.

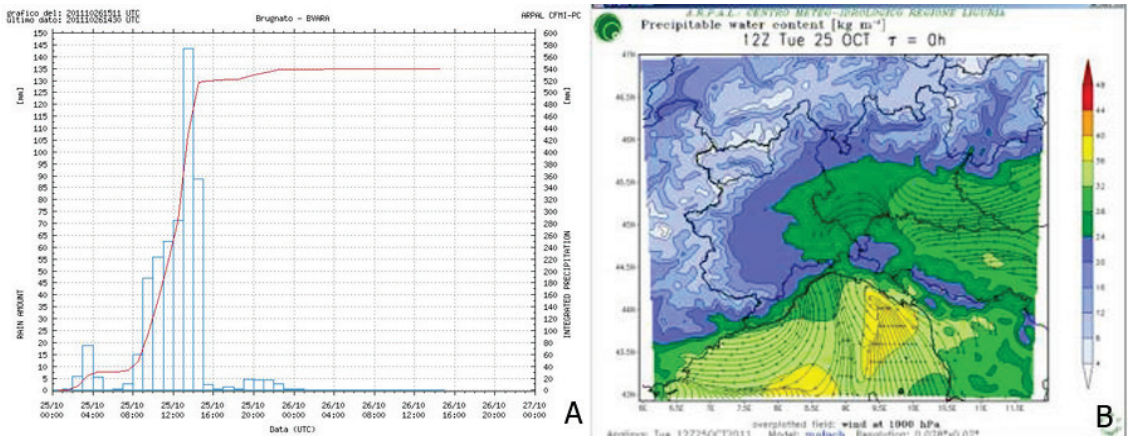


Figure 3 : A) Précipitations cumulées à Borghetto Vara. La forme de la courbe des précipitations cumulées est typique d'une tempête tropicale. B) Potentiel d'eau précipitable (avec un maximum des valeurs sur les Cinque Terre - source ARPAL).

Cette morphologie impose une ascendance forcée des masses d'air. Le cluster orageux, de type convectif, avec à nouveau, une forme typique en V a été alimenté, durant quelques heures, par la convergence d'un flux de sirocco et des courants de Tramontane - plus frais et plus secs - qui descendaient de l'Apennin à travers les vallées principales (par exemple le Val Polcevera). Cette situation s'est débloquée en début d'après-midi, la zone de convergence se déplaçant lentement vers le nord-ouest et les orages violents de la nuit suivante (plus de 500 mm/12 h) ont concerné les hautes vallées de l'Apennin qui s'ouvrent vers la vallée du Pô

(Stura). L'analyse des précipitations (figure 4) montre que les cumuls sont comparables à ceux observés lors de l'épisode perturbé du 25 octobre dans le Val di Vara et du Cinque Terre.

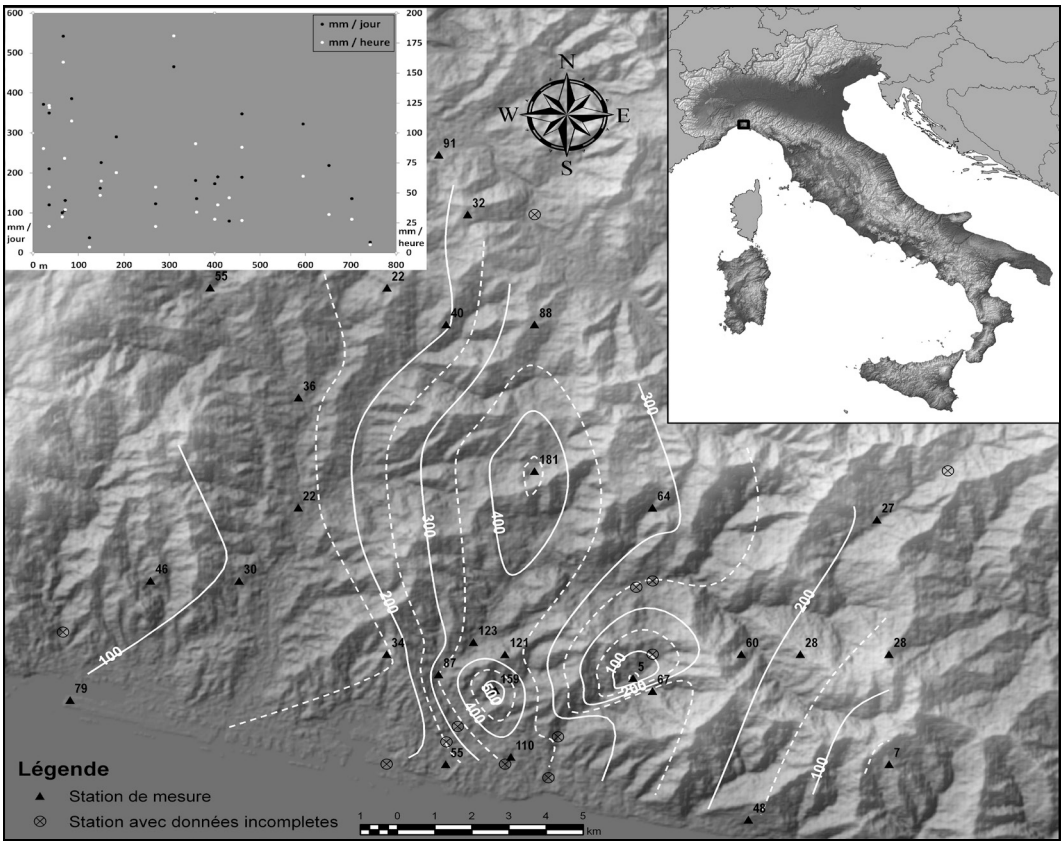


Figure 4 : Précipitations cumulées en 24 heures (isohyètes en blanc) et valeur maximale en 1 heure (près des points de mesure) sur la ville de Gènes et sur la banlieue le 25 octobre 2011. Le graphique en haut met en évidence les précipitations maximales horaires (points blancs) et les précipitations totales sur 6 heures (points noirs). Source : Laboratorio GIS Scuola di Scienze ambientali de l'Université de Camerino.

Comme dans ce cas-là, les phénomènes les plus intenses sont apparus entre 12 et 14 h UTC, avec des valeurs horaires atteignant 181 mm et 19 mm/5 mn à Vicomorasso en Val Polcevera, nouveaux records pour le territoire italien. Les cumuls sur 6 heures ont atteint 545 mm à Quezzi - en face d'une moyenne climatique annuelle de presque 1300 millimètres, Brancucci *et al.*, 2006) et 454 mm à Vicomorosso (figure 5), mais dans cette situation, la distribution spatiale des précipitations est plus dépendante de l'orographie, avec les maxima horaires et cumulés sur 12 h localisés dans le fond de la vallée du Bisagno (Gavette) et dans tout le bassin du Rio Fereggiano (Quezzi, Marassi) jusqu'en amont du bassin-versant (Vicomorosso).

Discussion et conclusions

L'étude des précipitations cumulées du 25 octobre et du 4 novembre montre des phénomènes caractérisés par d'énormes quantités d'énergie thermique disponible pour le système terre-mer. Toutefois, même en présence de phénomènes météorologiques extrêmes et caractérisées par des périodes de retour de plusieurs siècles, de nombreux facteurs aggravants - de type anthropique - expliquent l'importance des dommages matériels et humains lors les deux crues de 2011 (photos 1 et 2), mais aussi de celles des années antérieures. Les glissements de terrain du 25 octobre aux Cinque Terre ont été amplifiés par un abandon des activités agricoles (vignobles, oliviers) sur les pentes de la montagne, principalement en raison des difficultés logistiques et du dépeuplement progressif de la zone.

Photos 1 et 2 : Effets au sol de l'inondation de Val Vara-Cinque Terre ; A gauche : Centre-ville de Borghetto Vara (on note le niveau de l'eau durant la crue sur la maison de gauche – indiqué par un trait blanc (cliché Fazzini) ; A droite : Vue aérienne de la ville de Vernazza (Cinqueterre) ; on note la complexité orographique et l'accumulation d'environ cinq mètres de débris dans la zone portuaire (source région Ligurie).

Dans les hautes vallées de Vara et Magra, on a remarqué une expansion très étendue - et pas rappelée en littérature scientifique - du réseau de drainage de surface sur les pentes argileuses ; les inondations des rivières homonymes ont intéressé respectivement les petites villes de Borghetto, Brugnato et Aulla. Le mauvais entretien du lit des deux rivières et surtout la densification et l'extension des habitations et des établissements industriels dans les lits les plus étendues, y ont entraîné une importante réduction des sections d'évacuation des eaux. Dans le cas des inondations qui ont touché les villages des Cinque Terre et le centre-ville de Gênes, les aires inondées sont de petits bassins hydrographiques (moins de 10 km²) caractérisés par des versants et des fonds des vallées très raides. Les ruisseaux qui traversent les villages de Monterosso, Vernazza et le Rio Fereggano ont, dans les années 1960, été recouverts par de nombreuses rues, places de parking, zones d'activité au substrat imperméable. Les précipitations extrêmes ont déclenché une érosion généralisée ; des débris ont occasionné la formation d'embâcles et ont atteint la côte sous forme de rapides coulées de boue semi-liquide de 4 à 6 m d'épaisseur.

Références bibliographiques

ARPAL, 2011 : *Rapporto di evento meteoidrologico del 4-9/11/2011*, 19 p.

Brancucci G., Fazzini M., Giuffrida A., 2006 : Etude spatio-temporelle des caractéristiques thermo-pluviométriques des différentes aires de la ville de Gênes. In « Les risques liée au temps et au climat ». *Actes du XIXème Colloque International de Climatologie*, Epernay, 142-147.

Carrega P., 1994 : La crue exceptionnelle du Var le 5.11.1994 : Précipitations et situation météorologique. *Nimbus,* 6-7, 68-73.

CFR, Centro Funzionale della regione Toscana, 2011 : *Report evento meteo-idrologico del giorno 25 octobre 2011*, 35 p.

Guzzetti F., Cardinali M. & Reichemback P., 1994: The AVI project: a bibliographic and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environ. Manage,* 184, 623- 633 .

Guzzetti F., Stark C.P., Salvati P., 2005 : Evaluation of flood and landslide risk to the population in Italy. *Environmental Management*, 36 (1), 15-36. doi:10.1007/ s00267-003-0257-1.

Llsalat M., Del C., 2007 : Les fortes précipitations d'origine méditerranéenne cause des crues extrêmes en Espagne et le Sud de la France. In « Les risques en Méditerranée » *Actes du XXIème Colloque International de l'AIC*, Montpellier, 9-17.

LES AMBIANCES CLIMATO-TOURISTIQUES DE L'EXTRÊME NORD-OUEST DE LA TUNISIE

Mohamed FEKI

Université de Kairouan, Faculté des Lettres et des Sciences Humaines, 3100 Rakkada, Kairouan - Tunisie.
m_feki@hotmail.com

Résumé : *Nous avons évalué les ambiances climato-touristiques dans le gouvernorat de Jendouba (extrême nord-ouest de la Tunisie) entre 1990 et 2003. Nous avons observé une prédominance des ambiances optimales (confortables à très confortables) au niveau des saisons et des mois. Nous avons également observé un contraste important entre le littoral et la plaine intérieure qui reflète l'opposition entre le bioclimat humide (littoral) et celui semi-humide (plaine intérieure).*

Mots-clés : *Ambiance climatique, confort thermique, tourisme, Tunisie.*

Abstract**: **Climate-tourist ambiances in the far North-West of Tunisia.
This paper aims to estimate climate ambiances in Jendouba region (the far North-West of Tunisia) between 1990 and 2003. We have observed contrast between littoral and interior plain, although the predominance of optimal ambiances (comfortable and very comfortable).

Keywords: *Climate ambiance, thermo-comfort, tourism, Tunisia.*

Introduction

Le confort thermique représente un état d'équilibre entre le corps humain et les conditions environnementales. Il dépend, d'une part, de la sensibilité psycho-sociologique, de l'habillement, du métabolisme et de l'activité physique de chaque individu, et d'autre part, de la température de l'air, de la vitesse du vent et de l'humidité relative. Au-delà d'un certain niveau d'équilibre, des conditions d'ambiance optimales sont ressenties par l'individu comme celle d'un état de confort thermique (http://fr.wikipedia.org/wiki/Confort_thermique). Le confort thermique et l'absence de phénomènes atmosphériques gênant les activités de plein air (vent et pluie) sont les deux ambiances climatiques les plus favorables aux activités touristiques (Besancenot, 1990). Ils représentent donc deux composantes fondamentales de l'ambiance climato-touristique. De ce fait, l'objectif de ce travail est d'évaluer, à l'échelle annuelle (de 1990 à 2003), les conditions climato-touristiques de l'extrême nord-ouest de la Tunisie (gouvernorat de Jendouba) afin de déterminer les ambiances climatiques les plus favorables au tourisme. Le cadre géographique de cette étude renferme la côte rocheuse du Tell nord-occidental et l'Ouest de la moyenne vallée de Majerda (plaine de Jendouba).

Ces deux ensembles sont séparés par le chaînon de la Kroumirie orienté suivant une direction sud-ouest nord-est (figure 1).

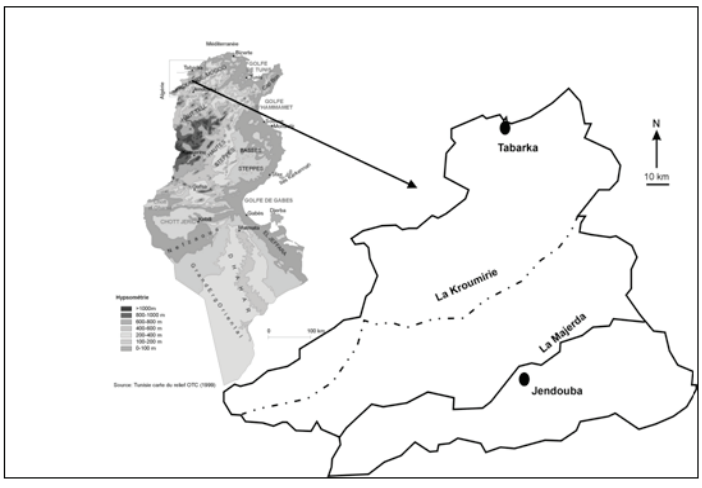


Figure 1 : Localisation de la région étudiée.

L'orientation générale (sud-ouest / nord-est) de la Kroumirie est perpendiculaire aux flux humides du nord-ouest. Elle traduit sur une courte distance (environ 60 km) des nuances topoclimatiques marquées par une baisse rapide des précipitations annuelles d'environ 1000 mm sur la côte, et de moins de 460 mm dans la plaine intérieure de Jendouba (Hénia, 2008). Cette plaine se trouve dans une situation d'abri pluviométrique avec une pluviométrie moyenne mensuelle (entre septembre et avril) inférieure de plus de 50 % (figure 2) ; elle souffre également des effets de la continentalité bien qu'elle ne soit pas relativement éloignée de la mer, avec un hiver plus froid et un été plus chaud que la côte (figure 2). D'après Hénia (2008), le bioclimat (P – ETP) humide règne sur la côte, le semi-humide caractérise la plaine intérieure.

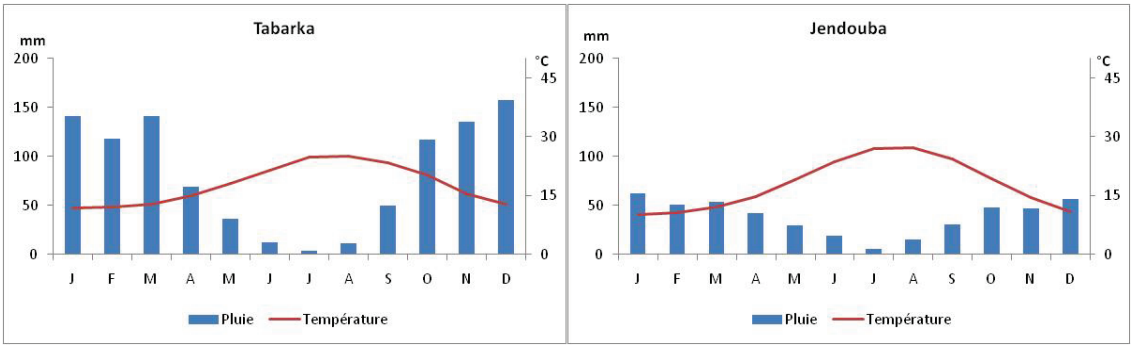


Figure 2 : pluies et températures moyennes mensuelles à l'extrême nord-ouest de la Tunisie (1970-2003).

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données proviennent de l'Institut National de Météorologie. Il s'agit de deux séries journalières (températures, humidité relative et vitesse du vent), de 1990 à 2003, pour deux stations : Tabarka (littoral) et Jendouba (plaine intérieure).

1.2. Méthodes

Pour évaluer les ambiances climato-touristiques de l'extrême nord-ouest de la Tunisie, nous avons eu recours aux deux indices de bioclimatologie humaine. Il s'agit de :

- l'indice de confort thermique THI (Temperature-Humidity-Index) de Thom (1955), qui intègre la température (T°C) et l'humidité relative :

$$THI = [(0{,}55\text{-}0{,}0055 * U\%) (T - 14{,}5)]$$

- l'indice K de refroidissement éolien, calculé selon la formule de Siple et Passel (1945) ; cet indice intègre la vitesse du vent (Vm/S) et la température (kcal/m^2/h) et mesure la quantité de chaleur prélevée au corps par les conditions :

$$K = (10\sqrt{V} + 10{,}45 - V) (33 - T)$$

Le confort thermique résulte de l'effet conjugué de THI et de K. Nous avons alors regroupé les résultats de ces deux indices en un seul appelé « indice d'ambiance thermique », et ce, pour étudier la variation des ambiances thermiques confortables (Alouane 2002 et 2007 ; Hénia et Alouane, 2007). Nous avons calculé les valeurs journalières de THI et de K, codés de 3 à 0 du plus confortable vers le moins confortable. En additionnant les codes journaliers, nous avons déterminé les classes de l'IAT qui varient entre 0 et 6 selon les situations météorologiques (tableau 1).

Tableau 1 : Classes d'ambiances thermiques déterminées selon les indices THI, K et IAT.

THI (°C)			K (kcal/m²/h)			IAT	
Classe	**Code**	**Limite**	**Classe**	**Code**	**Limite**	**Code**	**Classe**
très froid	0	< -1,7	contractant	0	>= 1200	0	très inconfortable
froid	1	-1,7 à 12,9	hypertonique	1	1199 à 900	2	inconfortable
frais	2	13 à 14,9	tonique	2	899 à 600	4	confortable
Confortable	3	15 à 19,9	relaxant	3	599 à 250	6	très confortable
chaud	2	20 à 26,4	hypotonique	2	249 à 150	4	confortable
très chaud	1	26,5 à 29,9	atonique	1	149 à 0	2	inconfortable
torride	0	> 30	torride	0	< 0	0	très inconfortable

Les activités de plein air dans le gouvernorat de Jendouba peuvent être gênées par les précipitations, les vents et la fraction d'insolation. Cette dernière a une influence sur le degré de confort physique et psychique de l'organisme humain. Nous avons codé ces paramètres de 0 (contrainte) à 1 (pas de contrainte) en passant par une valeur intermédiaire lorsque l'empêchement n'est pas total. Nous avons accordé par la suite à chaque jour de l'année un indice de potentiel climato-touristique journalier (IPCTJ) égal à la somme des codes de l'IAT (codé de 0 à 6) et de ceux relatifs aux phénomènes atmosphériques (Hénia et Alouane, 2007).

$$IPCTJ = IAT + IP + IV + IE$$

où IAT : indice d'ambiance thermique ; IP : indice de précipitation ; IV : indice de vent ; IE : indice d'ensoleillement ; l'examen des résultats nous a permis de distinguer cinq classes d'ambiances climato-touristiques (tableau 2).

Tableau 2 : Classes de l'indice de potentiel climato-touristique journalier (IPCTJ).

IPCTJ	< 2	2 à 3,9	4 à 5,9	6 à 7,9	>= 8
Classes	Très défavorable	Défavorable	Modérée	Favorable	Très défavorable

2. Résultats

2.1. Variations des ambiances climato-touristiques

Les valeurs journalières de l'IAT (tableau 3) reflètent une très faible fréquence des situations d'inconfort thermique (ambiances inconfortables à très inconfortables) dont la proportion ne dépasse pas 3 % des jours de l'année. En revanche, elles montrent sur le littoral une prédominance des ambiances thermiques confortables à très confortables qui caractérisent 78 % des jours de l'année. Cette proportion baisse dans la plaine intérieure où le climat est plus rigoureux (hiver froid et été chaud) ; elle atteint 68 % en raison des situations modérées qui représentent 33 % des jours.

Tableau 3 : Variations annuelles des ambiances thermiques (% du nombre total des jours de l'année) entre 1990 et 2003.

IAT	Très inconfortable	Inconfortable	Modérée	Confortable	Très confortable
Tabarka	1	2	19	52	26
Jendouba	1	2	33	43	21

Au niveau des saisons, les situations de confort thermique varient entre Tabarka et Jendouba (tableau 4). Sur le littoral, l'automne est le plus confortable sur le plan thermique, suivi par le printemps et l'été. Dans la plaine intérieure, seules les saisons intermédiaires offrent les meilleures conditions de confort thermique. Partout, l'hiver est marqué par une faible fréquence des ambiances thermiques journalières confortables à très confortables ; en revanche, celles modérées sont très importantes notamment à l'ouest de la moyenne vallée de Majerda où elles représentent plus de 70 % des jours de l'hiver. Les jours inconfortables sont

quasi-inexistants sauf en été sans pour autant dépasser 8 % des jours de l'année. On observe toutefois, pendant l'été et l'hiver, des jours de confort thermique plus fréquents à Tabarka (85 % et 49 %, respectivement) qu'à Jendouba (48 % et 24 %, respectivement où règnent les situations modérées).

Tableau 4 : Variations (% des jours) saisonnières des ambiances thermiques à l'extrême nord-ouest de la Tunisie entre 1990 et 2003.

IAT	Défavorables		Modérée		Confortable		Très confortable	
	Tabarka	Jendouba	Tabarka	Jendouba	Tabarka	Jendouba	Tabarka	Jendouba
Hiver	2	2	49	72	38	22	11	4
Printemps	0	0	15	24	41	56	44	20
Eté	8	6	8	46	73	26	11	22
Automne	2	1	7	9	55	51	36	39

Au niveau mensuel (tableau 5), la période de confort thermique sur le littoral de Tabarka est observée entre mars et novembre (9 mois) où plus de 70 % des jours sont marqués par des ambiances favorables à très favorables. Cette période est plus courte dans la plaine de Jendouba (7 mois) et discontinue puisque plus de 50 % des jours de l'été (sauf le mois de juin) présentent des ambiances non confortables.

Tableau 5 : Variations (% des jours) mensuelles des ambiances thermiques à l'extrême nord-ouest de la Tunisie entre 1990 et 2003.

IAT		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Défavorable	Tabarka	1	3	0	0	0	4	8	13	4	0	0	0
	Jendouba	3	3	0	0	0	3	18	17	4	0	0	1
Modérée	Tabarka	58	50	38	13	2	5	8	11	9	4	11	38
	Jendouba	76	70	48	21	3	14	34	34	10	1	17	67
Confortable	Tabarka	33	40	41	45	36	61	82	76	78	48	35	43
	Jendouba	19	23	41	63	63	43	48	49	79	41	31	26
Très confortable	Tabarka	7	7	28	42	62	30	2	0	9	48	54	18
	Jendouba	2	4	11	16	34	40	0	0	7	58	52	7

Les valeurs mensuelles de l'IAT témoignent d'un contraste topoclimatique régnant dans l'extrême nord-ouest de la Tunisie pendant la saison estivale (sauf juin). En effet, la plaine de Jendouba se présente sous forme d'une cuvette où la ventilation est difficile et où le réchauffement de l'air y est important pendant la journée ; les températures maximales y sont plus élevées, de 6°C, que sur le littoral de Tabarka (figure 3). Ce dernier profite, en revanche, de l'effet maritime régulateur et des brises maritimes rafraichissantes cantonnées au niveau de la côte, car l'orientation générale de la Kroumirie (sud-ouest nord-est) empêche leurs infiltrations à l'intérieure (Hénia, 2008).

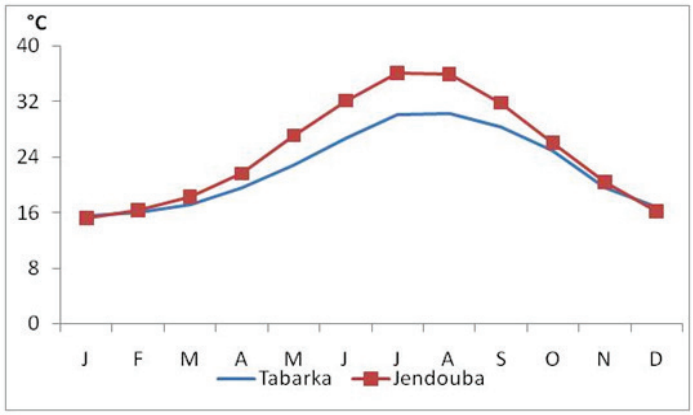


Figure 3 : températures moyennes mensuelles à l'extrême nord-ouest de la Tunisie (1970-2003).

2.2. Conditions très favorables pour les activités de plein air

Les activités touristiques de plein air peuvent être gênées par certains phénomènes atmosphériques bien que l'ambiance thermique soit favorable. D'après Besancenot (1987), ces phénomènes sont :

- un vent fort dont la vitesse dépasse 8 m/s. Le vent agit par son effet mécanique et par son influence sur la sensation de la température effective (indice K) ;
- des précipitations journalières supérieures à 5 mm qui entravent les activités de plein air. Cependant, une pluie journalière inférieure à 2 mm n'est pas contraignante ;
- et d'une durée d'ensoleillement inférieure à 1/3 de la journée. En effet, la faiblesse de l'ensoleillement n'empêche pas totalement les activités touristiques mais agit négativement par son effet psychologique.

Les phénomènes atmosphériques mentionnés plus haut ne sont pas contraignants pour les activités de plein air dans le gouvernorat de Jendouba. En effet, la fréquence du vent fort ne dépasse guère 7 % des jours de l'année sur le littoral et 4 % des jours dans la plaine intérieure. Les pluies supérieures à 5 mm représentent 10 % à Jendouba et 15 % des jours à Tabarka. Le faible ensoleillement se produit entre 17 % (plaine intérieure) et 22 % (littoral) des jours de l'année. Le résultat de Tabarka recoupe celui obtenu par Hénia et Alouane (2007).

2.3. Potentiel climato-touristique très important

L'indice du potentiel climato-touristique journalier (IPCT) montre, dans le gouvernorat de Jendouba, une dominance des conditions favorables à très favorables aux activités de plein air, c'est-à-dire des conditions marquées par le confort thermique et l'absence des phénomènes atmosphériques qui peuvent empêcher ces activités (figure 2). Les ambiances climatiques optimales (favorables à très favorables) représentent 75 % et 68 %, respectivement, des jours de l'année sur la côte et dans la plaine intérieure. Celles néfastes (défavorables à très défavorables) ne constituent que 8 à 11 % des jours (figure 4).

Le résultat de Tabarka recoupe celui de Hénia et Alouane (2007).

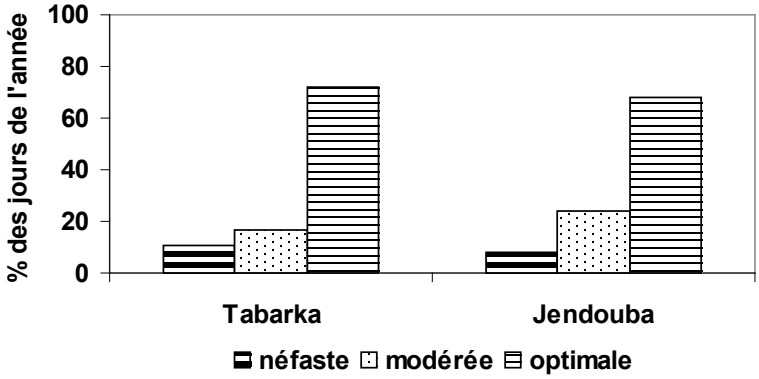


Figure 4 : Variation annuelle des ambiances climato-touristiques à l'extrême nord-ouest de la Tunisie entre 1990 et 2003.

Les conditions climato-touristiques varient selon les saisons et les mois (figure 5). L'automne et le printemps sont les plus confortables dans la plaine de Jendouba. Les ambiances néfastes y sont déterminées par les pluies hivernales et la chaleur estivale. Sur la côte, l'été s'ajoute à l'intersaison (conditions favorables) alors que les ambiances défavorables dominent l'hiver et sont déterminées par les chutes de pluies et/ou par le vent.

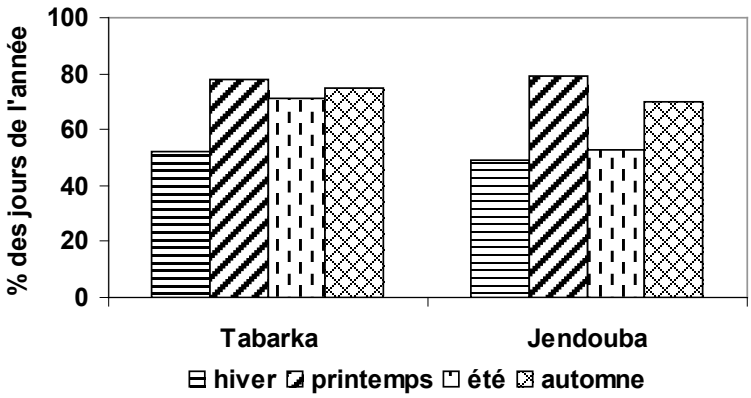


Figure 5 : Variation saisonnière des ambiances climato-touristiques à l'extrême nord-ouest de la Tunisie entre 1990 et 2003.

Conclusion

L'indice d'ambiance thermique met en relief dans l'extrême nord-ouest de la Tunisie un contraste important entre le littoral et la plaine intérieure, bien que les conditions optimales (ambiances thermiques et climato-touristiques confortables à très confortables) y dominent à l'échelle de l'année. Il traduit les nuances topoclimatiques entre le bioclimat humide et le semi-humide. Le littoral offre un cadre très favorable puisque les saisons intermédiaires et l'été sont les plus confortables ; l'hiver y est le moins confortable à cause des pluies et des vents forts. Dans la plaine intérieure, l'automne et le printemps sont les plus confortables ; l'ambiance hivernale est défavorable en raison du froid et des pluies ; celle estivale est très inconfortable à cause de la chaleur caniculaire. Ce potentiel climato-touristique et ces nuances régionales pourraient être exploités pour développer un produit touristique à forte valeur ajoutée, d'autant plus que la région possède plusieurs autres atouts (soleil, mer, forêts, sites archéologiques etc.).

Références bibliographiques

Alouane T., 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie.* Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 p.

Alouane T., 2007 : Le répit thermique nocturne de la saison chaude en Tunisie. *in Climat tourisme et environnement, 20ème colloque de l'AIC, Carthage 3-8septembre,* 27-33.

Besancenot J.P., 1987 : *Les bioclimats en façade méditerranéenne de l'Europe. Etude géographique des effets physiologiques, psychiques et pathologiques d'une ambiance climatique sur les hommes.* Thèse de Doctorat d'Etat, Centre de Recherches de Climatologie, Dijon, 2 volumes, 750 p.

Besancenot J.P., 1990 : *Climat et tourisme*. Masson, collection géographie, 223 p.

Hénia L. et Alouane T., 2007 : Le potentiel climato-touristique de la Tunisie. *in Climat tourisme et environnement, 20ème colloque de l'AIC, Carthage 3-8septembre,* 27-33.

Hénia L., 2008 : *Atlas de l'eau en Tunisie*. Publications de l'Université de Tunis1, 186 p.

Siple P.A., Passel C.F., 1945 : Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proc. Amer. Phil. Soc*., 89, 177-99.

Thom E. C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*, 12, 57-60.

VARIABILITÉ TEMPORELLE DE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN DANS L'AGGLOMÉRATION RENNAISE À PARTIR DES PROJECTIONS DES MODÈLES RÉGIONAUX DE 2030 À 2100

Xavier FOISSARD, Vincent DUBREUIL et Hervé QUÉNOL

LETG Rennes COSTEL, Université Rennes 2, Campus Villejean, Maison de la Recherche, Place du Recteur Henri Le Moal, 35043 Rennes Cedex, France
xavier.foissard@univ-rennes2.fr ; vincent.dubreuil@univ-rennes2.fr ; herve.quenol@univ-rennes2.fr

Résumé *: L'îlot de chaleur urbain (ICU) a été observé à Rennes à partir de deux stations météorologiques, la première dans le centre-ville et la seconde en périphérie, à Saint-Jacques, sur les années 2007, 2010 et 2011. A partir de l'amplitude thermique, du rayonnement global et du vent moyen, une régression linéaire multiple permet d'expliquer 65 % de la variabilité de l'ICU. Le modèle ARPEGE Climat A1B désagrégé par le CERFACS met à disposition des facteurs climatiques permettant de projeter l'évolution de l'ICU modélisé jusqu'en 2099. Il apparaît que l'ICU moyen annuel reste constant sur l'ensemble de la projection, mais les ICU marqués (≥ 3°C) augmentent à partir de la décennie 2030. Le modèle montre une augmentation exponentielle des journées très chaudes de 1950 à 2099, cependant l'ICU modélisé lors de ces journées est sous-estimé.*

Mots-clés *: Îlot de chaleur urbain, modèles, vague de chaleur, Rennes.*

Abstract: Temporal variability of urban heat island in Rennes from regional climate projections for the 2030-2100 period.
We observed urban heat island (UHI) in Rennes with two weather stations, the first in the downtown and the second in the suburb (Météo-France: Saint-Jacques). To predict the UHI's variability, we built a regression linear model ($R^2aj.= 0,65$) with three predictors: temperature range, global ray and wind. CERFACS downscaled Global model ARPEGE Climat A1B, we used these output data to simulate the UHI evolution. The annual UHI range was constant over 1950-2099 but the intensive UHI (≥3°C) increased from 2030's. ARPEGE model showed an exponential increase of warm days over the period 1950-2099, however model underestimated UHI during these days.

Keywords*: Urban heat island, models, heat waves, Rennes.*

Introduction

L'extension des villes et des surfaces imperméables engendrent la mise en place d'un îlot de chaleur urbain (ICU). Il se caractérise par l'écart de la température nocturne entre le centre et la périphérie, cette spécificité climatique urbaine se manifeste lors de conditions météorologiques radiatives et avec un vent faible (Oke, 1987). Dans ces conditions météorologiques favorables, l'ICU se révèle par des températures minimales observées en centre-ville supérieures à la campagne, ce qui peut se traduire en ville par une sensation d'inconfort, voire une surmortalité lors d'épisode caniculaire (Gabriel *et al.*, 2011). Dans le contexte du changement climatique, les situations favorables à la formation de l'îlot de chaleur augmenteraient selon les différents scénarii du GIEC (Alcoforado *et al.*, 2010). L'étude décrit l'évolution de l'ICU dans l'agglomération rennaise à long terme (2030-2100) à partir d'un modèle du changement climatique à l'échelle du territoire et des observations météorologiques *in situ*. Les sorties du modèle régionalisé permettent de caractériser l'occurrence des épisodes chauds à Rennes et l'ICU associé.

1. Observation de la variabilité temporelle de l'ICU et sorties du modèle ARPEGE A1B

Le réseau de mesures météorologiques fournit une bonne observation de l'ICU à l'échelle de l'agglomération rennaise, cependant les séries chronologiques sont courtes et parfois interrompues. A l'inverse, les modèles du changement climatique produisent de grandes séries chronologiques mais à petite échelle. L'usage de ces données régionalisées associées

aux observations locales de l'ICU permet une projection du signal climatique à Rennes selon le scénario A1B.

1.1. Sites de mesures l'ICU à Rennes

L'évaluation de l'ICU pose tout d'abord la question du choix de la station de référence pour la mesure de la température en ville et de la station caractérisant la campagne. Le programme ECORURB (Ecologie du Rural vers l'Urbain) est un programme pluridisciplinaire d'écologie urbaine avec une composante climatique. A la suite de ce programme, un réseau de 16 stations météorologiques a été installé et enrichi depuis par d'autres stations. Actuellement le réseau est composé de 22 stations météorologiques, la répartition de ces stations est représentée en figure 1. Les éléments météorologiques mesurés sont la température, le vent, la pluviométrie à un pas de temps horaire. La station météorologique de Météo-France est également disponible, ce qui met à disposition une série chronologique longue et complète depuis 1950.

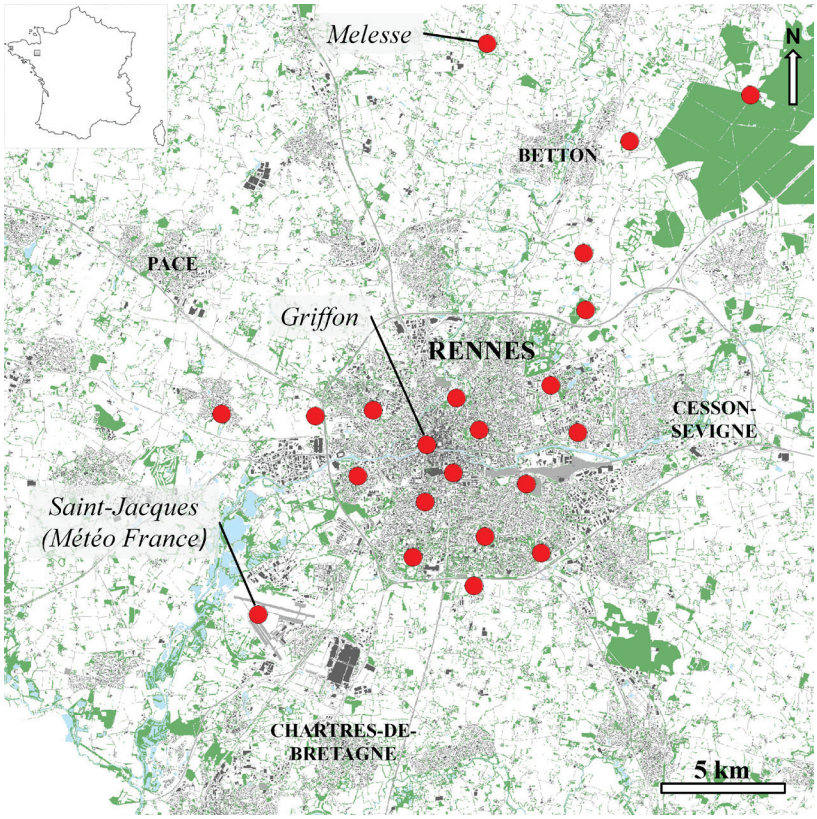


Figure 1 : Carte de répartition des stations météorologiques dans l'agglomération rennaise, en 2011.

Pour cette étude, l'ICU est mesuré à partir de l'écart de la température entre le centre-ville (Griffon) et la périphérie (Saint-Jacques). La station du Griffon est installée dans le centre ancien de Rennes dans une cour fermée. Cette station a été choisie car elle fait partie des stations représentatives du « pic » de température observée dans le centre-ville relatif à l'ICU. La station de référence « campagne » retenue est celle de Météo France car elle permet de comparer les sorties de modèles de 1950 à 2011. Cependant la station située sur la commune de Melesse (au nord de Rennes) est plus fraîche que celle de Saint-Jacques lorsque l'ICU est présent. La moyenne des températures minimales observées en 2011 à Melesse est de 7,7°C et de 7,8°C à Saint-Jacques, tandis que lors des situations favorables à l'ICU (≥ 2°C) la moyenne des minimales est de 6,0°C et 7,2°C. Malgré l'empreinte de l'ICU sur la station, elle permet une observation de l'intensité de l'ICU.

Plusieurs méthodes sont possibles pour l'évaluation de l'ICU, celle retenue est l'écart de températures minimales quotidiennes observées car elle nécessite des données aux pas de temps quotidiens. Les données des sorties de modèles régionaux utilisées sont quotidiennes et la station Saint-Jacques a été prise en compte dans la phase d'apprentissage des modèles. Il est donc plus commode de conserver la même station référentielle pour l'observation de l'ICU.

1.2. Les sorties du modèle ARPEGE A1B

L'utilisation de modèles globaux du changement climatique requiert une descente d'échelle pour être exploitable par site étudié, telle que l'agglomération rennaise. Les modèles globaux produisent des données à l'échelle régionale (environ 100 km), ces sorties sont ensuite désagrégées à une maille de 8 km par le Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS). La désagrégation peut être obtenue par plusieurs méthodes, celle retenue par le CERFACS est la méthode par Types de Temps (TT). Elle consiste à une phase d'apprentissage des types de circulation atmosphérique (champs de pression) observés en Europe et des facteurs climatiques associés observés (précipitation, température, vent) sur l'ensemble de la France par l'utilisation des données SAFRAN et des réanalyses NCEP. A partir de cet apprentissage, la reconstruction du modèle climatique global modélisé est réalisée sur l'ensemble de la France à une maille de 8 km (Pagé, 2010).

Les données climatiques disponibles en sortie sont les températures minimales et maximales, les précipitations, le vent moyen et le rayonnement global incident et infrarouge. L'ensemble de ces projections est ensuite choisi pour la maille couverte par la station météorologique de Saint-Jacques. Pour la période 1950-2009, on observe une surestimation des températures minimales et une sous-estimation des températures maximales de 0,6°C. Concernant la prise en compte du changement climatique par le modèle, la période d'initialisation (1981-2000) est relativement récente. Le modèle tient compte du réchauffement climatique projeté à partir de 2030. Afin d'illustrer le réchauffement projeté par le modèle, quelques facteurs climatiques sont comparés entre les périodes de (1980-2009) et (2070-2099). Les températures minimales et maximales augmentent respectivement de 2,4°C et 2,7°C, le rayonnement global s'intensifie de 5,6 % et le vent moyen diminue légèrement de 0,2 m/s. L'ensemble de ces paramètres suggère une augmentation des conditions favorables à la présence de l'ICU.

2. Modélisation et projection de l'ICU à partir du modèle ARPEGE A1B de 1950 à 2099

A partir de travaux précédents réalisés à Rennes, l'étude avait mis en évidence les facteurs climatiques explicatifs de la variabilité de l'ICU (Foissard *et al.*, 2011). La succession de types de temps favorables et défavorables à l'ICU conditionne sa présence : une situation anticyclonique avec peu de vent et une faible nébulosité engendre un îlot de chaleur important, à l'inverse de conditions dépressionnaires avec la présence de vent, d'une couverture nuageuse dense et des averses. Le choix des facteurs explicatifs de l'ICU a été défini par l'observation de la variabilité de l'ICU à Rennes.

2.1. Modélisation de l'ICU quotidien avec une approche par régression linéaire multiple

Pour chaque journée, les facteurs climatiques impactant l'ICU sont mesurés par les deux stations météorologiques et sont disponibles par les sorties du modèle ARPEGE. Les facteurs climatiques retenus et mesurés à Saint-Jacques sont : la température minimale (Tn), la température maximale (Tx), l'amplitude thermique (Tx-Tn), la présence de pluie (P), le rayonnement global (Rg) et le vent moyen à 10 m (V).

Pour la mesure de l'ICU, les années complètes ont été préférées ici car elles permettent d'inclure la variabilité saisonnière de l'intensité de l'ICU. Trois années ont été retenues : 2007, 2010 et 2011. Les coefficients de corrélations sont comparés entre les différents facteurs en figure 2 (à gauche). L'amplitude thermique est bien corrélée avec l'ICU comparativement à la température minimum et maximale, ce facteur est lié à la nébulosité et à la fraction d'insolation. Le vent moyen est également un facteur plutôt bien corrélé. L'amplitude thermique est donc retenue et les températures minimales et maximales sont écartées afin d'éviter la colinéarité des facteurs entre eux. Le choix des facteurs restant est défini par la méthode de Baysian Information Criterion (BIC) (Schwartz, 1978) appliquée avec le logiciel libre R. Il apparaît que pour un critère BIC le plus faible les variables suivantes sont retenues sur la figure 2 (à droite) : l'amplitude thermique, le rayonnement global et le vent moyen.

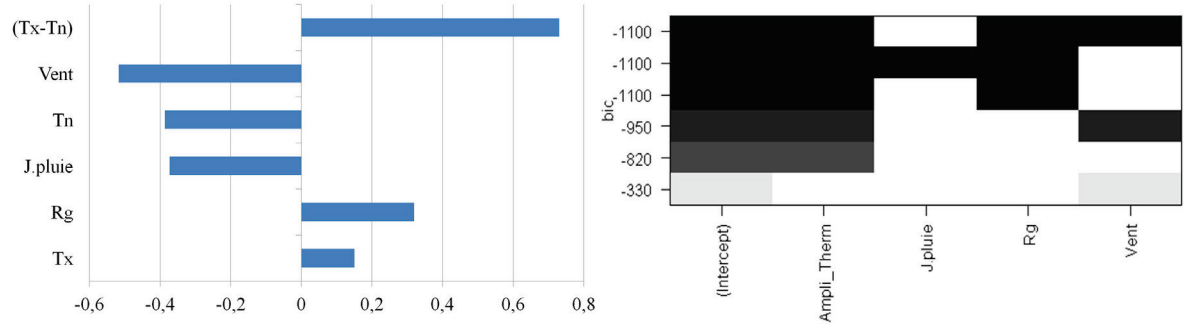


Figure 2 : Corrélation des facteurs climatiques avec l'ICU (à gauche) et choix des variables les plus adaptées avec la méthode BIC (à droite).

La régression linéaire obtenue : $Y = 0{,}921 - 0{,}217\ V - 0{,}276\ (Tx\text{-}Tn) - 5{,}94.10^{-4}\ Rg$

Plusieurs régressions linéaires multiples ont été réalisées, cependant celle-ci présente une variabilité expliquée la plus élevée (R^2 aj. = 0,65) avec des mesures réalisées sur trois années. Il est à préciser que pour chaque année indépendamment les unes des autres, ce coefficient reste constant. Il est intéressant de comparer la dispersion des écarts de températures (ICU) observées et modélisées par la régression linéaire retenue. La répartition des deux variables a été représentée par des boîtes à moustaches en figure 3. On constate que les valeurs élevées ($\geq 4{,}5°C$) sont sous-estimées, la dispersion est plus importante sur les valeurs élevées pour l'ICU observé. L'observation des résidus (non représentée ici) révèle que le modèle ne prend pas en compte toute la variabilité de l'ICU car ce phénomène est très probablement non-linéaire, cependant le choix de la régression linéaire a été conservé pour la simplicité de son analyse et de constituer un premier modèle exploitable pour l'usage des sorties ARPEGE.

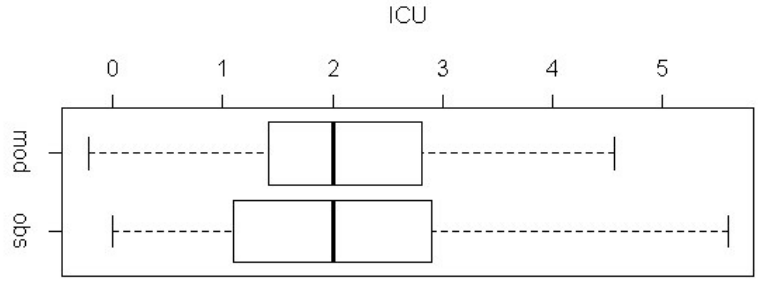


Figure 3 : Boîtes à moustaches de type Tukey (Q1-1,5(Q3-Q1) ; Q1 ; Médiane ; Q3 ; Q1+1,5(Q3-Q1)) de l'ICU (en °C) modélisé (en haut) et observé (en bas) pour les années 2007, 2010 et 2011.

2.2. L'usage des sorties ARPEGE pour la projection de l'ICU et des vagues de chaleurs à Rennes

Les sorties ARPEGE autorisent une projection de l'ICU à partir des trois facteurs. La figure 4 montre l'évolution de l'intensité moyenne de l'ICU et du nombre de jours moyen annuel où l'ICU est supérieur ou égal à 3°C. La moyenne de l'ICU (1,5°C) sur l'ensemble de la période représentée augmente que très faiblement, soit 0,1°C. L'ICU moyen observé pour les années 2007, 2010 et 2011 est respectivement de 1,5°C, 2,0°C et 1,9°C ; le modèle propose pour chacune de ces trois années distinctes les mêmes valeurs. Cependant il s'agit d'un écart de la température minimale entre deux sites, la moyenne inclut l'ensemble des valeurs même si l'on ne peut pas vraiment parler d'îlot de chaleur pour un écart inférieur à 2°C. Le nombre moyen de jours où l'ICU est supérieur à 3°C est plus représentatif du phénomène : on constate une augmentation moyenne de 7 journées entre les périodes 1980-2009 et 2070-2090. Le modèle révèle ses limites pour la représentativité des valeurs intenses de l'ICU. Pour les trois années observées, le nombre de jours total où l'ICU est supérieur à 3°C est de 224, sur ces trois mêmes années modélisées on dénombre 163 jours.

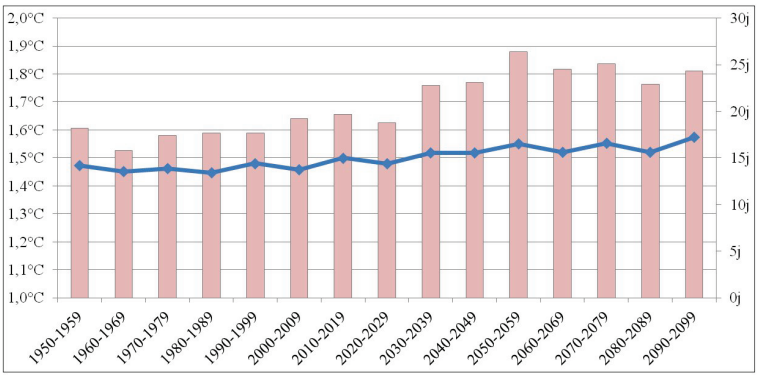


Figure 4 : Courbe représentant l'intensité moyenne de l'ICU (courbe, en °C) et le nombre de jour moyen par an où l'ICU est supérieur ou égal à 3°C (bâtons).

Les épisodes très chauds sont des événements climatiques qui peuvent être évalués par plusieurs méthode comme le Warm Spell Duration Index (WSDI) où les situations avec Tx supérieur au 90ème décile (1961-1990) sur 6 jours consécutifs (Karl, 1999). En France, à la suite de la canicule mortelle de 2003, un plan canicule est déclenché par le Préfet lorsqu'une vague de chaleur est prévue et/ou observée par Météo-France. Le critère varie selon les départements, en Ille-et-Vilaine (station de Saint-Jacques) les conditions requises sont : Tx $\geq$ 33°C et Tn $\geq$ 19°C en moyenne sur 3 jours consécutifs (Plan National Canicule 2011). Cette situation a été observée pendant 12 jours de 1970 à 2009 et aucun jour n'est dénombré selon cet indice biométéorologique de 1950 à 2009 pour ARPEGE. Ce modèle sous-estime les vagues de chaleur répondant à ce critère sur cette période d'observation.

Sur la figure 5, le nombre de jours très chauds est comptabilisé selon cette méthode mais sans prendre en compte la moyenne des 3 jours consécutifs afin d'observer l'occurrence de ces types de journées. Pour la période d'observation 1950-2009, le nombre des journées très chaudes modélisées est sous-estimé, cependant la projection présente une forme exponentielle sur l'ensemble de la période 1950-2099. Les journées chaudes modélisées sont proches de l'observation à partir de la décennie 1980, puis la fréquence de ces journées augmente progressivement. A partir de la première moitié du 21ème siècle, 48 jours sont très chauds, puis pour la seconde moitié on dénombre 86 jours très chauds. L'ICU modélisé associé à ces journées n'augmente pratiquement pas, étant donné la sous-estimation de l'ICU intense

modélisé par la régression, ces journées particulières sont mal représentées. Le modèle par régression doit donc être revu pour mieux prendre en compte ces situations particulières.

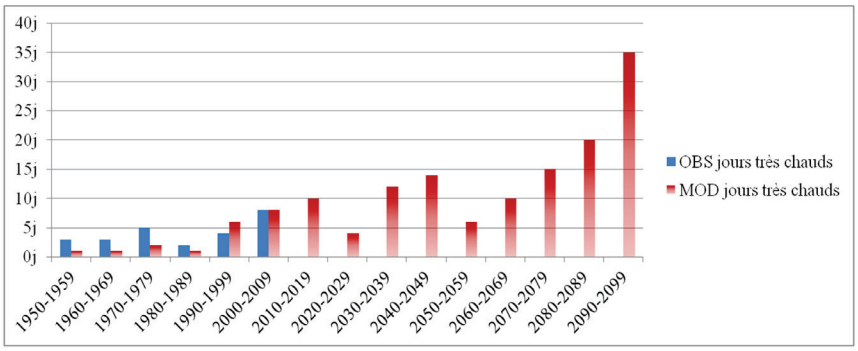


Figure 5 : Nombre de journées qualifiées très chaudes de 1950 à 2009 pour la période observée (noté OBS) et 1950-2099 pour la période modélisée par ARPEGE Climat A1B (noté MOD).

Conclusion

Le réchauffement projeté par le modèle ARPEGE Climat A1B pour les décennies 2031-2060 est de 2,0°C (normales climatiques 1971-2000) pour les températures minimales, ce qui est comparable à l'écart moyen annuel des températures minimales observées entre le centre-ville (station du Griffon) et la périphérie (station de Melesse). Le modèle proposé par régression linéaire de l'observation de l'ICU quotidien (station St-Jacques) est composé de trois facteurs : l'amplitude thermique, le rayonnement global et le vent moyen. Ce modèle explique 65 % de la variabilité sur les trois années utilisées pour l'observation 2007, 2010 et 2011. La moyenne annuelle est plutôt bien reproduite, en revanche les journées avec un ICU intense demeurent sous-estimées.

A partir des sorties du modèle ARPEGE Climat A1B désagrégé par le CERFACS, l'ICU modélisé par régression linéaire est projeté. Il apparaît que l'ICU moyen annuel reste constant et une évolution exponentielle du nombre de journées très chaudes sur l'ensemble de la période projetée. Le modèle actuel ne permet pas d'estimer l'amplitude totale. Cependant on observe une augmentation du nombre de jour avec un ICU supérieur ou égal à 3°C. Afin de mieux prendre en prendre en compte les situations où l'ICU est intense, une approche par saison est envisagée.

Références bibliographiques

Alcoforado M.J., Andrade H., 2008 : Global warming and the urban heat island. In: Marzluff J. *et al.* (eds) *Urban Ecology: An International Perspective on the Interaction between Humans and Nature*. New York (Springer), 249-262.

Foissard X, Quénol H., Dubreuil V., 2011 : L'influence de la variabilité des facteurs météorologiques sur l'occurrence et l'intensité de l'îlot de chaleur urbain à Rennes en 2010. *Actes de colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 24, 261-266.

Gabriel K.M.A., Endlicher W.R., 2011 : Urban and rural mortality rates during heat waves in Berlin and Brandenburg, Germany. *Environmental pollution*, 159, 2044-2050.

Karl T. R., Nicholls N., Ghazi A., 1999 : CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes: Workshop summary. *Climatic Change*, 42, 3-7.

Oke T.R., 1987 : *Boundary Layer Climates.* Routledge, 435 pages.

Pagé C., Terray L., Boé J., 2009 : Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology. *Technical Report*, TR/CMGC/09/21, 60 pages.

Schwarz G., 1978 : Estimating the dimension of a model. *Annals of Statistics*, 6, 461-464.

CHANGEMENTS DE LA PROPORTION DE NEIGE REÇUE DURANT LA SAISON HIVERNALE EN GASPÉSIE DEPUIS 1970

Guillaume FORTIN [1] et Bernard HÉTU [2]

[1] *Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton, 18 avenue Antonine-Maillet, Moncton, Nouveau-Brunswick, Canada, E1A 3E9 – guillaume.fortin@umoncton.ca*
[2] *Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, C. P. 3300, succ. A, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec, Canada, G5L 3A1 – bernard_hetu@uqar.qc.ca*

Résumé *: Dans cette étude nous avons utilisé le rapport entre la proportion de neige et de précipitation totale reçue (N/P) en tant qu'indicateur des changements climatiques depuis les années 1970 en Gaspésie, Canada. Le test statistique de Mann-Kendall a été utilisé pour les séries temporelles (précipitations, enneigement et indices climatiques) afin de détecter d'éventuelles tendances entre 1970 et 2010. Une dizaine de stations météorologiques réparties sur l'ensemble du territoire sont analysées. Finalement, l'analyse des corrélations entre le N/P, la durée de l'enneigement et quatre indices climatiques (ONA, OAR, OAU et OPNA) a été réalisée. Nos résultats indiquent peu de changements et aucune tendance significative pour chacune de nos variables. Cela concorde avec les résultats des études antérieures menées dans le même secteur mais portant sur d'autres variables.*

Mots-clés : *Variabilité, précipitations, Gaspésie, réchauffement climatique.*

Abstract: Changes in the Proportion of Snow during Winter Season in Gaspé Peninsula since 1970.
In this study, we used the ratio between snow and total precipitation (S/P) as a climatic change indicator to investigate if changes occurred since the 1970's in Gaspé. The Mann-Kendall test have been applied to our time series (precipitation, snow cover duration, climatic indices) in order to detect possible trends between 1970 and 2010. We analyzed eleven weather stations distributed over the study area. Finally, correlation analysis between S/P, snow cover duration and four climate indices (NAO, OA, SO and PNA) has been done. Our results indicate few changes and no significant trend for each variable. This is consistant with previous studies examining the same area using others variables (mean daily temperature and so on).

Keywords: *Variability, precipitations, Gaspésie, global warming.*

Introduction

L'utilisation de plusieurs indices biologiques, hydrologiques et météorologiques est fréquente et pratique pour effectuer un suivi de la variabilité climatique (Stenseth *et al.*, 2003). Parmi ces indices, dérivés des températures ou des précipitations, il y a notamment la fréquence des événements extrêmes et les épisodes de pluie sur neige (Groisman *et al.*, 2003). Un autre indice qui permet de mieux saisir l'ampleur du réchauffement climatique au cours de la période froide de l'année est le rapport entre les précipitations neigeuses et les précipitations totales (N/P) (Huntington *et al.*, 2004). Une modification de N/P peut être causée par une augmentation des précipitations sous forme de pluie au détriment de la neige, ce qui serait attribuable à une hausse des températures moyennes journalières (Durkee *et al.*, 2008). Des indices complémentaires, tels que la date de médiane de mise en place (DMM) et de disparition (DMD) de la couverture de neige au sol et la durée totale de l'enneigement (DTE, qui représente la différence entre la DMM et la DMD), sont également susceptibles de fournir une information pertinente sur la variabilité climatique de la région étudiée. Dans l'hémisphère nord, c'est au cours de la saison hivernale que les changements climatiques les plus marqués ont été observés et sont prévus (Brown, 2010 ; Groisman *et al.*, 2003). Ces changements sont davantage perceptibles pour les températures que pour les précipitations au cours du XXème siècle. Les précipitations sont soumises à de fortes variations inter-décennales, à des variations entre les saisons et elles présentent peu de tendances sur le long terme (Diaz *et al.*, 1989). Certains indices climatiques, dont l'Oscillation Nord Atlantique, jouent un rôle prédominant dans la circulation atmosphérique de l'hémisphère nord (Durkee

et al., 2008 ; Hurrel, 1995 ; Pinto et Raible, 2012 ; Seager *et al.*, 2010) et, par conséquent, sur les conditions climatiques enregistrées au sol.

L'objectif principal de cette étude consiste à déterminer si le rapport N/P a connu un changement depuis les années 1970. Pour atteindre notre objectif une dizaine de stations météorologiques ont été analysées. De plus, des variables complémentaires relatives à l'enneigement ainsi que des indices climatiques (circulation atmosphérique et conditions synoptiques) ont également été analysés afin de mettre en contexte la variabilité de N/P.

1. Région d'étude

Située à l'extrémité est de la province du Québec, au Canada, la péninsule Gaspésienne possède une superficie d'environ 30 340 km^2, soit l'équivalent de la Belgique. Cette région, divisée en son centre par la chaîne des Appalaches, est bordée au nord par le fleuve Saint-Laurent et au sud par la Baie des Chaleurs. Les hivers y sont généralement rigoureux et l'enneigement fort abondant (l'épaisseur moyenne de neige au sol varie entre 2 et 3 m). La figure 1 localise les stations qui ont été retenues pour nos analyses.

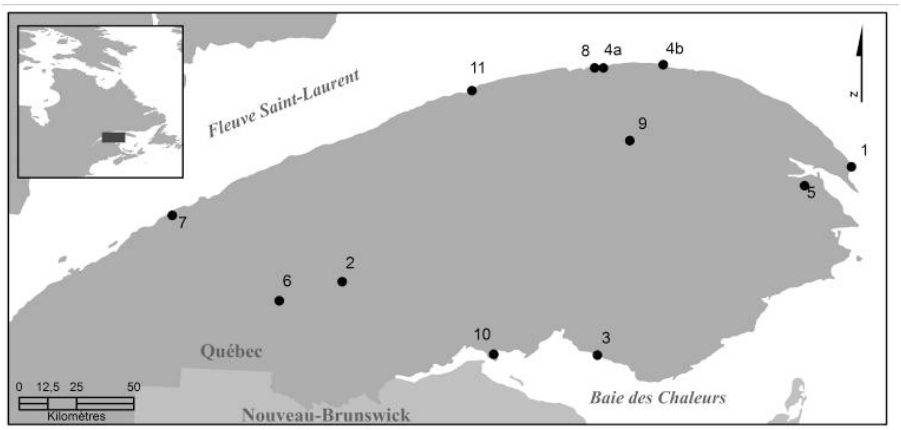


Figure 1 : Localisation des stations météorologiques utilisées dans le cadre de cette étude. Par ordre : numéro de la station (tel que présenté sur la carte), nom de la station, coordonnées géographiques, altitude et période des mesures : 1. Cap des Rosiers (48°51'00" N, 64°12'00" O, alt. 15,0 m, 1973-2010), 2. Causapscal (48°22'00" N, 67°12'00" O, alt. 168,0 m, 1970-2010), 3. Caplan (48°06'00" N, 65°41'00" O, alt. 22,9 m, 1970-2004), 4. Cap-Madeleine* (Coord. a : 49°14'00" N, 65°19'00" O, alt. 2,0 m, 1970-1994, Coord. b : 49°15'03" N, 65°19'29" O, alt. 29,0 m, 1994-2010), 5. Gaspé A (48°46'37" N, 64°28'41" O, alt. 34,1 m, 1970-2010), 6. Lac Humqui (48°17'00" N, 67°34'00" O, alt. 235,9 m, 1972-2010), 7. Mont Joli (48°36'00" N, 68°13'00" O, alt. 52,4 m, 1970-2010), 8. Mont Louis (49°14'00" N, 65°44'00" O, alt. 15,2 m, 1970-1994), 9. Murdochville (48°57'00" N, 65°31'00" O, alt. 574,5 m, 1970-2009), 10. Nouvelle (48°06'00" N, 66°18'00" O, alt. 7,0 m, 1970-2004), 11. Sainte-Anne-des-Monts (49°08'00" N, 66°28'00" O, alt. 15,2 m, 1970-2004). Cartographie : Mélanie LeBlanc.

2. Données et méthodes

Les données utilisées pour nos analyses sont les précipitations sous forme de pluie (mm) et de neige (exprimées en équivalent en eau, mm), les précipitations totales (mm) et l'épaisseur totale de la neige au sol (cm). Elles proviennent de stations météorologiques du réseau national (sauf la station de Murdochville qui provient du réseau provincial). La première étape a consisté à s'assurer de la qualité des données et de leur homogénéité, ce qui a limité le choix des stations.

Trois variables indirectes, calculées à partir des données de l'épaisseur totale de la neige au sol, ont été utilisées dans nos analyses. Deux seuils sont utilisés pour déterminer la date médiane de mise en place (DMM) et la date médiane de disparition (DMD) de l'enneigement ; il s'agit (1) de la quantité de neige au sol (2 cm) et (2) de la durée (14 jours

consécutifs). Ainsi pour la DMM il s'agit de la première date où plus de 2 cm de neige au sol demeurent au sol pendant 14 jours consécutifs (Environnement Canada, 2010). Pour la DMD, il s'agit plutôt de la dernière date où plus de 2 cm de neige restent au sol pendant 14 jours consécutifs. La somme des jours où des précipitations neigeuses (NJN) ou des précipitations totales (NJPt) ont été enregistrées, entre le 1er décembre et le 31 mars de chaque année, a également été calculée. Les nombres de jours où des précipitations ont été enregistrées (NJN ou NJPt) sont utilisés afin de déterminer si des changements (hausse ou baisse) se sont produits depuis les années 1970.

Finalement, les indices climatiques suivants ont été retenus pour nos analyses : l'Oscillation Nord Atlantique (ONA), l'Oscillation Arctique (OAR), l'Oscillation Australe (OAU) et l'Oscillation Nord Pacifique Américaine (ONPA). Les valeurs hivernales standardisées (de décembre à mars : DJFM) utilisées sont disponibles en ligne via le site internet du *National Center for Atmospheric Research* (NCAR, http://climatedataguide.ucar.edu/category/data-set-variables/climate-indices).

Les analyses effectuées ont pour objectif de dégager d'éventuelles tendances dans les séries temporelles étudiées, et ce, à l'aide du test de Mann-Kendall. Nous avons également vérifié s'il existait des corrélations entre le N/P, le NJN, le NJPt et la DTE et les quatre indices climatiques (ONA, OAR, OAU, ONPA).

3. Résultats

Dans un premier temps nous avons utilisé le test non paramétrique de Mann-Kendall (MK) afin de déterminer s'il y avait des tendances significatives (hausse ou baisse) pour quatre indices climatiques qui sont reconnus pour avoir une influence sur les climats de l'est de l'Amérique du Nord, plus particulièrement durant la période hivernale. Les résultats du Tau de Kendall, pour la période hivernale (DJFM) de 1970 à 2010, sont présentés dans le tableau 1. On remarque que pour un taux de signification de 5 %, il n'y a aucune tendance significative pour chacun des quatre indices.

Tableau 1 : Test du Tau de Kendall pour la tendance hivernale (DJFM) au cours de la période de 1970-2010. Aucune des valeurs obtenues n'est significative à un seuil de probabilité de 5 %.

Indices climatiques (DJFM)	Tau de Kendall (Z)
ONA	0,122
OAC	0,085
OAU	0,003
ONPA	0,139

Dans un second temps l'analyse du rapport N/P a été réalisée (tableau 2). La période de l'étude s'étend sur près de 40 ans (1970 à 2010). Dans certains cas il y avait quelques années manquantes ce qui explique les valeurs de n dans le tableau 2. Pour les valeurs du N/P, une valeur de près de 1 signifie que toutes les précipitations reçues étaient sous forme de neige ou au contraire sous forme de pluie si la valeur est de 0. Certains hivers plus doux (valeur minimale), par exemple l'hiver 1998 pour Cap-des-Rosiers, ont reçu parfois près de 40 % de leurs précipitations hivernales sous forme de pluie. Par contre, plusieurs hivers plus froids n'ont enregistré aucune précipitation liquide (valeur maximale). Pour les tests de MK aucune valeur obtenue n'est significative à un seuil de probabilité de 5 %. Les dates de mise en place du couvert de neige (DMM) au sol débutent aussi tôt que le 14 novembre et la date médiane de disparition (DMD) va aussi loin que le 19 avril. Ces deux dates limites ont été enregistrées à la station de Murdochville, soit celle qui est située à la plus haute altitude, en montagne et de surcroit à l'intérieur des terres. Cela explique pourquoi on y a enregistré la durée totale record de l'enneigement au sol qui a atteint 187,8 jours, ce qui est près de deux semaines de plus que pour la station qui se place au second rang (164,0 jours au Lac Humqui).

Tableau 2 : Nombre total de données (n) ayant servi pour les analyses. Pour le rapport entre la neige et les précipitations totales (N/P) : les valeurs minimales, maximales, moyennes et écarts-types ainsi que le Tau de Kendall pour le test de tendance de Mann-Kendall (MK). Dates médianes de mise en place (DMM), dates médianes de disparition (DMD) de l'enneigement au sol et durée totale de l'enneigement au sol (DTE).

Stations	n	N/P					DMM	DMD	DTE
		Valeur min.	Valeur max.	Moyenne	Écart-type	Tau de Kendall (Z)			
Cap-des-Rosiers	37	0,608	0,981	0,847	0,086	0,107	7 déc.	10 mai	155,2
Cap-Madeleine	40	0,758	0,987	0,887	0,057	0,012	30 nov.	3 mai	154,79
Caplan	32	0,667	1,000	0,846	0,091	0,214	23 nov.	27 avr.	141,96
Causapscal	38	0,791	1,000	0,912	0,056	-0,036	24 nov.	3 mai	160,1
Gaspé	37	0,750	0,979	0,896	0,057	-0,057	2 déc.	5 mai	156,0
Lac Humqui	37	0,808	1,000	0,904	0,048	0,087	24 nov.	5 mai	164,0
Mont-Louis	25	0,783	0,975	0,875	0,059	0,085	30 nov.	29 avr.	149,0
Mont-Joli	40	0,864	1,000	0,937	0,033	-0,095	2 déc.	24 avr.	144,85
Murdochville	38	0,784	1,000	0,946	0,045	0,070	14 nov.	19 mai	187,8
Nouvelle	32	0,638	1,000	0,840	0,095	-0,051	4 déc.	6 mai	154,0
Ste-Anne-des-Monts	31	0,754	1,000	0,911	0,050	-0,041	4 déc.	2 mai	150,58

Troisièmement, nous avons fait une analyse des corrélations entre les variables suivantes : N/P, NJN, NJPT, DTE et les quatre indices climatiques : ONA, OAC, OAU, DTE (tableau 3). Ce qui en ressort est que certaines stations ne sont soit aucunement soit très peu corrélées avec les indices climatiques. La seule variable qui soit corrélée avec les quatre indices climatiques, pour deux des onze stations, est le NJN. Autrement étant donné l'hétérogénéité des résultats il est difficile de dégager des scénarios susceptibles d'expliquer la présence ou non de corrélations.

Tableau 3 : Corrélations entre la proportion de N/P, le NJN, le NJPt, la DTE et les indices climatiques. Les valeurs en gras sont différentes de 0 à un seuil de probabilité de 10 %.

Indices / Variables / Stations	ONA/OAC/OAU/ONPA			
	N/P	NJN	NJPt	DTE
Cap-des-Rosiers	-0,05/-0,01/0,09/0,18	-0,07/-0,06/0,14/0,02	-0,04/-0,05/0,07/-0,11	-0,05/-0,03/0,06/0,03
Cap-Madeleine	0,05/ 0,11/**0,34**/0,25	0,25/**0,35**/0,18/**0,46**	0,22/0,22/0,02/**0,38**	0,24/0,24/-0,20/0,05
Caplan	**0,34**/**0,32**/0,06/0,17	-0,02/0,06/0,18/0,04	-0,13/-0,04/0,16/-0,01	-0,02/-0,18/-0,26/-0,32
Causapscal	0,03/-0,02/-0,02/-0,07	-0,11/-0,10/**0,46**/0,23	-0,08/-0,07/**0,45**/0,20	**0,45**/**0,33**/-0,32/-0,19
Gaspé	0,05/0,07/-0,05/0,09	0,01/0,08/-0,19/-0,02	-0,03/0,05/-0,20/-0,05	0,14/0,04/-0,23/**-0,42**
Lac Humqui	0,03/0,05/0,06/0,21	**0,37**/**0,31**/-0,03/0,15	**0,37**/**0,31**/-0,06/0,09	0,27/0,23/0,06/0,18
Mont-Joli	-0,12/-0,10/0,22/0,21	**0,33**/**0,39**/**0,31**/**0,38**	**0,36**/**0,39**/0,24/**0,30**	**0,27**/0,18/-0,05/0,10
Mont-Louis	-0,20/-0,15/0,32/0,12	0,27/0,19/0,08/0,06	0,32/0,22/-0,13/-0,05	-0,42/**-0,56**/**-0,52**/**-0,75**
Murdochville	-0,26/-0,16/0,23/0,17	0,25/0,24/0,10/0,06	**0,31**/**0,28**/0,07/0,03	0,31/0,14/-0,34/-0,26
Nouvelle	0,06/0,06/0,25/0,25	**0,38**/**0,45**/**0,42**/**0,60**	0,30/**0,39**/0,26/**0,45**	0,18/0,04/-0,23/0,05
Sainte-Anne-des-Monts	**0,41**/0,38/0,12/0,15	0,18/0,18/0,32/0,16	0,03/0,04/0,29/0,11	**0,403**/0,25/-0,27/-0,09

Dans le cas du tableau 3, il est important de mentionner qu'il existe une colinéarité entre le NJN et le NJPt puisque le NJPt inclus à la fois le NJN ainsi que le nombre de jours de pluie. Cela explique pourquoi ces deux variables présentent des corrélations qui surviennent généralement simultanément. Cependant il arrive aussi que seule l'une des variables soit significativement corrélée avec certains indices climatiques, ce qui peut signifier que l'une ou l'autre de ces variables réagit plus fortement face à l'influence de l'indice climatique. Finalement, il faut ajouter que certains des indices climatiques utilisés sont également liés plus ou moins étroitement selon la période étudiée et leur emplacement (par exemple l'ONA et la PNA).

4. Discussion

Les analyses conduites à l'aide du test de MK n'indiquent aucune tendance significative pour le N/P, et ce, pour l'ensemble des 11 stations. Cette absence de tendance peut s'expliquer en partie par la forte variabilité interannuelle des précipitations dans le secteur d'étude (Fortin et Hétu, 2010). L'absence de tendance statistiquement significative dans les séries temporelles de précipitations n'est pas rare et elle varie grandement en fonction de la période retenue et du secteur d'étude (Diaz *et al.*, 1989). De plus, certains indices climatiques (par exemple l'ONA et ENSO) peuvent se combiner ou s'opposer, ce qui peut contribuer à amplifier ou au contraire à atténuer le signal (variabilité de la quantité et/ou du type de précipitation par exemple) que l'on tente de détecter. Par exemple, une année El Niño combinée à une phase négative de l'ONA expliquerait la forte quantité de neige qui a été reçue au cours de l'hiver 2009-2010 dans l'est du Canada et le nord-est des États-Unis (Seager *et al.*, 2010).

D'autre part, l'absence de tendance pour chacun des quatre indices climatiques peut sembler surprenante, cependant elle s'explique par l'influence de plusieurs facteurs restrictifs dont la variabilité spatiale, la saisonnalité, la non-stationnarité et la non-linéarité du climat (Stenseth *et al.*, 2003). Dans le cas de l'ONA, il existe une forte tendance significative durant la période de 1960 à 1995 (Tomozeiu *et al.*, 2002). Cependant l'année 1995-1996 est une année charnière de changement de phase (Jones *et al.*, 1997). Lorsque la série temporelle va au-delà de cette période et que l'année 1995-1996 est incluse dans la série temporelle, par exemple de 1960 à 2010, on ne perçoit alors plus aucune tendance significative pour cet indice. Il ne s'agit pas d'un cas isolé pour l'ONA et il arrive également que l'on observe des points de changement dans la série comme pour l'année 1980 par exemple (Tomozeiu *et al.*, 2002). D'ailleurs on observe une tendance négative de l'ONA depuis le milieu des années 1990, particulièrement pour les années 2009-2010 et 2010-2011, qui sont parmi les valeurs négatives les plus intenses à avoir été enregistrées depuis les 150 dernières années (Pinto et Raible, 2012).

Les mécanismes qui contribuent aux changements de phase (positive ou négative) sur le long-terme, par exemple pour la forte tendance positive de l'ONA des années 1960 jusqu'au milieu des années 1990, demeurent néanmoins toujours inconnus (Pinto et Raible, 2012).

Le faible nombre de corrélations entre les variables N/P, NJN, NJPt et DTE et les quatre indices climatiques retenus pour nos analyses (tableau 3) peut s'expliquer par le fait qu'un seul indice climatique peut rarement à lui seul expliquer la majeure partie de la variabilité du climat à l'échelle locale (Stenseth *et al.*, 2003). C'est d'ailleurs pour cette raison que nous avons utilisé plusieurs indices climatiques qui semblaient être les plus susceptibles d'expliquer la variabilité du climat gaspésien.

Conclusion

L'absence de tendances statistiquement significatives pour le N/P et le faible nombre de corrélations entre les diverses variables relatives à l'enneigement (N/P, NJN, NJPt, DTE) et les indices climatiques durant la période hivernale (DJFM) pour la Gaspésie, entre 1970 et 2009, ont été présentés dans cette étude. Notre analyse s'est basée essentiellement sur des données climatiques provenant de 11 stations différentes et sur des valeurs d'indices provenant du NCAR. Les résultats doivent être interprétés avec précaution car plusieurs mécanismes peuvent influencer la variabilité du climat et, par conséquent, la présence ou l'absence de tendances dans ce type de séries temporelles. Parmi les travaux futurs à envisager il y a la réalisation d'analyses en composantes principales (CP) afin de déterminer si les CP sont corrélées avec les indices climatiques. De plus, la dimension saisonnière serait

également une piste intéressante à explorer puisque la variabilité climatique (incluant les indices) est grandement influencée par les changements de saison ce qui pourrait nous fournir des informations complémentaires à nos observations couvrant uniquement l'hiver.

Références bibliographiques

Brown R.D., 2010 : Analysis of snow cover variability and change in Québec, 1948-2005. *Hydrological Processes,* 24, 1929-1954.

Diaz H., Bradley R.S., Eischeid J.K., 1989 : Precipitation fluctuations over global land areas since the late 1800's. *Journal of Geophysical Research*, 94, 1195-1210.

Durkee J.D., Frye J.D., Fuhrmann C.M., Lacke M.C., Jeong H.G. et Mote T.L., 2008 : Effects of the North Atlantic Oscillation on precipitation-type frequency and distribution in the eastern United States. *Theoretical and Applied Climatology*, 94, 51-65.

Environnement Canada, 2010 : Cartes de la couverture de neige. Consultée le 13 janvier 2012 : http://atlas.nrcan.gc.ca/auth/francais/maps/environment/climate/snowcover.

Fortin G. et Hétu B., 2010 : Variabilité de l'épaisseur, de l'équivalent en eau et de la densité de la neige dans les monts Chic-Chocs en Gaspésie (1980-2009). *Actes de colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 1-4 septembre 2010, Rennes, France, 227-232.

Groisman P.Y., Sun B., Vose R.S., Lawrimore J.H., Whitfield P.H., Førland E., Hanssen-Bauer I., Serreze M.C., Razuvaec V.N. et Alekseev G.V., 2003 : Contemporary climate changes in high latitudes of the northern hemisphere: daily time resolution, *Proceedings of the 14th Symposium on Global Change and Climate Variations*, 10 pages.

Huntington T.G., Hodgkins G.A., Keim B.D. et Dudley R.W., 2004 : Changes in the Proportion of Precipitation Occurring as Snow in New England (1949-2000). *Journal of Climate,* 17(13), 2626-2636.

Hurrell J.W., 1995 : Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676-679.

Jones P.D., Jonsson T. et Wheeler D., 1997 : Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450.

Pinto J.G. et Raible C.C., 2012 : Past and recent changes in the North Atlantic oscillation. *Climatic Change,* 3 79-90.

Seager R., Kushnir Y., Nakamura J., Ting M. et Naik, N., 2010 : Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10. *Geophysical Research Letters*, 37, L14703, DOI:10.1029/2010GL043830,2010

Stenseth N.C., Ottersen G., Hurrell J.W., Mysterud A., Lima M., Chan K.-S., Yoccoz N.G. et Ådlandsvik, B., 2003: Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño Southern Oscillation and beyond. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 270, 2087-2096.

Tomozeiu R., Lazzeri M. et Cacciamani C., 2002 : Precipitation fluctuations during the winter season from 1960 to 1995 over Emilia-Romagna, Italy. *Theoretical Applied Climatology*, 72, 221-229.

LA VALEUR DE L'EAU STOCKÉE : UNE SIGNATURE CLIMATOLOGIQUE POUR LES ÉTUDES D'IMPACTS DU CHANGEMENT GLOBAL

Baptiste FRANCOIS [1], Benoit HINGRAY [1], Frédéric HENDRICKX [2] et Jean-Dominique CREUTIN [1]

[1] *CNRS, LTHE, 1025, rue de la piscine 38400, Saint-Martin d'Hères, France. baptiste.francois@ujf-grenoble.fr, benoit.hingray@ujf-grenoble.fr, Jean-Dominique.Creutin@ujf-grenoble.f*
[2] *EDF, R&D, 6, quai Watier 78041, Chatou Cedex, France. frederic.hendrickx@edf.fr*

Résumé : *La programmation dynamique (DP) fournit les bases théoriques permettant de définir la gestion optimale de systèmes de ressource en eau. Un sous-produit de DP est utilisé pour estimer la valeur de l'eau stockée (SWV) : elle représente le gain marginal futur pour chaque mètre cube d'eau supplémentaire stockée dans le réservoir. SWV dépend à la fois du niveau de remplissage et du temps. Elle présente une saisonnalité marquée traduisant le déphasage temporel entre les apports et la demande, tous deux très saisonniers. SWV fournit donc une signature efficace de l'adéquation en volume et en temporalité entre apports et demande. Nous l'illustrons ici pour un système de gestion schématique, un réservoir alpin dont le seul objectif est un objectif de production hydro-électrique. Nous présentons en particulier la façon dont cette signature se modifie pour différents scénarios de climats futurs.*

Mots-clés *: Programmation dynamique, gestion, valeur de l'eau stockée, signature.*

Abstract: The value of storage water: a climatological signature for global change impact studies.
Dynamic programming (DP) provides the theoretical basis to define optimal management of water resources systems. We use a by-product of DP to estimate the value of storage water (SWV): it represents the marginal future income for each additional cubic meter of water stored in the reservoir. SWV depends both on filling level and time. Its important seasonality is a signature of the resource to demand temporal fit. This is illustrated here for a chimera water system, a single alpine reservoir dedicated to hydroelectricity production only. We present how this signature is modified for different scenarios of climate change.

Keywords*: Dynamic programming, management, value of storage water, signature.*

Introduction

Les réservoirs d'accumulation sont largement utilisés de par le monde pour gérer la ressource en eau en l'allouant à différents usages, souvent en compétition (hydroélectricité, irrigation, loisir, mitigation des étiages et des inondations (Tilmant et Kelman, 2007). Les règles de gestion optimales pour le présent contexte hydro-socio-économique peuvent devenir sous-optimales si la ressource et/ou la valeur économique des usages de l'eau sont modifiées.

L'identification des règles de gestion optimales pour un contexte hydro-socio-économique donné peut être en fait réalisée grâce à la programmation dynamique (DP), une technique d'optimisation qui permet par ailleurs d'estimer la valeur économique marginale de l'eau stockée dans le réservoir (SWV). Cette variable, qui fluctue dans le temps, est une signature de l'adéquation entre la ressource et la demande, dans l'espace et le temps. Ses variations dépendent essentiellement de trois termes : la stratégie de gestion du réservoir définie par les niveaux de priorités affectés aux différents usages de l'eau, l'évolution temporelle de la demande en eau pour chaque utilisation et l'évolution temporelle des apports à la réserve.

Les effets possibles du changement climatique sur la valeur de l'eau de stockage sont illustrés pour le cas simplifié d'un réservoir d'accumulation de type alpin dédié à la production hydroélectrique.

1. Méthode

Pour optimiser le fonctionnement d'un réservoir multi-usages, il faut identifier sur l'horizon de planification [t_0-t_f] une séquence de décisions u_t qui maximise les revenus totaux de la retenue. La fonction de revenus immédiat g, est souvent composée des bénéfices liés à la production d'hydroélectricité et des coûts de pénalités résultant de la non-satisfaction de contraintes d'exploitation ou de la demande en eau pour divers autres usages (e.g. agricoles, environnementaux). Une expression possible pour cette fonction de revenus est donnée par l'équation [1] :

$$g_t(s_t, u_t) = \mu . v(u_t) - \sum_i c_i . f_i(s_t, u_t) \qquad [1]$$

Où s_t est le vecteur d'état décrivant l'état du système au début de la période t, u_t est un vecteur de décisions au cours de la période t, g_t est le revenu immédiat résultant des opérations u_t (e.g. turbinages, déversements) à la période t, μ est la valeur (par exemple en €) d'une unité de production d'énergie hydroélectrique, v est la quantité produite d'hydroélectricité qui résulte du vecteur des opérations u_t au cours de [t, t+1[, c_i est le coût d'une unité d'échec pour l'objectif i, et f_i est l'intensité de la défaillance correspondante.

Un exemple de défaillance serait la non-satisfaction de la demande en hydroélectricité ou du maintien d'un débit réservé dans le cours d'eau.

La programmation dynamique (DP) est largement utilisée pour résoudre ce type de problèmes d'optimisation ; voir Yakowitz (1982) pour un examen complet de la DP dans ce contexte. Les décisions opérationnelles optimales pour l'heure courante t_0 sont identifiées afin de maximiser la somme des prestations en cours (incluant les défaillances) et l'espérance de bénéfice futur, qui est le bénéfice attendu à partir du temps t_0 pour les opérations effectuées sur l'horizon de planification [t_0, t_f]. F_t, l'espérance de bénéfice futur pour le temps t, souvent appelée Valeur de Bellman, est obtenue pour un niveau de remplissage du réservoir s_t en résolvant l'équation de récurrence [2]:

$$F_t(s_t) = E\left[\max_{u_t}\{g_t(s_t, u_t) + F_{t+1}(s_{t+1})\}\right] \qquad [2]$$

La résolution de cette équation permet d'estimer à rebours la valeur de F_t en tout point du domaine à résoudre (domaine à deux dimensions, t le temps et s, le niveau de remplissage du réservoir), conduisant à une grille des valeurs F_t. Cette grille est utilisée ensuite pour identifier la trajectoire optimale sur la période [t_0, t_f] en optimisant pour chaque pas de temps l'équation [2] cette fois dans le sens naturel d'écoulement du temps. L'optimisation consiste à identifier la meilleure quantité d'eau à stocker ou libérer au cours de [t_0, t_0+1[afin d'optimiser le bénéfice total sur cette période.

La PD permet donc d'obtenir la séquence de décisions u_t optimale pour l'horizon temporel considéré. Elle permet aussi d'estimer l'intérêt à stocker de l'eau dans le réservoir à un instant donné. L'information portée par la dérivée des revenus futurs F_t par rapport au volume stocké dans le réservoir définit la valeur marginale de l'eau stockée (SWV, équation [3]). Cette dernière représente pour un niveau de stock donné dans le réservoir, la valeur des revenus attendus pour l'utilisation future d'une unité supplémentaire d'eau stockée à ce niveau à la date t.

$$SWV_t(s) = \frac{\partial F_t(s)}{\partial s} \qquad [3]$$

Une SWV plus élevée que la valeur marginale de l'eau immédiate conduirait à augmenter le stockage de l'eau dans le réservoir. A l'inverse, une plus faible SWV conduirait à augmenter

la quantité d'eau utilisée immédiatement. Nous illustrons par la suite l'intérêt de cette variable pour un cas schématique très simple construit sur la base du système de Serre-Ponçon, une retenue multi-usages gérée par EDF et alimentée par les apports du bassin supérieur de la Durance (département des Hautes-Alpes). Nous montrons en particulier que les séries chronologiques de SWV obtenues dans ce contexte pour différents niveaux de remplissage fournissent une signature utile, qui permet d'analyser l'adéquation en volume et en temporalité entre la ressource et la demande pour le présent ou pour n'importe quel contexte modifié.

2. Cas d'étude et données

La retenue schématique considérée ici est positionnée à l'exutoire d'un bassin versant de type alpin, dont le régime hydrologique très saisonnier présente des débits faibles / élevés durant les saisons d'accumulation / de fonte.

La capacité de stockage du réservoir est supposée égale au volume d'apport annuel moyen (3500 Mm^3) à partir de son bassin versant amont (5000 km^2). Son unique objectif est supposé être de répondre à une demande quotidienne d'hydroélectricité d_t. L'optimisation de la gestion est réalisée avec DP. La fonction de revenu immédiat est supposée avoir l'expression suivante, où les pénalités liées à la non-satisfaction de la demande sont une fonction quadratique des défaillances (équation [4]) :

$$g_t(u_t) = \mu . v(u_t) - C_{HE}[\max(0, d_t - u_t)]^2 \qquad [4]$$

L'analyse détaillée de l'exploitation passée des réservoirs de la région considérée souligne la forte saisonnalité de la demande en hydroélectricité d_t, avec un maximum durant la période de débits bas en hiver et un minimum en été. La demande d_t est en première approximation dépendante de la température ; nous la décrirons comme une fonction linéaire de la température quotidienne régionale en-dessous d'une température seuil de confort (15°C). Au-dessus de ce seuil de confort, la demande est supposée constante.

Le comportement hydrologique du bassin versant a été simulé avec CEQUEAU, un modèle hydrologique semi-distribué déjà utilisé par le passé par EDF pour des études d'impacts du changement climatique sur différents bassins français (Manoha *et al.*, 2008). Pour la période de contrôle (1960-2001), les données de précipitations et de températures nécessaires à cette simulation sont obtenues à partir de réanalyses météorologiques quotidiennes de précipitations et températures développées par Gottardi *et al.* (2012) pour les régions montagneuses françaises. Les scénarios météorologiques en climats futurs (figure 1) sont obtenus en perturbant les séries observées (anomalies absolues / relatives pour les séries de températures / précipitations). Ces anomalies ont été construites via une série d'expériences de modèles climatiques menée dans le projet de l'UE PRUDENCE (Christensen, 2004).

3. Résultats

Les évolutions temporelles des apports entrant dans le réservoir et de la demande sont présentées pour une période de six ans sur la figure 2 (1er août 1986 au 1er août 1992). L'évolution dans le temps correspondante de SWV est en outre proposée pour différents niveaux d'eau dans le lac. SWV est ici sans dimension.

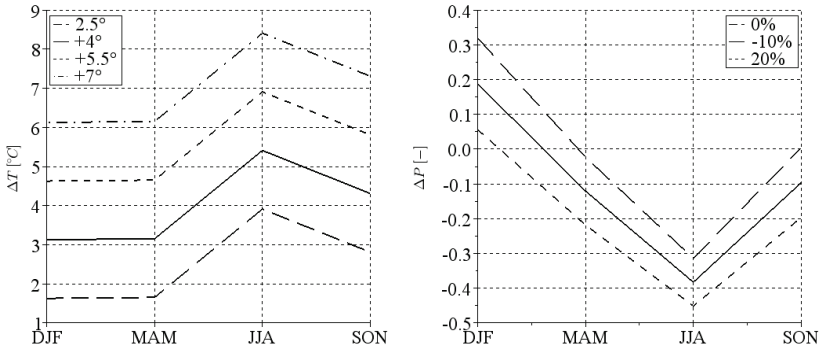


Figure 2 : Scénarios schématiques de modifications des températures (en °C, à gauche) et des précipitations (changements relatifs sans dimension, à droite) saisonnières. Les légendes indiquent les anomalies annuelles de températures et de précipitations. DJF : Décembre-Janvier-Février ; MAM : Mars-Avril-Mai ; JJA : Juin-Juillet-Août ; SON : Septembre-Octobre-Novembre.

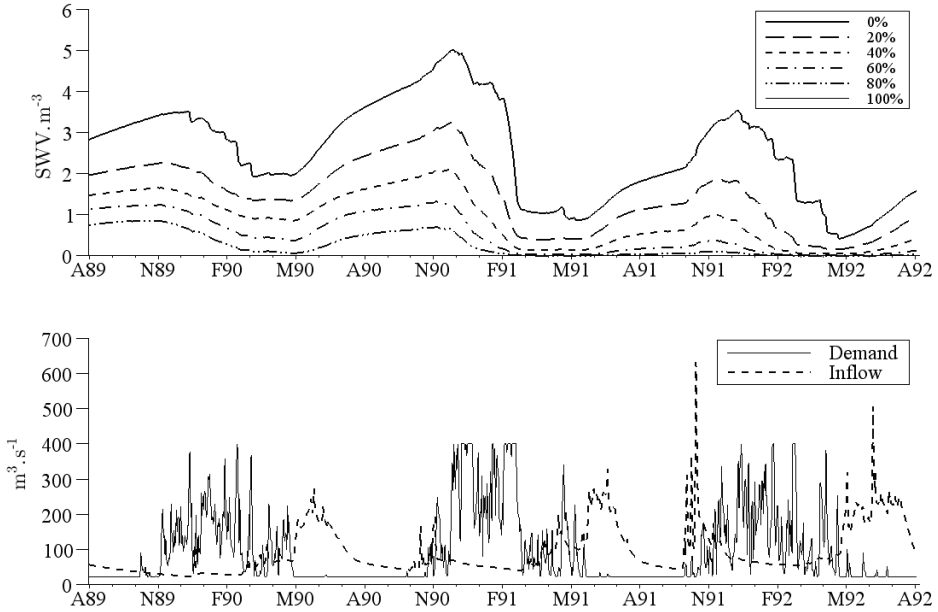


Figure 3 : En haut) Evolution temporelle de la valeur de l'eau stockée (SWV) pour différents niveaux de remplissage du lac (A : Août, N : Novembre, F : Février, M : Mai) ; en bas) Evolution temporelle des apports entrants dans le réservoir (tirets) et de la demande en hydroélectricité une fois convertie en $m3.s^{-1}$ (trait plein).

A un instant *t* donné, SWV est très sensible au niveau de stockage dans le lac. SWV est une fonction non linéaire décroissante du stock disponible. Pour un réservoir rempli, SWV est toujours nulle et est maximale lorsque le réservoir est vide. Les variations de SWV aux bas niveaux de remplissage sont plus fortes que pour les niveaux plus élevés.

A un niveau de remplissage *s* donné, SWV est également très variable dans le temps. Ceci résulte de l'adéquation variable de la demande future avec la disponibilité future des ressources naturelles. L'abondance des ressources (respectivement la rareté) à l'égard de la demande future fait que la valeur d'une unité de ressource supplémentaire est faible (respectivement élevée).

En conséquence, SWV présente à tous les niveaux de remplissage une forte saisonnalité. Les maxima sont observés pendant les premiers mois de la saison froide (DJF), les minima durant les mois de printemps. Au cours de la période de transition au début du printemps,

l'intérêt du stockage diminue rapidement. Ceci résulte de la diminution concomitante de la demande en énergie à la fin de la période hivernale et l'augmentation rapide des apports reçus par le réservoir lors la fonte nivale. L'augmentation de SWV observée par la suite est beaucoup plus progressive.

L'organisation temporelle des SWV obtenue pour le climat de contrôle est présentée figure 3 par l'intermédiaire des SWV climatologiques calculées pour 3 niveaux de remplissage (niveau 5, 50 et 95 %). La saisonnalité des SWV est donc très marquée, en particulier lorsqu'on la met en regard de la variabilité interannuelle des SWV obtenue pour les 44 années de simulation considérées (la variabilité interannuelle des SWV est illustrée pour chaque niveau de remplissage par les courbes enveloppes correspondant aux quantiles 10 et 90 % des SWV). Par suite, les moyennes interannuelles de SWV à différents niveaux de remplissage peuvent être utilisées comme signature de l'adéquation climato-économique entre la ressource et la demande. Cette signature constitue un moyen puissant pour évaluer les besoins en matière de stockage de l'eau, de les comparer dans différentes configurations ou pour évaluer leur évolution dans un climat modifié et / ou des contextes socio-économiques.

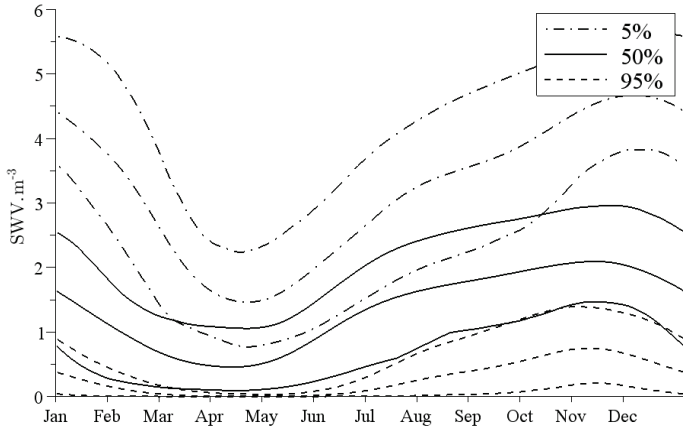


Figure 4 : Valeur climatologique de l'eau stockée (SWV climatologique) à différents niveaux de remplissage (5, 50 et 95 %). Les trois courbes présentées pour chaque niveau de remplissage correspondent respectivement au quantiles 10 % à la moyenne et au quantile 90 % des 44 valeurs de SWV obtenues pour les 44 années de la période de simulation (1960-2004). Les courbes correspondant aux quantiles 10 et 90 % informent donc sur la variabilité interannuelle de la signature obtenue pour un niveau de remplissage donné.

Dans ce qui suit, les signatures seront comparées dans un contexte climatique différent, celui d'un réchauffement des températures de l'air uniquement (Figure 2, gauche). Par la suite et pour des questions de lisibilité des graphiques, seules les valeurs interannuelles moyennes des SWV seront présentées (les quantiles 10 et 90 % des SWV ne sont plus présentés).

4. Effet du changement climatique sur les valeurs de l'eau de stockage

Les moyennes interannuelles des apports entrant dans le réservoir, de SWV au niveau de remplissage 50 % et du stock dans la réserve, obtenus pour des climats plus chauds sont présentées Figure 5.

Pour tous les scénarios climatiques et pour tous les niveaux de stockage (seul le niveau 50 % est présenté Figure 5), la moyenne interannuelle de SWV est amenée à augmenter. L'intérêt de garder l'eau dans le réservoir pour une utilisation future est donc plus élevé dans ces scénarios futurs quel que soit le niveau de stockage et de la saison. Comme le coût de défaillance est une fonction quadratique de l'intensité de l'échec (Equation [4]), le nombre de défaillances est augmenté afin de limiter leur intensité. Cela conduit à des restrictions d'eau

pour la plupart quotidiennes, conduisant à un état de défaillance quasi-permanent. La saisonnalité de SWV est également légèrement modifiée à la suite d'un changement de la saisonnalité des apports (Figure 5 à gauche). Cela entraîne en moyenne, un stockage plus tôt dans l'année afin de bénéficier des importants apports au printemps pour remplir la réserve (Figure 5 à droite).

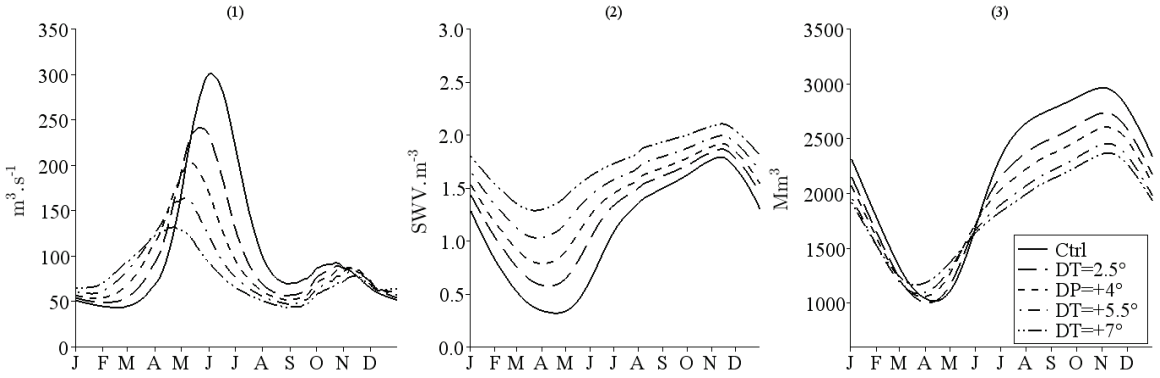


Figure 5 : 1) Sensibilité du régime hydrologique du bassin versant à un changement de température ; 2) Sensibilité de la signature SWV pour le niveau de remplissage S/S_{max}= 50 % ; 3) Sensibilité de la trajectoire du stock dans la retenue (régime, signature et trajectoire interannuel moyens).

En conclusion, les modifications des signatures climatologiques de SWV renseignent sur les adaptations de gestion requises dans un contexte de changement climatique. Cette méthodologie est applicable à des systèmes multi-réservoirs et / ou dans un contexte de changement global (changement climat et/ou de demande(s)). Elle est en particulier appliquée pour un système dont la gestion intègre d'autres contraintes (débit environnemental minimum, usage touristique du lac en été) ou usages (agricoles, industriel) (François *et al.*, soumis).

Remerciements : Ce travail a été réalisé au cours d'une thèse co-encadrée par EDF/LNHE et le LTHE dans le cadre du projet RIWER 2030 financé par l'Agence Nationale de la Recherche (www.lthe.fr/RIWER2030).

Références bibliographiques

Christensen N., 2004 : Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining EuropeaN Climate change risks and Effects - Prudence Final Report.

François B., B. Hingray F. Hendrickx and J.-D. Creutin (soumis) : The value of storage water: a climatological signature for global impacts studies. *Water Resour. Res.*

Gottardi F., C. Obled J. Gailhard and E. Paquet, 2012 : Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains. *Journal of Hydrology*, 432-433, 154-167, doi:10.1016/j.jhydrol.2012.02.014.

Manoha B., F. Hendrickx, A. Dupeyrat, C. Bertier and S. Parey, 2008 : Impact des évolutions climatiques sur les activités d'EDF. *La Houille Blanche*, (2), 55-60, doi:10.1051/lhb:2008018.

Tilmant A. and R. Kelman, 2007 : A stochastic approach to analyze trade-offs and risks associated with large-scale water resources systems. *Water Resour. Res.*, 43(6), doi:10.1029/2006WR005094.

Yakowitz S., 1982 : Dynamic programming applications in water resources. *Water Resour. Res.*, 18(4), 673-696, doi:10.1029/WR018i004p00673.

ANALYSE CLIMATIQUE DE L'ENNEIGEMENT ET ÉVALUATIONS DES ÉVÉNEMENTS EXTRÊMES SUR LES ALPES OCCIDENTALES D'ITALIE DANS LE CONTEXTE DU PROJET INTERREG STRADA

Simona FRATIANNI [1] et Silvia TERZAGO [1], avec la collaboration de Marco CORDOLA [2]

[1] *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125, Torino, Italie. simona.fratianni@unito.it*

2 Regione Piemonte, Settore Protezione Civile e Sistema Anti-incendi Boschivi, C.so Marche, 79 - 10146, Torino, Italie. marco.cordola@regione.piemonte.it

Résumé : *Cette étude présente les résultats relatifs à une des actions prévues par le projet stratégique STRADA (STRategies d'ADAtaption aux changements climatiques). Il s'agit de l'analyse des variations nivométriques des Alpes Occidentales pendant la période 1925-2010. Ces séries étaient présentes seulement sur papier: on a effectué la récupération et la saisie numérique des données journalières. On a entrepris une recherche historique et le contrôle de qualité des données, ce qui a permis d'effectuer l'analyse climatique complète, avec la détermination des tendances et de leur significativité statistique. La disponibilité de séries journalières a également permis l'application de techniques statistiques avancées fondées sur la Distribution Généralisée des Evénements Extrêmes afin d'évaluer les temps de retour. Les données obtenues fourniront des renseignements utiles à la prévision et à l'adaptation des risques météorologiques.*

Mots-clés *: Neige, changement climatique, évents extrêmes, Alpes Occidentales Italiennes.*

Abstract*:* ***Snow climatological analysis and assessments of the extreme events in western Italian Alps in the context of the interreg project STRADA.***
In this study we will present the results of an activity of the strategic project STRADA (STRategies of ADAptation to climate change). This is the analysis of snow depth variations in the western Alps during the period 1925-2010. These series were available until now, only on paper: we performed the recovery and digitization of daily data. We carried out the historical research and data quality control which allowed a complete climate analysis, with the identification of trends and their statistical significance. The availability of daily series also allowed the application of advanced statistical techniques based on the Generalized Distribution of Extreme Events to assess the return period. The results will provide useful information to the prediction and adaptation of climate risks.

Keywords: *Snow, climate changes, extremes events, Western Italian Alps.*

Introduction

La caractérisation du changement climatique dans les Alpes est une des activités de recherche conduites par la Région Piémont avec des partenaires publiques italiens et suisses dans le contexte de déroulement du projet stratégique « STRADA : STRAtégies d'ADAptation aux changements climatiques pour la gestion des risques naturels », en vertu du Programme opérationnel Interrégional de coopération transfrontalière Italie-Suisse 2007-2013. Le but du projet est l'étude des avalanches de neige de petites et moyennes dimensions, en relation avec les problèmes techniques qu'elles posent à ceux qui s'occupent de l'aménagement du risque d'avalanche, surtout sur les routes et dans les domaines skiables. Pour ces motifs, il est nécessaire de détecter les changements climatiques qui se produisent dans les Alpes du Nord-Ouest afin de mettre en œuvre les stratégies d'adaptation nécessaires. Le Département des Sciences de la Terre de l'Université de Turin a donc été chargé par l'Agence Régionale pour la Protection de l'Environnement (ARPA Piemonte) de l'analyse des variations nivométriques, afin de fournir des informations utiles pour la prévision des risques météorologiques.

1. Zone d'étude et données

Cette étude présente certains résultats obtenus à partir de l'élaboration de données nivométriques journalières de 14 stations des Alpes Occidentales du Piémont, situées entre

701 m et 2316 m d'altitude (tableau 1 et figure 1). Les données analysées étaient disponibles seulement sur les Annales conservées dans les archives du Bureau Hydrographique du Bassin du Pô, actives des années 1920 jusqu'à 1990, puis fusionnées à Arpa (Agence Régionale pour la Protection Environnementale) du Piémont et de Lombardie. Les séries des données journalières ont été récupérées et numérisées : les paramètres considérés concernent la hauteur de neige au sol et la hauteur de neige fraîche. Les valeurs journalières couvrent une période de 86 ans, de 1925 à 2010 dans les stations qui présentent la série la plus longue, et de 50 ans dans les stations avec la série la plus courte.

STATION	ALTITUDE [m]	UTM X [m]	UTM Y [m]	PERIODE
1 - ROSONE	701	376375	5032521	1938-2010
2 - LAGO PIASTRA	960	371372	4898574	1926-2010
3 - ALPE CAVALLI	1500	431707	5104302	1932-2010
4 - ACCEGLIO SARETTO	1540	335855	4927442	1925-2010
5 - CERESOLE REALE	1573	362763	5032442	1926-2010
6 - LAGO CASTELLO	1589	345381	4942026	1943-2010
7 - AGARO	1600	422567	5094533	1961-2010
8 - ALPI DEVERO	1634	443114	5129624	1951-2010
9 - MALCIAUSSIA	1800	354672	5007898	1936-2010
10 - ROCHEMOLLES	1950	324427	5000105	1925-2010
11 - LAGO TOGGIA	2165	456227	5142763	1932-2010
12 - LAGO VANNINO	2177	451230	5137189	1951-2010
13 - LAGO SERRÙ	2283	354236	5035990	1955-2010
14 - CAMPOSECCO	2316	426645	5101275	1951-2010

Tableau 1 : Caractéristiques et localisation des stations analysées.

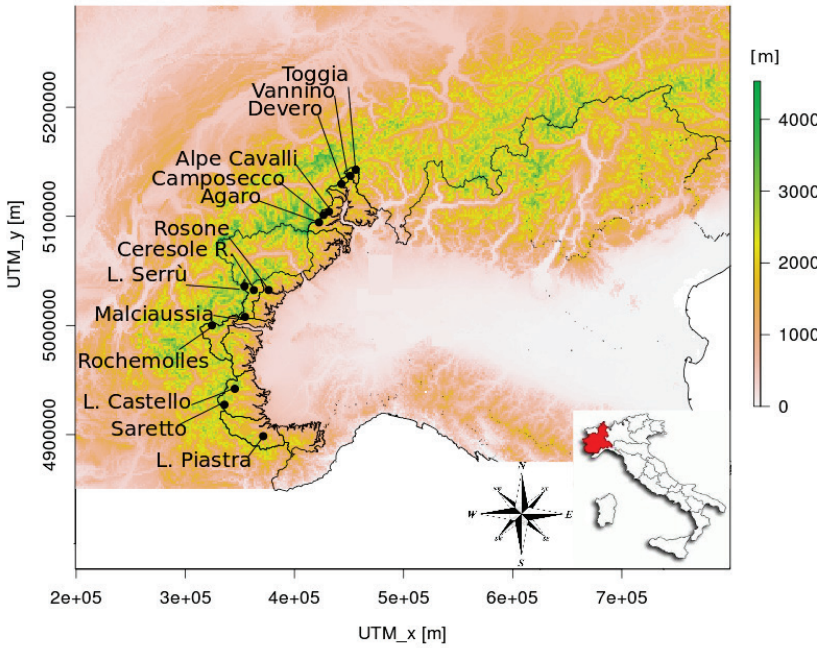


Figure 1 : Localisation géographique des stations étudiées.

2. Méthodologie

Les séries des données journalières et les métadonnées (notes qui témoignent d'éventuelles anomalies dans les instruments et les mesures) ont été récupérées et numérisées. Ensuite, une recherche historique minutieuse est effectuée, visant à identifier les délocalisations ou les changements subis pendant la vie des stations qui pourraient révéler des inhomogénéités non liées à des facteurs climatiques dans les séries (Aguilar *et al.*, 2003 ; Acquaotta *et al.*, 2009).

Dans la plupart des cas, les précipitations de neige (HN) ne sont pas systématiquement enregistrées. Afin de disposer de données continues et comparables, HN est calculée par soustraction des deux valeurs consécutives de l'épaisseur du manteau neigeux (HS).

L'étape suivante a consisté au contrôle de qualité des données journalières pour vérifier les erreurs "pas raisonnables". En particulier pour la hauteur de neige au sol (HS), une procédure pour l'identification des données "outliers" de pré-fixe seuil (le 99ème percentile calculé sur des valeurs non nulles) est appliquée à deux dérivés de la série de HS, l'accumulation de neige a(t) et l'épuisement de la neige d(t), afin de vérifier la fiabilité de changements brusques dans l'épaisseur de la neige. Formule pour l'accumulation de neige a(t) et de l'épuisement d(t) :

$$a(t) = HS(t) - HS(t\text{-}1) \text{ si } HS(t) - HS(t\text{-}1) > 0 \quad 0 \text{ si } HS(t) - HS(t\text{-}1) \leq 0$$
$$d(t) = HS(t) - HS(t+1) \text{ si } HS(t) - HS(t+1) > 0 \quad 0 \text{ si } HS(t) - HS(t+1) \leq 0$$

Les données journalières complètes ont été agrégées pour obtenir les paramètres mensuels et saisonniers de toute la période considérée (1925-2010), d'une période commune à la majorité des stations (1951-2010) et sur la période trentenaire (1971-2000), comme défini par l'OMM (2007).

Afin d'obtenir les tendances principales, on a analysé le développement pendant le temps des variables climatiques disponibles (hauteur de neige fraîche, épaisseur de neige au sol et jours de neige) : on a calculé les tendances existantes et évalué si les résultats sont statistiquement significatifs, avec le test de Mann-Kendall (Sneyers, 1990).

En outre, on a appliqué les techniques statistiques avancées fondées sur la Distribution des Événements Extrêmes Généralisées (GEV), afin de fournir des valeurs de référence (temps de retour et cas critiques nivométriques) pour la planification et la mise en œuvre des actions pour la gestion des risques dans des environnements de haute altitude. En particulier, on a pris en considération toutes les précipitations maximales enregistrées de 1 à 5 jours, en tenant compte des cas qui occupent la place I, V, X, XV et XX dans cinq catégories (chute de neige de 1, 2, 3, 4, 5 jours consécutifs).

3. Résultats

De l'élaboration des données climatiques ont été obtenues les tendances suivantes (tableau 2).

Tableau 2 : Tendances des chutes de neige (HN), de nombre de jours de neige (SD) et d'épaisseur moyenne de neige au sol (HS) pour la période novembre-mai au cours de la période maximale disponible et sur la période commune 1951-2010 pour toutes les séries, ordonnées de Nord à Sud. Les tendances statistiquement significatives (niveau de confiance de 95 %) sont indiquées en gras.

		Tendance Max Période [cm/seas]			**Tendance 1951-2010 [cm/seas]**		
Station	**Période**	HN [cm/a]	SD [j/a]	HS [cm/a]	HN [cm/a]	SD [j/a]	HS [cm/a]
Toggia	1932-2010	0,74	0,08	**-0,96**	0,59	-0,02	**-1,40**
Lago Vannino	1951-2010	-	-	-	-1,54	-0,10	**-1,39**
Alpi Devero	1951-2010	-	-	-	-0,37	0,02	**-0,75**
Alpe Cavalli	1932-2010	-0,52	**-0,08**	-0,30	-1,41	**-0,16**	**-0,58**
Camposecco	1951-2010	-	-	-	-0,56	-0,04	**-1,05**
Agaro	1961-2010	**-2,89**	**-0,28**	-0,33	-	-	-
Lago Serrù	1955-2010	-0,80	0,12	**-2,01**	-	-	-
Ceresole Reale	1926-2010	-0,08	-0,08	-0,15	-0,94	-0,08	**-0,32**
Rosone	1938-2010	0,02	-0,01	0,02	0,10	-0,01	0,02
Malciaussia	1936-2010	-0,47	-0,05	-0,01	**-2,16**	-0,15	**-0,29**
Rochemolles	1925-2010	**-2,65**	-0,06	**-0,43**	**-3,71**	0,08	**-1,01**
Lago Castello	1943-2010	-0,51	0,07	-0,15	-0,85	0,03	**-0,27**
Acceglio Saretto	1925-2010	-0,73	-0,03	**-0,30**	-1,31	-0,09	**-0,49**
Lago Piastra	1926-2010	-0,61	-0,02	-0,01	**-1,92**	-0,05	**-0,18**

Mettant l'accent sur l'analyse de la période 1951-2010, on observe une diminution saisonnière générale de la neige au sol et cette tendance négative est statistiquement significative dans toutes les stations, à l'exception de Rosone. Les stations situées dans le Nord du Piémont, au-dessus de 2000 m d'altitude ont connu la plus forte réduction d'épaisseur de neige, contrairement aux attentes pour les sites de haute altitude. Les stations d'altitude moyenne (1500-1600 m) présentent aussi une importante diminution dans le Nord-Ouest de l'Italie, de sorte qu'on peut conclure que cette zone a été le plus soumise à la réduction d'épaisseur de neige au cours des 60 dernières années. Un comportement similaire se trouve sur le côté français (Durand *et al.*, 2009). En outre, l'analyse au cours de la période complète a mis en évidence que la principale contribution à cette tendance négative est due aux deux dernières décennies des séries.

Dans la majorité des séries analysées, on assiste aussi à une diminution des précipitations neigeuses et du nombre de jours de neige : toutefois, les résultats ne sont pas statistiquement significatifs.

Pour toutes les stations, sont présentés les graphiques relatifs aux valeurs moyennes saisonnières de l'épaisseur de la couverture neigeuse, la hauteur de neige fraîche, la hauteur maximale journalière de neige et le nombre de jours de neige sur la période 1971-2000 (figure 2). On peut donc résumer les résultats suivants :

- la médiane des précipitations neigeuses (HN) est de 70 cm à 700 m d'altitude, 300-400 cm à 1500 m et 600 cm à 2000 m ;
- la médiane de la hauteur de neige au sol (HS) est de quelques centimètres à 700 m d'altitude, à 50 cm à 1500 m et oscille entre 100 et 150 cm à 2000 m ;
- la médiane des jours de neige (SD) est de 10 jours par saison à 700 m d'altitude, de 30 jours à 1500 m et 40 jours à environ 2000 m ;
- la médiane de la hauteur maximale journalière de la neige est de 25 cm à 700 m d'altitude, 40-50 cm à 1500 m et 60 cm à 2000 m.

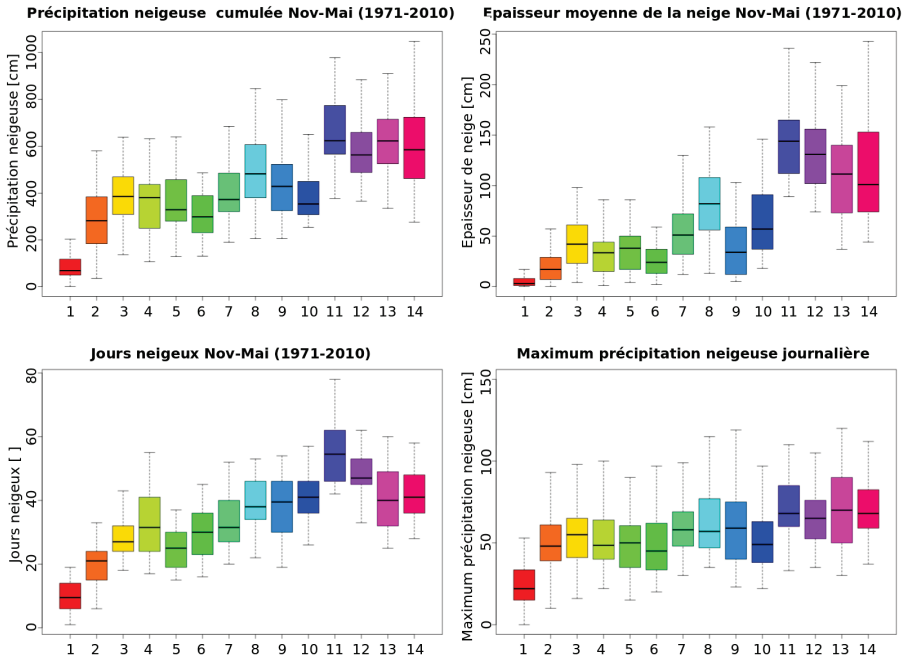


Figure 2 : Statistique de la couverture neigeuse, de la hauteur de neige fraîche et du nombre de jours neigeux pendant la saison novembre-mai, au cours de la période 1971-2000. Chaque box représente une station, ordonnée par altitude croissante (tableau 1). La charnière inférieure, la médiane et la charnière supérieure correspondent respectivement aux 1er, 2ème et 3ème quartiles, les limites inférieure et supérieure représentent les valeurs extrêmes (min. et max.).

En outre, cette étude a aussi évalué la variabilité temporelle de certains paramètres d'intérêt spécifique dans l'évaluation du risque d'avalanche, comme l'augmentation de neige fraîche sur 3 jours (Bocchiola *et al.*, 2008 ; Marty et Blanchet, 2011) et les temps de retour (figure 3). Afin d'estimer leurs tendances, on a utilisé les cinq séries les plus longues. Le temps de retour permet d'évaluer le nombre d'années qui sépare un événement extrême d'un second événement de grandeur égale ou supérieure. Ici est présenté le cas de Toggia, la station la plus au Nord, caractérisée par d'importantes chutes de neige saisonnières : une quantité de précipitations neigeuses accumulées sur trois jours de 150 cm a été enregistrée en moyenne une fois en 10 ans, tandis que des quantités égales à 190 cm ont un temps de retour estimé de 100 ans.

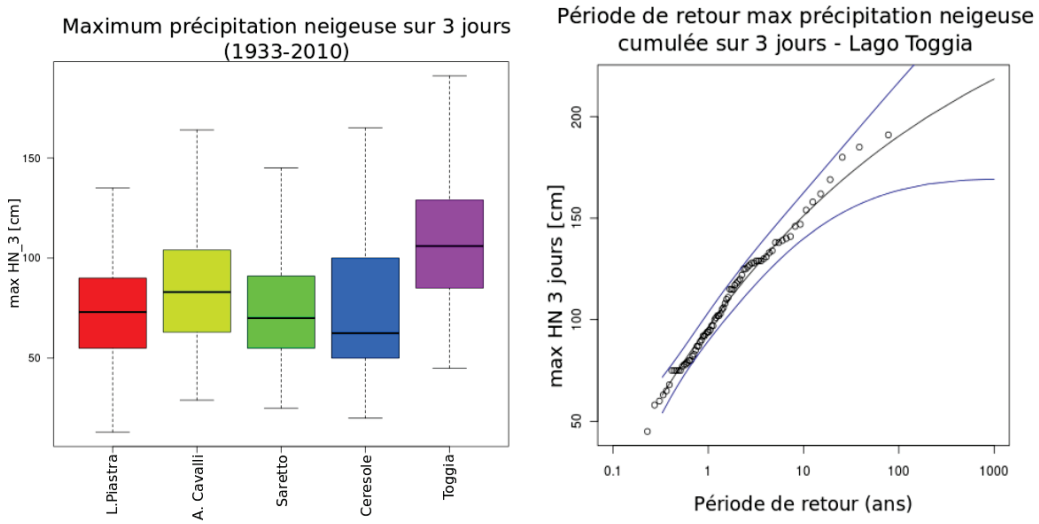


Figure 3 : Statistique (comme pour la figure 2) de la précipitation neigeuse maximale cumulée sur 3 jours pendant la saison novembre-mai pour les stations avec la série la plus longue, au cours de la période commune 1933-2010.

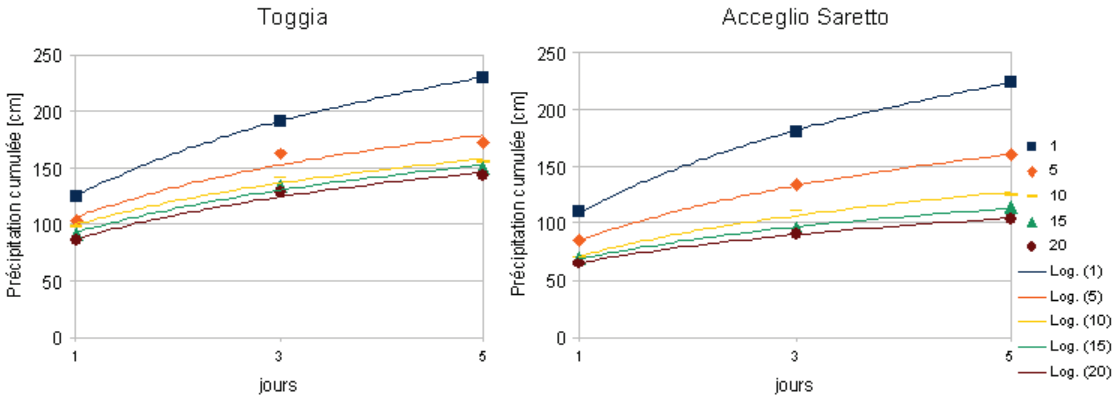


Figure 4 : Courbes d'enveloppe de durée maximale des chutes de neige de 1 à 5 jours. La courbe I est de maximum absolue, les autres sont relatives à 5, 10, 15, 20 cas critique. L'équation générale de la courbe est y = a logex + b.

A travers l'étude des chutes de neige maximales, il a été possible d'examiner les cas nivométriques critiques : le calcul peut offrir des renseignements fondamentaux pour la prévention du risque d'avalanche (voir l'analyse des stations de Acceglio Saretto et Lago Toggia, figure 4). La première courbe (maximum absolu) présente dans ces deux stations des écarts significatifs par rapport aux valeurs mesurées, confirmés par un intervalle important entre le premier cas critique et les autres. Il peut également être observé que les courbes présentent progressivement des tendances similaires et les valeurs de l'ordonnée diffèrent

légèrement avec l'augmentation de l'ordre du cas. Cela est particulièrement évident pour les courbes représentant les cas de 15 à 20 : elles peuvent être prises comme exemples de l'événement avec une fréquence normale. En général, les plus importantes chutes de neige sont concentrées dans les premiers 2-3 jours consécutifs.

Conclusion

La présente étude apporte une contribution à l'évaluation de la variabilité temporelle et spatiale des conditions climatiques depuis 1925 sur les sites de haute altitude dans les Alpes Occidentales italiennes. Le travail confirme la tendance déjà indiquée dans d'autres études qui montrent une diminution significative de la couverture neigeuse, évidemment liée à l'augmentation de la température.

En particulier, cette étude décrit une diminution de la hauteur de neige au sol dans la presque totalité des stations pendant la période disponible de novembre à mai. Cette réduction est toujours significative pendant la période 1951-2010. Les valeurs des tendances saisonnières vont de -0,19 cm/an dans le site le plus bas et plus au Sud (Lago Piastra), jusqu'à -1,40 cm/an à Toggia (2165 m) dans une des stations positionnée au Nord. A altitude comparable, autour de 1500 m, la valeur de la diminution de neige augmente vers le Nord, donc les Alpes du Nord du Piémont paraissent les plus sensibles au changement climatique.

L'absence de tendances significatives pour les données de chutes cumulées de neige et nombre de jours neigeux est en accord avec les résultats obtenus par d'autres auteurs sur les Alpes Suisses (Laternser et Schneebeli, 2003 ; Beniston, 2005) et autrichiennes (Schöner *et al.*, 2009).

Enfin, les principaux résultats provenant de l'analyse des événements extrêmes permettra de mieux comprendre la relation entre changement climatique et avalanches, objectif le plus important du projet interrégional STRADA. En effet, une meilleure connaissance de ces événements et des conditions nivo-météorologiques qui les favorisent est fondamentale pour une prévention efficace.

Références bibliographiques

Acquaotta F., Fratianni S., Cassardo C., Cremonini R., 2009 : On the continuity and climatic variability of the meteorological stations in Torino, Asti, Vercelli and Oropa. *Meteorology and Atmospheric Physics*,103, 279-287.

Aguilar E., Auer I., Brunet M., Peterson T.C., Wieringa J., 2003 : Guidance on metadata and homogenization. WMO-TD N°1186. Online: http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcdmp/wcdmp_series/index_en.html.

Beniston M., 2005 : Mountain climates and climatic change: An overview of processes focusing on the European Alps. *Pure and Applied Geophysics*, 192, 1587-1606.

Bocchiola, D., Bianchi Janetti, E., Gorni, E., Marty, C. et Sovilla, B., 2008 : Regional evaluation of three day snow depth for avalanche hazard mapping in Switzerland. *Natural Hazards and Earth System Sciences,* 8, 685-705.

Durand Y., Giraud G., Laternser M., Etchevers P., Mérindol L., Lesaffre B., 2009 : Reanalysis of 47 Years of Climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and Trends for Snow Cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology,* 48, 2487-2512.

Laternser M., Schneebeli M., 2003 : Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *International Journal of Climatology*, 23, 733-750.

Marty C. et Blanchet J., 2011 : Long-term changes in annual maximum snow depth and snowfall in Switzerland based on extreme value statistics. *Climatic Change*, 1-17. doi:10.1007/s10584-011-0159-9.

Schöner W., Auer I. et Böhm R., 2009 : Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. *Hydrological Processes*, 23, 1052-1063.

Sneyers R., 1990 : *On the statistical analysis of series of observations*. WMO 415, Geneva, WMO.

TRANSPORT DE LA NEIGE PAR LE VENT EN TERRE ADÉLIE (ANTARCTIQUE). OBSERVATION ET MODÉLISATION AVEC LE MODÈLE ATMOSPHÉRIQUE RÉGIONAL (MAR)

Hubert GALLÉE [1], Alexandre TROUVILLIEZ [1, 2], Cécile AGOSTA [1], Christophe GENTHON [1], Vincent FAVIER [1] et Florence NAAIM-BOUVET [2]

[1] *Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, 54 rue Molières, 38400 Saint-Martin d'Hères, France. gallee@lgge.obs.ujf-grenoble.fr*
[2] *IRSTEA, Domaine universitaire, 2, rue de la Papeterie, 38402 Saint-Martin d'Hères, France*

Résumé *: Le modèle climatique à aire limitée MAR a été utilisé pour simuler la détection du transport de neige par le vent en Terre Adélie, Antarctique, sur un petit domaine (500 x 500 km²) et une résolution horizontale fine (5 km). Le mois de janvier 2010 est simulé et l'accord avec l'observation est excellent, comme en témoignent les tests statistiques appliqués aux résultats. Même si MAR sous-estime légèrement la détection des évènements de transport, la mise en œuvre du modèle sur tout l'Antarctique à 40 km de résolution met en évidence une contribution du processus de transport au bilan de masse en surface bien plus importante qu'estimée auparavant.*

Mots-clés *: Modélisation climatique, Antarctique, transport de la neige par le vent, couvert neigeux.*

Abstract: Transport of snow by the wind in Adélie Land (Antarctica). Observation and modeling by the Modèle Atmosphérique Régional (MAR).
The regional climate model MAR has been used to simulate transport of snow by the wind in Adélie Land, Antarctica, over a small domain (500 x 500 km²) and with a fine horizontal resolution (5 km). Simulation of January 2010 is performed and the agreement with the observation is excellent, as it is inferred from statistical tests. Even if slightly underestimates detection of snow transport events, the set-up of the model over the whole antarctic ice sheet with an horizontal resolution of 40 km exhibits a contribution of the transport to the surface mass balance which is much larger than previously estimated.

Keywords*: Climate Modeling, Antarctica, Snow Transport by the Wind, Snow pack.*

Introduction

Le bilan de masse en surface de l'Antarctique se définit comme la somme des précipitations moins l'érosion de la neige en surface et sa sublimation, et l'écoulement de l'eau de fonte. Sa contribution à l'élévation du niveau moyen des mers est probablement la composante la moins bien connue de celui-ci et est probablement non négligeable (Solomon *et al.*, 2007).

Parmi les composantes du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique l'érosion de la neige par le vent peut être responsable de la redistribution et/ou de la sublimation de 35 % de la précipitation en région côtière (Bromwich, 1988). Or c'est dans cette zone de plus faible altitude que la calotte de glace est la plus sensible au changement climatique. Ce grand rôle potentiel de l'érosion de la neige par le vent en bas des pentes de la calotte glaciaire trouve ses causes dans les vents violents qui y soufflent, dépassant parfois 300 km/heure. C'est dans cette région d'ailleurs que les vents moyens au niveau de la mer sont les plus forts au monde (Parish, 1988).

L'érosion de la neige et son transport par le vent sont un phénomène complexe faisant intervenir une multitude de processus physiques, comme la résistance de la neige à l'érosion, la modulation du paysage par celle-ci, avec un changement de la rugosité de surface qui intervient en retour sur le comportement des processus turbulents et du transport, et finalement sur l'érosion. De plus, la forte variation selon la verticale de la densité du mélange air - neige aéro-transportée module l'intensité de la turbulence.

Sur les terrains inclinés enfin, la forte variation verticale de la densité de l'air induite par la présence de neige aéro-transportée et le refroidissement de l'air dû à la sublimation accentue la force du gradient de pression dans le sens de la pente, favorisant les vents descendants le long des pentes (vents catabatiques ; cf. Gallée, 1998).

En vue d'étudier l'érosion et le transport de la neige par le vent en Antarctique le LGGE a déployé depuis 2009 en Terre Adélie un réseau de mesures à la fois météorologiques et nivologiques. Il faut d'ailleurs noter que c'est la première fois qu'un tel réseau de mesures est mis en œuvre sur une aussi longue période. La Terre Adélie est un endroit privilégié pour beaucoup de raisons : la neige est présente au sol en permanence, les vents forts y sont fréquents, avec une constance remarquable dans leur direction. Le terrain est peu accidenté même s'il est en pente, ce qui favorise une structure relativement simple de l'écoulement de l'air aux petites échelles (de l'ordre de quelques km). La météorologie est bien documentée et les analyses météorologiques y sont bien contraintes par les sondages aérologiques effectués à la base de Dumont-d'Urville, située sur une île à 5 km de la côte. Finalement, la logistique y est de grande qualité, ce qui est un atout pour une terre aussi éloignée et inhospitalière que l'Antarctique.

Nous proposons dans cet article de valider la représentation de l'érosion et du transport de la neige par le vent dans un modèle météorologique à aire limitée dont la première vocation est l'étude des régions polaires. Pour ce faire le modèle sera mis en œuvre sur un domaine relativement petit comprenant la zone de mesures (environ 500 x 500 km², figure 1) avec un maillage fin (5 km) et sur une longue période de temps. L'objectif n'est pas ici de simuler une climatologie, mais bien de générer un champ de vent suffisamment correct pour pouvoir valider la simulation des évènements de transport.

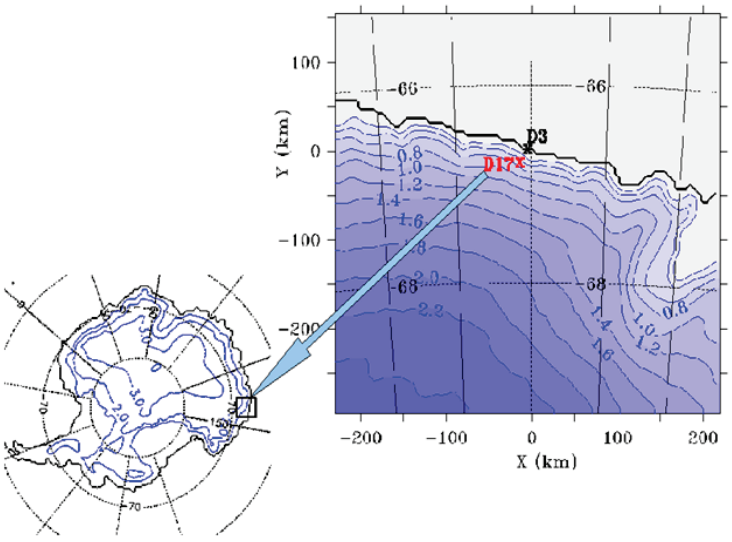


Figure 1 : Localisation et topographie du domaine choisi pour l'étude de validation (terre Adélie). Espacement entre les lignes de niveau : 0,2 km. Pour l'étude de sensibilité, tout le domaine antarctique est retenu.

Dans ce qui suit, le modèle et sa mise en œuvre seront décrits un peu plus en détails. Nous discuterons ensuite son comportement et finalement nous l'appliquerons à tout l'Antarctique, en vue de déterminer la sensibilité du bilan de masse en surface de l'Antarctique au phénomène de transport.

1. MAR

MAR a d'abord été développé en Belgique dans le cadre du programme antarctique belge (Gallée et Schayes, 1994). Il continue à être développé à Grenoble (collaboration LGGE – LJK). MAR est un modèle utilisant les équations de Navier-Stokes dans lesquelles sont faites

l'approximation des fluides parfaits (on néglige la viscosité de l'air) et l'approximation hydrostatique, cette dernière étant acceptable en Antarctique vu les accélérations verticales très faibles qui y sont observées.

Les paramétrisations sous-mailles comportent un modèle de rayonnement, un modèle de microphysique nuageuse pronostique (Gallée, 1995), un modèle de la turbulence atmosphérique développé à partir des travaux de Duynkerke (1988) et Bintanja (2000) et comprenant deux équations pronostiques, sur l'énergie cinétique turbulente et sa dissipation. Un modèle de flux de masse décrivant la convection atmosphérique est également branché pour pouvoir tenir compte des phénomènes convectifs loin au-dessus de l'océan.

MAR a été couplé à un modèle de neige (Gallée et Duynkerke, 1996) dans lequel ont été introduites les lois d'évolution des propriétés de la neige du modèle CROCUS, ainsi que celles régissant l'érosion de la neige par le vent et l'interaction turbulence – neige aéro-transportée (Gallée *et al.*, 2001). Plusieurs validations de la météorologie de la Terre Adélie dans MAR ont déjà effectuées (Gallée *et al.*, 1996 ; Gallée et Pettré, 1998). L'influence du transport de la neige par le vent sur le bilan de masse en surface de la Terre de Wilkes (bordant la Terre Adélie par l'ouest) a également été étudiée (Gallée *et al.*, 2005).

2. Validation du module de transport de la neige par le vent sur la Terre Adélie

MAR a été mis en œuvre sur le domaine de la Terre Adélie dans les analyses ERA-Interim pour la période allant de début décembre 2009 à fin janvier 2010. Une seule initialisation est faite et le modèle ne présente pas de dérive dans le temps. La simulation du mois de décembre permet au modèle d'atteindre un équilibre acceptable avec les conditions de forçage. Il faut noter que cette mise en équilibre est rapide, vu les nombreux évènements de précipitation et d'érosion de la neige qui influencent le manteau neigeux. Seul le vent simulé durant le mois de janvier 2010 est analysé ici. Plus de détails, tant sur les observations que la simulation, peuvent être trouvés dans Gallée *et al.* (2012).

Les données d'observation et de simulation sont utilisées avec une résolution temporelle d'une demi-heure. Les résultats sont exposés dans le tableau 1. Ils montrent un excellent accord entre le vent simulé et le vent observé. La validation de la simulation des évènements de transport est dès lors possible.

Tableau 1 : Performances du MAR en Terre Adélie en janvier 2010, pour le vent à D3 et D17.

	D3	***D17***
Corrélation	*0,84*	*0,86*
Test de Nash	*0,69*	*0,72*

Plus de détails, tant sur les observations que la simulation, peuvent être trouvés dans Gallée *et al.* (2012).

La comparaison entre l'observation et la simulation des évènements de neige aéro-transportée est montrée sur la figure 2. Les données d'observation ne permettent que de détecter le début et la fin des évènements de transport, car les appareils utilisés (détecteurs acoustiques) durant cette période ne peuvent être calibrés pour estimer les flux observés (Cierco *et al.*, 2007). Le modèle est donc validé sur sa capacité à reproduire ou non les évènements de transport.

La figure 2 montre ainsi plusieurs évènements de neige aéro-transportée, à la fois simulés et observés. Elle montre également la comparaison entre observation et simulation du vent 2 mètres au-dessus de la surface, qui illustre une nouvelle fois l'excellent comportement de cette variable dans MAR.

Des évènements de transport simulés significatifs (concentration en neige aéroportée supérieure à 0,2 g kg^{-1}) ont lieu les 10, 18-19, 20-21 et 28 janvier. Ces évènements correspondent à des épisodes de vent fort et sont observés. Des précipitations neigeuses sont également observées durant les 3 premiers évènements. MAR est moins bon après le 21 janvier. Cela est lié à un radoucissement, entraînant de la fonte en surface. Bien plus, les observateurs ont noté qu'une croûte de regel s'est ensuite formée et qu'il n'y a plus eu de précipitations avant la fin du mois. Par contre, le vent a transporté progressivement de la neige à partir des zones plus élevées de la calotte. Le mauvais comportement du MAR peut alors s'expliquer par l'interdiction qui y est faite d'éroder de la neige ayant subi de la fonte. Finalement l'évènement de transport simulé par MAR après le 25 s'explique par la capacité du modèle à reproduire le transport observé à partir de la région intérieure de la calotte glaciaire, quoique plus tard et en le sous-estimant.

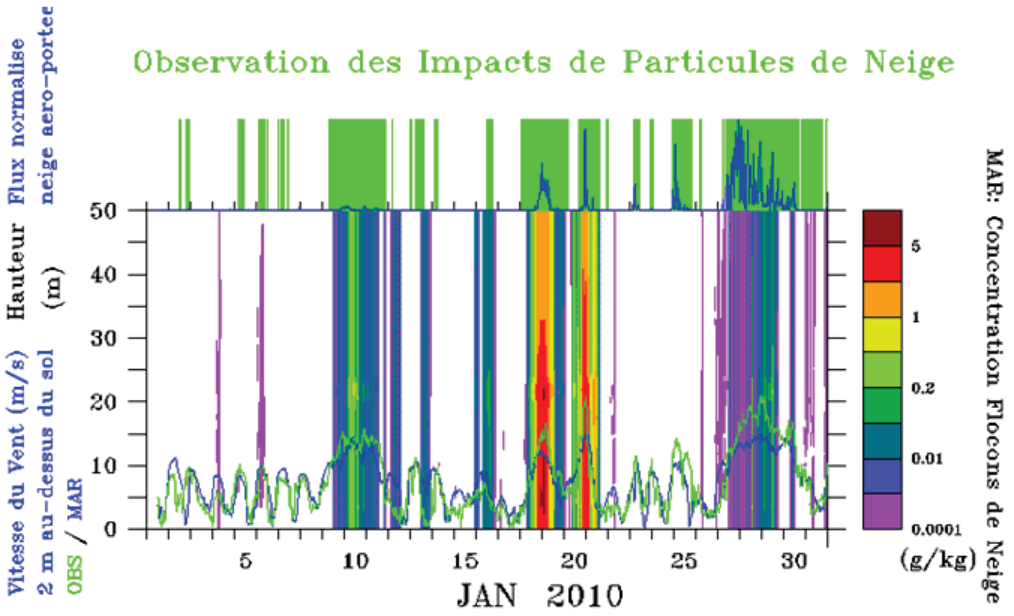


Figure 2 : Principaux paramètres caractérisant le transport de la neige par le vent à D3, Terre Adélie. Comparaison observation – simulation pour le vent 2 m au-dessus de la surface (respectivement les courbes verte et bleue – noire et grise en dégradé de gris, cf. échelle en bas à gauche) et les évènements de transport : observation des évènements : barres verticales vertes (grises) en haut (seuil de détection : *0,0001 g m^2 sec^{-1}*) ; les intensités des flux sont superposées en bleu – noir – et sont qualitatives et purement indicatives ; simulation de la concentration en neige aéroportée sur les 50 premiers mètres au-dessus de la surface (échelle à droite).

3. Importance du transport de la neige par le vent dans bilan de masse en surface de l'Antarctique

Pour étudier cette contribution, MAR est mis en œuvre sur tout l'Antarctique dans les analyses ERA-Interim, pour la période allant de 2003 à 2007, et avec une résolution horizontale de 40 km. La comparaison entre les deux simulations à partir des deux panneaux de la figure 3 montre une diminution importante du bilan de masse en surface lorsque le modèle de transport de neige par le vent est branché. Le bilan de masse en surface moyen pour la partie de la calotte de glace reposant sur le socle rocheux s'élève respectivement à 154 et 188 mm en équivalent eau avec et sans transport de neige par le vent.

On remarque également une diminution substantielle de l'écoulement lorsque le module de transport de neige par le vent est branché. En effet l'apport de neige à grains fins en cas de transport est responsable d'une augmentation de l'albédo, ce qui atténue la fonte.

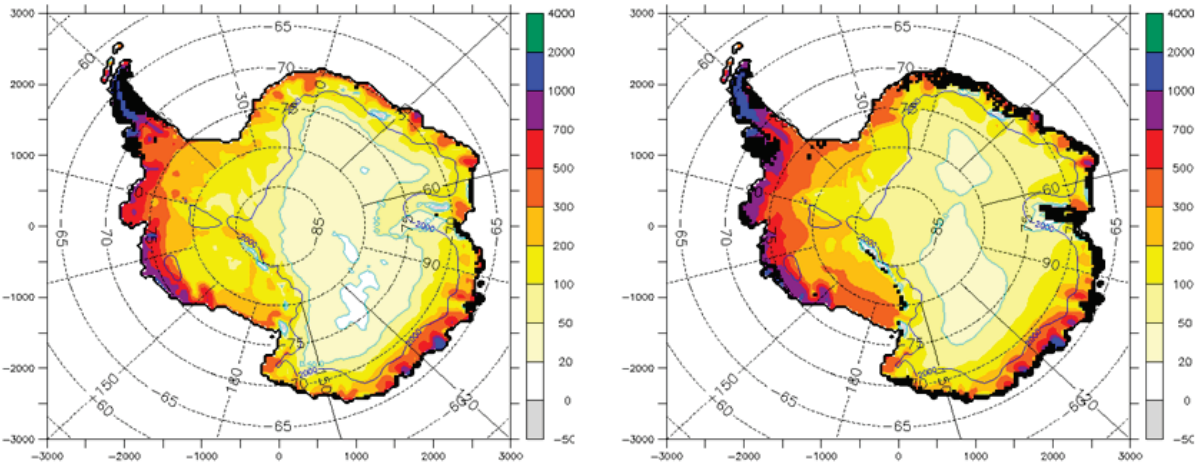


Figure 3 : Bilan de masse en surface de la calotte glaciaire antarctique ; moyenne pour les années 2003-2007. Sensibilité du bilan de masse en surface simulé MAR à l'activation du module de transport de neige par le vent (panneau de gauche) ou non (panneau de droite). Les échelles de couleur sont en mm d'eau équivalent par an. Les pixels en noir indiquent où l'écoulement de l'eau de fonte est supérieur à 3 mm d'eau équivalent par an.

Conclusion

MAR a été utilisé pour simuler le transport de la neige par le vent en Antarctique. Une validation est d'abord effectuée à partir d'une campagne de mesures ayant eu lieu durant tout le mois de janvier 2010 et sur un petit domaine à fine résolution comprenant le site de la campagne d'observations. Les résultats montrent l'excellent comportement du modèle, même si celui-ci a tendance à sous-estimer légèrement le nombre et la durée des évènements. D'autre part, c'est la première fois qu'est effectuée une validation du transport de neige par le vent simulé par un modèle météorologique et sur une aussi longue période de temps. Elle ouvre de ce fait la voie à la représentation de ce processus dans les simulations climatiques.

MAR est ensuite mis en œuvre sur tout l'Antarctique et ce sur une durée de 5 ans (2003-2007). La sensibilité du modèle à l'activation ou non du module de transport de neige par le vent est importante (entre 15 et 20 % du bilan de masse en surface). Cette sensibilité est deux à trois fois plus importante qu'estimée auparavant, ce qui est une surprise. Vu que MAR a tendance à sous-estimer le transport de la neige par le vent, il faut s'attendre à ce le rôle de ce processus soit en réalité plus important encore.

Remerciement : Nous remercions le projet ICE2SEA, financé par le 7ème programme cadre de la communauté européenne (financement 226375). Contribution ICE2SEA n°086. Les simulations MAR ont été effectuées au CNRS/IDRIS et sur les calculateurs CIMENT de l'Université Joseph Fourier. Les mesures de terrain ont été obtenues avec le soutien de l'institut polaire français IPEV (programme CALVA 1013).

Références bibliographiques

Bintanja R., 2000 : Snowdrift suspension and atmospheric turbulence'. Part I: Theoretical background and model description. *Boundary-Layer Meteorol.*, 95, 343-368.

Bromwich D. H., 1988 : Snowfall in High Southern Latitudes. *Rev. Geophys.*, 26, 149-168.

Cierco F.-X., Naaim-Bouvet F. et Bellot H., 2007 : Acoustic sensors for snowdrift measurements: How should they be used for research purposes? *Cold Regions Science and Technology*, 49, 74-89.

Duynkerke P. G., 1988 : Application of the *E*–ε closure model to the neutral and stable boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 45, 865-880.

Gallée H. et G. Schayes, 1994 : Development of a Three-Dimensional Meso-gamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 671-685.

Gallée H., 1995 : Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 2051-2069.

Gallée H. et Duynkerke P. G., 1996 : Air-Snow Interactions and the Surface Energy and Mass Balance over the Melting Zone of West Greenland during GIMEX. *Journal of Geophysical Research*, 102, 13813-13824.

Gallée H., P. Pettré et G. Schayes, 1996 : Sudden cessation of katabatic winds in Adélie Land. *Antarctica. J. Appl. Meteorol.*, 35, 1142-1152.

Gallée H. et P. Pettré, 1998 : Dynamical constraints on katabatic wind cessation in Adélie Land. *Antarctica. J. Atmos. Sci.*, 55, 1755-1770.

Gallée H., 1998 : A simulation of blowing Snow over the Antarctic Ice Sheet. *Ann. Glaciol.,* 26, 203-205.

Gallée H., Guyomarc'h G. et E. Brun, 2001 : Impact of Snow Drift on the Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance. Possible Sensitivity to Snow Surface Properties. *Boundary-Layer Meterorol.*, 99, 1-19.

Gallée H., Peyaud V. et I. Goodwin, 2005 : Simulation of the net snow accumulation along the Wilkes Land transect, Antarctica, with a regional climate model. *Ann. Glaciol.*, 41, 17-22.

Gallée H., A. Trouvilliez, C. Agosta, C. Genthon, V. Favier et F. Naaim-Bouvet, 2012 : Transport of snow by the wind: a comparison between observations made in Adélie Land, Antarctica, and simulations made with the Regional Climate Model MAR. Accepted for publication in *Boundary Layer Meteorology*.

Parish T. R., 1988 : Surface winds over the Antarctic continent: A review. *Rev. Geophys.*, 26(1), 169-180, doi:10.1029/RG026i001p00169

Solomon S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor et H. L. Miller (eds.), 2007 : *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

UTILISATION DES INDICATEURS DU DÉFICIT HYDRIQUE DANS LES SYNTHÈSES BIOCLIMATIQUES MÉDITERRANÉENNES

Amor Mokhtar GAMMAR [1] et Zouheir HLAOUI [2]

[1] *UR BiCADE, Université de la Manouba – Tunisie. amorgammar@yahoo.fr*
[2] *UR GRECACHOT, Université de Tunis – Tunisie. Zouhaierhlaoui@yahoo.fr*

Résumé : *L'établissement du bilan hydrique de 18 stations tunisiennes permet le calcul du déficit hydrique relatif et son utilisation pour exprimer l'intensité de la sécheresse. Les valeurs de cet indicateur donnent un classement des stations qui paraît en concordance avec l'interprétation de la végétation et de l'occupation des sols et qui permet de délimiter et redéfinir les étages bioclimatiques méditerranéens à déterminisme xérique.*

Mots-clés : *Bioclimatologie, bilan hydrique, Tunisie, phyto-écologie.*

Abstract: Use of water deficit indicators in the Mediterranean bioclimatic synthesis.
The water balance of 18 Tunisian stations allows the calculation of the relative water deficit and its use to express the intensity of drought. The values of this indicator show the stations classifying which seems in accordance with the interpretation of vegetation and land use and it enable a new delimitation and redefine the bioclimatic Mediterranean Thresholds with xeric determinism.

Keywords: *Bioclimatology, water balance, Tunisia, phyto-écology.*

Introduction

Deux systèmes majeurs qui proposent des synthèses bioclimatiques adaptées au domaine méditerranéen sont couramment utilisés par les chercheurs. Le système de Gaussen et Bagnouls exploite les diagrammes ombrothermiques qui permettent une estimation de la durée de la période sèche (Bagnouls et Gaussen 1957).

Le système d'Emberger repose sur le climagramme d'Emberger, que des auteurs phyto-écologues ont repris et retouché pour le rendre plus simple et plus conforme à la répartition des formations végétales, objet de leurs observations (Gounot, 1958 ; Bortoli, 1967 ; Le Houérou, 1959, 1977 ; Lecompte, 1986). Dans ce document (figure 1), la rigueur du froid hivernal est représentée par la valeur de la moyenne des minima du mois le plus froid (m), alors que l'intensité de la sécheresse est déterminée par un système complexe qui se réfère à un indice empirique d'aridité (le quotient pluviothermique d'Emberger : Q_2) et surtout qui s'appuie sur l'interprétation de la végétation aux alentours des stations climatiques, pour les classer dans des étages bioclimatiques. Par rapport à l'axe de l'indice pluviothermique, ces limites inspirées par la végétation et les performances agricoles, sont courbes, ce qui prouve la difficulté d'exprimer directement et synthétiquement la sécheresse par des paramètres climatiques.

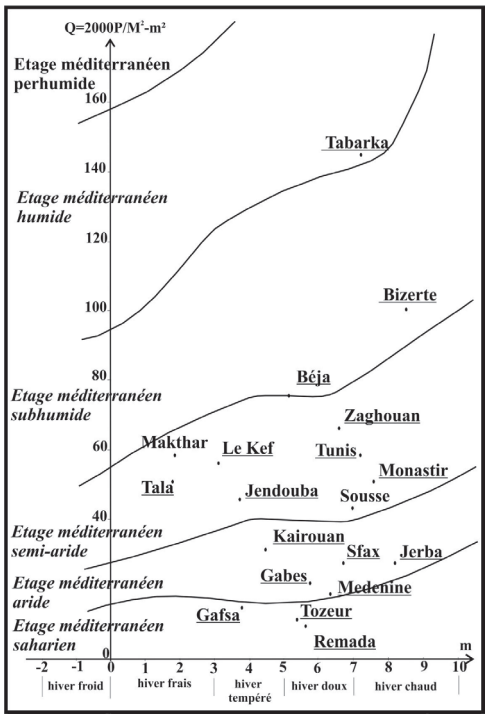


Figure 1 : Stations tunisiennes dans le climagramme d'Emberger.

Le développement de la notion de l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir du milieu du XXème siècle a permis d'envisager de construire des bilans hydriques bioclimatiques à la

place des indices empiriques d'aridité, exprimant ainsi plus directement l'intensité de la sécheresse et assurant une concordance logique avec l'interprétation de la végétation et des performances agricoles. Cependant, et malgré l'importance des recherches sur l'ETP, le bilan hydrique et leurs applications (Hénia, 1993 ; Hlaoui, 2006 ; Benzarti, 2008 ; Ben Alaya, 2008), les modèles bioclimatiques synthétiques, fondés sur l'ETP et applicables sur une large échelle dans le domaine méditerranéen sont encore rares et à améliorer. La principale contribution dans ce sens revient à le Houérou (1989), qui propose de remplacer le quotient pluviothermique par l'indice pluvio-évaporatoire (Précipitations/ETP). En fait cet indice parfaitement satisfaisant pour les bioclimats arides étudiés par l'auteur, parait inadapté aux bioclimats pluvieux présentant une saison humide au bilan hydrique excédentaire.

Le bilan hydrique fournit d'autres indicateurs, notamment le déficit hydrique, qui parait intéressant pour exprimer la sécheresse dans un cadre méditerranéen large comme le montre l'application qui suit sur l'exemple de la Tunisie.

1. Les données sur les stations et l'évapotranspiration potentielle

Les mesures de l'ETP sont couteuses et rares et ne permettent pas encore des analyses géographiques fines. Elles ont inspirées les formules de calcul de l'ETP à partir des paramètres climatiques couramment mesurés (Chamayou, 1994). Des formules statistiques et empiriques peuvent donner des résultats corrects dans un cadre limité, mais leur généralisation sur un espace climatiquement hétérogène donne des valeurs discutables et non fiables. Les formules physiques sont mieux acceptées dans des recherches comparatives entre des régions différentes.

1.1. Les données de l'ETP en Tunisie

Pour l'ensemble du territoire tunisien, les données disponibles ont permis pour 18 stations, le calcul de l'ETP selon la formule de Penman-Monteith (figure 2, tableau 1). C'est peu pour une étude bioclimatique fine, mais c'est assez pour une première confrontation des indicateurs du bilan hydriques avec nos connaissances phyto-écologiques et bioclimatiques synthétisées dans les cartes de végétation.

Les valeurs de l'ETP calculée sont généralement supérieures d'environ 20 % aux valeurs mesurées (Hénia, 1993). D'autre part, l'observation du cas de Tala et du Kef, suggère qu'il y a une sur-évaluation des valeurs calculées pour les stations de montagne. Ce sont là des problèmes qui poussent à la prudence dans les comparaisons d'une part, entre des valeurs mesurées et des valeurs utilisant des formules différentes et, d'autre part, entre des ensembles régionaux et des milieux différents. C'est une limite méthodologique majeure dans l'utilisation des données de l'ETP dans les analyses géographiques.

1.2. Classement des stations et étages phyto-écologiques à déterminisme xérique

Rappelons les caractéristiques phyto-écologiques de ces stations qui permettent de juger de leur caractéristiques bioclimatiques (Gounot, 1958 ; Gounot *et al.*, 1966 et 1967 ; le Houérou, 1959, 1969, 1977 ; Bortoli, 1969 ; Gammar, 2002) et de les classer dans des étages phyto-écologiques à déterminisme xérique (tableau 1).

La station de Tabarka se trouve au nord-ouest du pays, dans la Kroumirie, la région la plus pluvieuse du pays, caractérisée par les forêts de chêne liège et de chêne Zeen. Située sur la côte, Tabarka ne peut représenter que le bioclimat des subéraies environnantes de basse altitude qui se classent dans l'étage de végétation méditerranéen humide. Bizerte et Béja sont représentatives des formations de l'oléolentisque de l'étage de végétation subhumide dont on retrouve les restes aux alentours, entres les dépressions et les vallées agricoles. Leurs pays se

distinguent aussi par des rendements agricoles appréciables et réguliers et par la réussite des cultures en sec de la fin du printemps exploitant la réserve hydrique des sols. Notons que dans les nombreuses versions publiées du climagramme d'Emberger, la station de Béja se place toujours au voisinage de la limite entre les étages subhumide et semi-aride supérieur.

Les stations de Zaghouan, Tunis, Jendouba, Kef et Tala sont entourées de formations diverses de thuya de Bérbérie, de Pin d'Alep et d'oléolentisque que les auteurs classent dans l'étage semi-aride supérieur. Le Kef (558 m) et Tala (1092 m) se distinguent par leur altitude relativement importante et par un régime pluviométrique printanier.

Figure 2 : Croquis de localisation des stations utilisées.

Tableau 1 : Les données des stations (P : Précipitations moyennes annuelles en mm, ETP : Moyenne annuelle de ETP en mm, D_{160}/ETP : Somme des déficits hydriques mensuels relatifs).

Etages phyto-écologiques à déterminisme xérique	Stations	P	ETP	D_{160}/ETP
Méditerranéen Humide	Tabarka	992	1337	-3,25
Méditerranéen Subhumide	Bizerte	641	1419	-4,39
	Béja	585	1493	-4,93
Méditerranéen Semi-aride Supérieur	Jendouba	482	1481	-5,97
	Le Kef	466	1421	-6,11
	Zaghouan	489	1546	-6,18
	Tunis	486	1537	-6,32
	Tala	438	1620	-7,43
Méditerranéen Semi-aride inférieur	Monastir	356	1551	-8,38
	Kairouan	314	1557	-8,74
Méditerranéen Aride Supérieur	Sidi Bouzid	269	1514	-9,19
	Sfax	235	1587	-9,70
	Gabès	208	1562	-9,90
Méditerranéen Aride inférieur	Jerba	217	1650	-9,79
	Médenine	187	1673	-10,07
	Gafsa	173	1893	-10,34
Méditerranéen Saharien Supérieur	Tozeur	99	2183	-11,14
	Remada	90	1851	-11,26

La station de Monastir est au cœur de la région du Sahel de Sousse, dont la végétation fortement « steppissisée » mais conservant des reliques forestières méditerranéennes (le romarin, le caroubier…) se classe dans l'étage semi-aride inférieur. Cette végétation de l'étage semi-aride inférieur caractérise aussi le Kairouanais au nord de la station de Kairouan, qui se trouve pratiquement sur la limite entre cet étage et l'étage aride supérieur.

La station de Sidi Bouzid est au centre d'une vaste région de steppes d'armoises qui se classent dans l'étage de végétation aride supérieur. La station littorale de Sfax fait partie par la végétation de ses environs de cet étage aride supérieur, mais dans la vaste plaine des Basses Steppes qui forme son arrière-pays, on passe rapidement dans les formations des steppes de l'étage semi-aride inférieur, associant *Arfej*, *Remth* et *Baguel*. Medenine et Gafsa sont représentatives de ces steppes de l'étage semi-aride inférieur. Jerba et Gabès se trouvent aussi dans des régions appartenant à cet étage, toutefois leur localisation littorale constitue un facteur d'amélioration de leurs bilans hydriques par rapport à leur arrières pays. Tozeur et Remada sont entourées de steppes désertiques très ouvertes qui se classent dans l'étage saharien supérieur.

Recherchons dans le bilan hydrique, les indicateurs qui permettent une expression claire de l'intensité de la sécheresse, en conformité avec le classement phytoécologique de ces stations.

2. Le déficit hydrique et l'intensité de la sécheresse

Logiquement l'expression de la sécheresse est à rechercher dans les valeurs des déficits climatique et hydrique, qui sont calculées de mois en mois, parallèlement à l'Evapotranspiration réelle (ETR) (figure 3).

2.1. Les indicateurs du déficit hydrique

Le **déficit climatique** (P-ETP) qu'on note d'un mois à l'autre est un indicateur brut de l'intensité de la sécheresse. Il résulte du niveau de compensation de l'ETP par P. Sa valeur est à remplacer par le **déficit hydrique** (D = ETP-ETR) qu'on obtient après le calcul de ETR d'un mois à l'autre en tenant compte du transfert d'une partie des excédents hydriques enregistrés certains mois sur les mois déficitaires suivants (figure 3).

Ce transfert est assuré par la réserve utile du sol (RU). La valeur de référence de cette réserve transférable proposée par les auteurs est égale à 80 mm. Elle correspond à la réserve utile indiquée pour les sols alluviaux courants dans les plaines (Yankovitch, 1956).

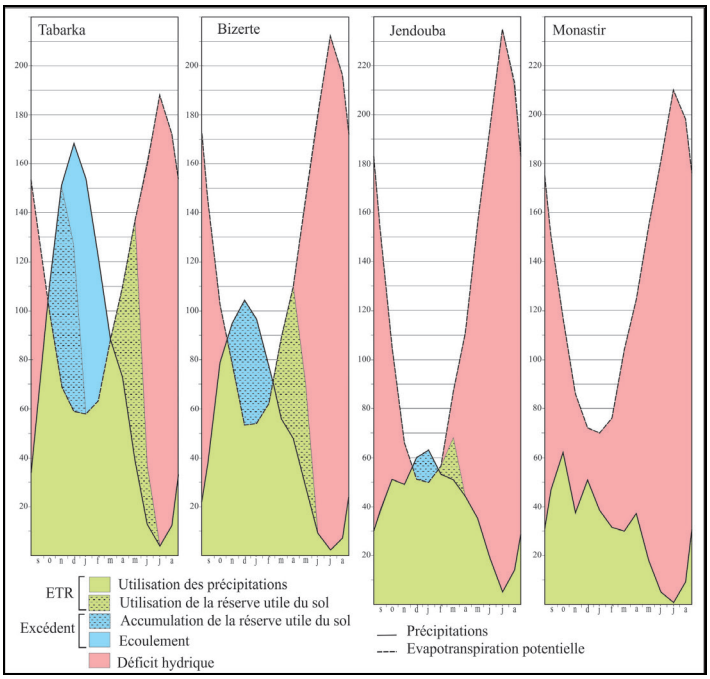


Figure 3 : Bilans hydriques de quatre stations tunisiennes, avec excédent transférable de 160 mm (moyennes de la période 1950-2003).

Pour tenir compte de la réserve profonde accessible aux racines des végétaux ligneux méditerranéens, il convient de doubler cette valeur de référence et de calculer le déficit hydrique avec une réserve transférable de 160 mm (D_{160}). Cette dernière valeur donne les mêmes résultats que la première, sauf pour les stations les plus humides, qu'elle permet ainsi de mieux différencier. Le déficit fort des mois de l'été méditerranéen pèse lourd dans le déficit annuel, ce qui ne favorise pas la différenciation des nuances xériques internes au domaine méditerranéen. Pour dépasser cet inconvénient, il convient de retenir comme indice de l'intensité de la sécheresse le déficit hydrique relatif (D_{160}/ETP).

Le déficit hydrique relatif établit une équivalence de base entre les mois de l'année. Ses valeurs varient de 0 (si tous les mois sont humides) à 12 (si tous les mois sont secs). La valeur de cet indicateur peut s'exprimer ainsi en équivalent de mois secs. C'est toujours un indicateur de synthèse de l'intensité de la sécheresse, à ne pas confondre avec la durée de la période à déficit hydrique (saison sèche), notion moins intéressante ici, car elle ne permet pas de différencier les étages et les stations arides et désertiques présentant partout 12 mois à déficit hydrique. Par contre, avec le déficit hydrique relatif, on distingue toutes les classes bioclimatiques sur la base d'intervalles réguliers de 1 mois, sauf pour les étages semi-arides supérieur et inférieur, qui font deux classes à deux mois d'intervalles (tableau 1, figure 4).

On remarque que les stations de Béja, Kairouan, Gabès et Jerba gardent leur position connue au niveau des seuils entre les étages et confirment les seuils retenus pour délimiter les étages bioclimatiques. La seule station qui parait mal classée est Tala, probablement en raison de la surévaluation de son ETP déjà évoquée plus haut.

Cet indicateur du déficit hydrique permet aussi de proposer des définitions logiques pour les étages bioclimatiques méditerranéens et les seuils qui les délimitent.

2.2. Logique bioclimatique des étages méditerranéens

Dans le cas d'un bilan excédentaire à la fin du mois de mai, une altération profonde du bioclimat méditerranéen est possible lorsque l'excédent transférable est associé à des pluies appréciables durant les mois de l'été, réduisant la période sèche estivale à moins de deux mois (D_{160}/ETP de moins de 2 mois). Ces conditions qui déterminent le bioclimat dit subméditerranéen, ne sont pas franchement réalisées en Tunisie en raison de la faiblesse extrême des pluies estivales. De vastes espaces au sud de l'Europe se rattachent aux bioclimats subméditerranéens et font la transition entre le domaine méditerranéen et le domaine tempéré océanique et semi-continental. Ces espaces sont caractérisés par des formations végétales de chênes caducifoliés infiltrées d'espèces sclérophylles méditerranéennes comme le chêne vert et le buis (Ozenda, 1975).

L'étage méditerranéen per humide (D_{160}/ETP de 2 à 3 mois), non représenté ici par les stations disponibles, doit exister en Tunisie sur les sommets de la Kroumirie, autour de la ville d'Ain Draham. Dans cet étage, toute l'année agricole est humide et la sécheresse se limite aux trois mois de l'été.

Les stations des **étages humide** (D_{160}/ETP de 3 à 4 mois) et **subhumide** (D_{160}/ETP de 4 à 5 mois) montrent un excédent appréciable en hiver qui sature le sol avec les implications connues : tyrsification, solifluxion, glissement, écoulement de saturation... Cet excédent permet un transfert de la RU sur le printemps, ce qui réduit l'impact de l'irrégularité pluviométrique d'une année à l'autre. Il fait du printemps la saison biologiquement la plus active par son ETR et par la régularité de son humidité.

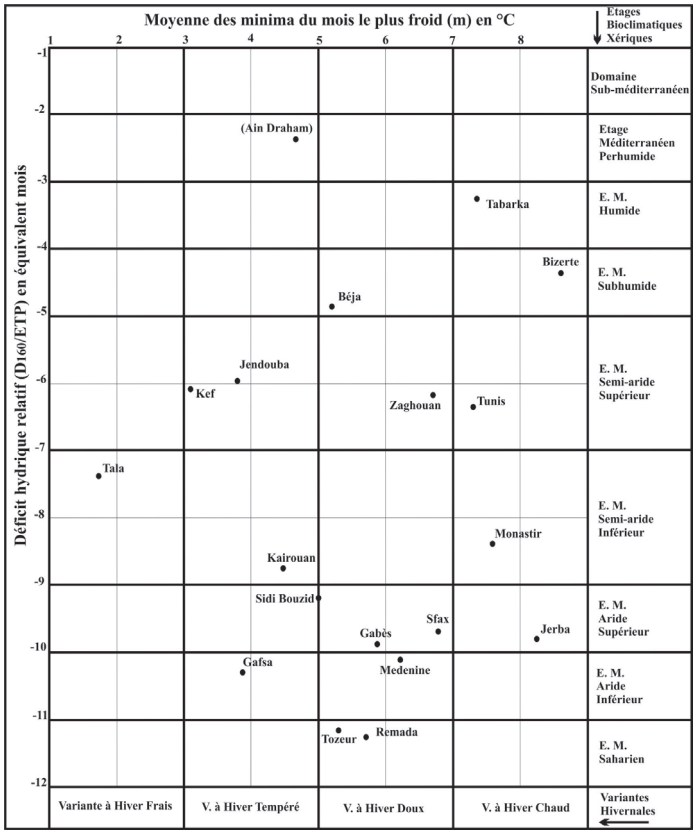


Figure 4 : Stations tunisiennes dans le diagramme des bioclimats méditerranéens, établi en utilisant les valeurs du déficit hydrique relatif (D_{160}/ETP) (moyennes de la période 1950-2003).

Les stations de l'étage semi-aride se répartissent en deux lots. Celles du **sous-étage semi-aride supérieur** (D_{160}/ETP de 5 à 7mois) montrent en hiver un excédent modeste qui ne sature pas le sol et ne permet pas l'écoulement. Mais transféré sur le printemps, cet excédent améliore le bilan du début du printemps, et surtout il modère les conséquences de l'irrégularité pluviométrique d'une année à l'autre, en assurant régulièrement l'humidité nécessaire au démarrage de la vie végétale au printemps. Un régime pluviométrique printanier renforce cette caractéristique. C'est au niveau de cet étage que se fait le passage aux bioclimats dominés sur l'ensemble de l'année par la sécheresse.

Les stations du **sous-étage semi-aride inférieur** (D_{160}/ETP de 7 à 9 mois) montrent un déficit persistant, seulement modéré par l'augmentation des pluies en automne et en hiver, sans dégager d'excédent transférable sur le printemps. Cette saison reste déficitaire et très sensible à l'irrégularité pluviométrique d'une année à l'autre. Le bioclimat semi-aride inférieur reste biologiquement très irrégulier. Les stations de **l'étage aride** (D_{160}/ETP de 9 à 11 mois) et de **l'étage saharien** (D_{160}/ETP de 11 à 12 mois) se distinguent par un fort déficit moyen durant tous les mois de l'année en raison de la faiblesse des pluies. Il n'y a pas de saison humide moyenne et le jeu de transfert de l'humidité d'une saison à l'autre n'existe plus.

Conclusion

Le déficit hydrique relatif constitue un indicateur net de l'intensité de la sécheresse. Il donne des résultats en concordance parfaite avec l'interprétation de la végétation et de l'occupation des sols et il permet de délimiter et redéfinir les étages bioclimatiques méditerranéens à déterminisme xérique. La généralisation de son utilisation à l'échelle du bassin méditerranéen, comme dans des recherches géographiques fines, reste subordonnée à l'aplanissement des difficultés liées à la mesure et au calcul de l'ETP.

Références bibliographiques

Bagnouls F. et Gaussen H, 1957 : Les climats biologiques et leurs classifications. *Annales de Géographie*, 66, 203-220.

Benzarti J., 2008 : *Aménagement de l'environnement agricole et indicateurs bioclimatiques d'efficience : application aux périmètres irrigués aménagés avec brise-vent*. in «Gammar A. et Ben Boubaker H. : *Bioclimatologie et Topoclimatologie*», Université de Manouba, 89-106.

Bortoli A., 1967 : *Climatologie et bioclimatologie de la Tunisie*. Annales de l'Institut National de la Recherche Agronomique de Tunis (I.N.R.A.T), 42, fasc.1, 235 p.

Chamayou H., 1994 : *Eléments de bioclimatologie.* PUF, 283 p.

Emberger L., 1971 : *Travaux de botanique et d'écologie.* Masson, 270 p.

Gammar A.M, 2002 : *Végétation.* in Atlas National de la Tunisie, C.E.R.E.S, Carte au 1/1 000 000 + notice.

Gounot M. *et al.*, 1966 et 1967 : *Carte phytoécologique de la Tunisie septentrionale au 1/200 000*. Annales de l'Institut National de la Recherche Agronomique de Tunis (I.N.R.A.T), 39 et 40, 5 Feuilles + 3 notices.

Gounot M., 1958 : *Contribution à l'étude des groupements végétaux messicoles et rudéraux de la Tunisie.* Annales de l'Institut National de la Recherche Agronomique de Tunis (I.N.R.A.T), 31, 282 p.

Hénia L., 1993 : *Climat et bilan de l'eau en Tunisie. Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques.* Université de Tunis I, 390 p.

Hlaoui Z., 2006 : Bilans hydriques agro-climatiques de l'olivier en Tunisie. *Revue Tunisienne de Géographie,* 37, 43-73.

Le Houérou H. N., 1959 : *Recherches écologiques et floristiques sur la végétation de la Tunisie méridionale*. Université d'Alger, IRS, mémoire H.S., n°6, t.I : 281p. et t.II : 227 p.

Le Houérou H. N., 1969 : *La végétation de la Tunisie steppique + Carte phyto-écologique de la Tunisie Centrale et Méridionale au 1/500.000 (2 feuilles)*. Annales de l'I.N.R.A.T, Tunis, 42, fasc. 5, 624 p.

Le Houérou H. N., 1977 : Etude bioclimatique des steppes algériennes (avec une carte bioclimatique à 1/1.000.000ème). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*, 68, fasc. 3-4, 33-74.

Le Houérou H. N., 1989 : Classification écoclimatique des zones arides (s.l.) de l'Afrique du Nord. *Ecologia Mediterranea*, 15, fasc. 3-4, 95-108.

Lecompte M., 1986 : *Biogéographie de la montagne marocaine : le Moyen Atlas central*. CNRS, 202 p.

Ozenda P., 1975 : Sur les étages de végétation dans les montagnes du Bassin Méditerranéen. *Documents de Cartographie Ecologique*, 16, 1-32.

Yankovitch L., 1956 : *Résultats de 22 années d'expériences dans les cases lysimétriques et cases de végétation du service Botanique et Agronomique de Tunisie*. Annales du SBAT, Tunis, 29, 223 p.

ANALYSE DE LA SÉRIE CLIMATIQUE DE TURIN DE 1870 À 2010 ET CONSIDÉRATIONS SUR L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN

Diego GARZENA [1], Simona FRATIANNI [1], Fiorella ACQUAOTTA [1] et João Afonso ZAVATTINI [2]

[1] *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, via Valperga Caluso 35 - 10125, Torino, Italie. fiorella.acquaotta@unito.it, simona.fratianni@unito.it*

[2] *Universidade Estadual Paulista, Departamento de Geografia, Avenida 24-A1515 -13506-900 Rio Claro/SP, Brésil. zavattini@rc.unesp.br*

Résumé : *Afin de mener une étude sur les effets du réchauffement climatique induit par l'îlot de chaleur urbain, la longue série de données thermo-pluviométriques de la ville de Turin pendant la période 1870-2010 a dû être collectée et numérisée. Un contrôle de la qualité des données a été réalisé et les données de température ont été rendues homogènes entre-elles. L'analyse du changement climatique a été réalisée sur toute le période et par l'identification de deux sous périodes (1925-2010 et 1971-2000) pour lesquelles les tendances et les indices climatiques ont été identifiés. Enfin, afin de comprendre si les changements climatiques doivent être attribués à des variations naturelles ou aux effets de l'urbanisation qui peuvent modifier le microclimat de la ville, les données relatives de quatre stations rurales ont été confrontées avec les données urbaines de Turin.*

Mots-clés : *Changement climatique, îlot de chaleur urbain, série climatique, Turin.*

Abstract: Analysis of climatic series of Turin 1870-2010 and considerations on urban heat island.
In order to conduct a study on the effects of global warming induced by the urban heat island, it was necessary to collect and digitalize the long series of thermo-pluviometric data from the city of Turin during the period 1870-2010. On the series was run quality control and temperature data were subjected to homogenization. The analysis of climate change has been performed for the entire period and through the identification of two sub-periods (1925-2010 and 1971-2000), were also identified trends and climatic indices. Finally, to try to understand if climate change is due to natural variability or urbanization effects that can modify the microclimate of the city, data from four rural stations were compared with Turin urban origin data.

Keywords: *Climate change, urban heat island, climate series, Turin.*

Introduction

Le principal effet connu des villes sur leur propre climat est le décalage positif de la température par rapport aux zones non construites aux alentours, défini comme 'Ilot de Chaleur Urbain' (Voogt, 2004). L'îlot de chaleur urbain (ICU) représente l'un des effets climatiques les plus étudiés des implantations urbaines (Oke, 1995). En effet, la température est directement sous l'influence des caractéristiques de la surface : le développement vertical des édifices et des matériaux de construction employés confèrent aux villes des propriétés thermiques significativement différentes de celles du sol naturel et de la végétation (Di Napoli et Mercalli, 2008).

Afin de pouvoir réaliser une étude sur de tels effets, il est nécessaire de disposer d'une série climatique suffisamment longue pour mettre en évidence les changements météorologiques parvenus dans le temps. La série de données météorologiques de Turin présente toutes les conditions requises puisqu'il s'agit de l'une des séries historiques les plus longues d'Italie, présentant des observations thermo-pluviométriques ayant commencé dès la seconde moitié du XVIII^{e} siècle et qui n'ont été quasiment jamais interrompues pendant 250 ans. L'objectif de la présente étude est de réaliser une analyse climatique de la série historique des données météorologiques afin d'évaluer dans quelle mesure les activités humaines ont conditionné le microclimat urbain.

1. Série historique

Afin d'obtenir la série historique de Turin, les données provenant de plusieurs stations de

mesure successives dans le temps ont dut être unies (tableaux 1 et 2). La collecte des données météorologiques pour la période 1870-2010 a nécessité la recherche des données d'origines conservées par des archives publiques et auprès de bibliothèques privées.

Pour l'étude présente, les paramètres considérés à partir de la documentation disponible sont les températures journalières maximales, les températures journalières minimales et les précipitations journalières pour la période 1870-2010. La série définitive ainsi composée est suffisamment continue : la fraction de données manquantes est de 6,48 % pour les températures maximales, de 6,47 % pour les températures minimales et de 0,47 % pour les précipitations. Les lacunes les plus importantes concernent donc la série des températures, en particulier pour la période correspondant à la Seconde Guerre Mondiale.

Tableau 1 : Composition de la série de la température de Turin utilisée dans ce travail.

PERIODE	ORIGINE	COORDONNEES GEOGRAPHIQUES	LACUNES
1/1/1870 - 31/12/1915	TO Osservatorio P.M.	45° 4' 15.319" N - 7° 41' 8.812" E	Série complète
1/1/1916 - 31/12/1924	/	/	Lacunes
1/1/1925 - 31/12/1937	TO Istituto Fisica	45° 3' 9.041" N - 7° 40' 54.919" E	Série complète
1/1/1938 - 31/10/1942	TO UIPO C.so Inghilterra	45° 4' 30.58" N - 7° 40' 0.128" E	Série complète
1/11/1942 - 31/12/1944	TO Superga	45° 4' 51.294" N - 7° 46' 0.424" E	Série complète
1/1/1945 - 31/12/1960	TO UIPO C.so Inghilterra	45° 4' 30.58" N - 7° 40' 0.128" E	Série complète
1/1/1961 - 31/12/2002	TO UIPO C.so Bolzano	45° 4' 21.756" N - 7° 40' 0.445" E	Série complète
1/1/2003 - 31/12/2004	TO ARPA Vallere	45° 1' 0.468" N - 7° 40' 24.888" E	Série complète
1/1/2005 - 31/12/2009	TO ARPA Giardini Reali	45° 4' 17.497" N - 7° 41' 31.873" E	Série complète

Tableau 2 : Composition de la série de précipitation de Turin utilisée dans ce travail.

PERIODE	ORIGINE	COORDONNEES GEOGRAPHIQUES	LACUNES
1/1/1870 - 31/12/1915	TO Osservatorio P.M.	45° 4' 15.319" N - 7° 41' 8.812" E	Série complète
1/1/1916 - 30/04/1927	TO Castello Medievale	45° 2' 55.523" N - 7° 41' 0.446" E	Novembre 1926
1/5/1927 - 31/12/1937	TO Istituto Fisica	45° 3' 9.041" N - 7° 40' 54.919" E	Série complète
1/1/1938 - 31/12/1960	TO UIPO C.so Inghilterra	45° 4' 30.58" N - 7° 40' 0.128" E	Jours Jan-Fév. 1944 et Déc. 1960
1/1/1961 - 31/12/2004	TO UIPO C.so Bolzano	45° 4' 21.756" N - 7° 40' 0.445" E	Jours en Juillet - Août 2004
1/1/2005 - 31/12/2009	TO ARPA Giardini Reali	45° 4' 17.497" N - 7° 41' 31.873" E	Série complète

2. Méthodologie

Les données collectées ont été soumises à un contrôle de qualité afin de vérifier la cohérence de la série par l'élimination des erreurs humaines liées à l'acquisition originale des données. Le contrôle a été réalisé à l'aide du programme informatique RClimdex (Zhang et Yang, 2004) et en imposant un écart-type de 3.

Les données ont été soumises à un procédé d'homogénéisation par SPLIDHOM (Mestre *et al.*, 2011) avant de procéder à la phase d'analyse. Cette opération ayant pour objectif d'éliminer les éventuelles erreurs d'enregistrement des données liées, par exemple, aux changements d'instruments lors de la substitution des stations météorologiques ou de leurs équipements, ou encore pour les changements de localisation des stations de mesure au cours du temps.

L'analyse climatique a été réalisée sur la série historique des températures homogénéisée et sur la série des précipitations de Turin. Les deux paramètres sont été analysés afin d'identifier des tendances. L'analyse a été effectuée non seulement sur toute la série historique disponible (1870-2009) mais aussi en individualisant deux sous-périodes (1870-1916 et 1925-2009). Une troisième période (1971-2000) a également été prise en compte. Elle correspond aux trente années de références individualisées par l'Organisation Météorologique Mondiale et permet d'obtenir une première image du changement climatique qui a essentiellement intéressé les

dernières années par rapport au reste de la série historique.

Les programmes informatiques AnClim (Stepanek, 2007) et RClimdex (Zhang et Yang, 2004) ont été utilisés pour les analyses statistiques et les graphiques. Le deuxième a en particulier été employé pour la réalisation du test de Mann-Kendall avec un seuil de signification de 95 % (tableau 3).

Tableau 3 : Tendances saisonnières de Tmax, Tmin, précipitations et jours de pluie ; b : coefficient de la régression linéaire (pour Tmax et Tmin : °C/an ; pour les précipitations mm/an ; pour les jours de pluie : nombre de jours/an), ± a erreur associée au coefficient de régression linéaire (b), u : valeur du test de Mann-Kendall, * indique les tendances statistiquement significatives.

	Tmax			Tmin			Pluie			Jours de pluie		
	b	± a	u	b	± a	u	b	± a	u	b	± a	u
Année	0,016	0,002	0,40*	0,013	0,001	0,47*	-0,4	0,5	-0,06	-0,04	0,03	-0,09
Hiver	0,028	0,003	0,40*	0,025	0,003	0,42*	-0,1	0,2	-0,05	-0,012	0,013	-0,07
Printemps	0,013	0,003	0,25*	0,006	0,002	0,20*	-0,3	0,2	-0,06	-0,016	0,015	-0,06
Eté	0,003	0,003	0,07	0,008	0,002	0,22*	0,02	0,19	0,03	0,001	0,013	0,01
Automne	0,019	0,002	0,40*	0,014	0,002	0,36*	-0,02	0,25	0,007	-0,008	0,014	-0,03

3. Résultats

Les résultats obtenus par l'analyse montrent une variation générale des températures à partir de la moitié du XX^{e} siècle. Les tendances mesurées sur les diverses portions de la série sont particulièrement intéressantes : il est possible d'observer, pour les températures, une tendance générale orientée vers la croissance des valeurs mesurées. Par exemple, les jours de gel du mois de juin, passent d'une valeur moyenne de 24 jours pour la période 1870-2009 à seulement 14 jours pour la période 1971-2000. Par ailleurs, la même diminution est observée durant les mois de février et de décembre (tableau 4).

Tableau 4 : Nombre moyen de jours de gel et jours sans dégel (Tmax < 0 °C), pendant la première période (1870-2009), la deuxième période (1925-2009) et la troisième période (1971-2000). Les valeurs des températures maximales, minimales et moyennes (en °C) sont aussi indiquées.

	Jours de gel			Jours sans dégel			T maximale			T minimale			T moyenne		
	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Jan	24	21	14	2	2	1	5,1	5,7	6,9	-2,2	-1,4	0,3	1,5	2,2	3,6
Fév	17	14	7	1	1	0	7,6	8,2	9,1	-0,6	0,2	2,0	3,5	4,2	5,6
Mar	2	3	2	0	0	0	12,3	13,1	14,3	4,7	4,9	5,6	8,5	9,0	9,9
Avr – Oct	0	0	0	0	0	0	22,6	23,3	23,5	13,9	14,2	14,4	18,3	18,8	18,9
Nov	7	5	3	0	0	0	8,4	9,7	10,9	3,3	3,9	4,6	5,9	6,8	7,7
Déc	20	17	10	1	1	0	6	6,6	7,6	-1,0	-0,3	1,3	2,5	3,1	4,4
Année	70	60	36	4	4	1	16,5	17,2	17,8	8,5	8,9	9,5	12,5	13,1	13,7

En particulier, l'évolution des valeurs de température moyenne montre le passage d'une température de 12,5°C pendant la période 1870-2009 à une augmentation à 13,1°C de la période 1925-2009 et enfin pour la période 1970-2000 où la température moyenne atteint les 13,7°C.

Les données disponibles ont permis d'élaborer certains indices climatiques : il est possible d'observer une réduction des jours hivernaux (pourcentage annuel des jours avec température maximale inférieure au dixième percentile de la statistique des maximales journalières des trente ans de référence – figure 1) et l'augmentation du nombre des nuit tropicales (Jours avec une température minimale supérieure à 20°C – figure 2). Il s'est avéré nécessaire de vérifier si les changements climatiques observés sont corrélés à des variations naturelles du climat, liées aux grands changements climatiques en cours à échelle globale ou aux effets caractéristiques

de l'urbanisation capables de modifier le microclimat des villes. Pour cette raison des stations rurales ont donc été choisies afin de confronter leurs données météorologiques avec les données d'origine urbaine. L'îlot de chaleur peut, en effet, être estimé par la différence entre la température du site urbain avec celle des différentes stations sélectionnées *(ΔT_{u-r})*.

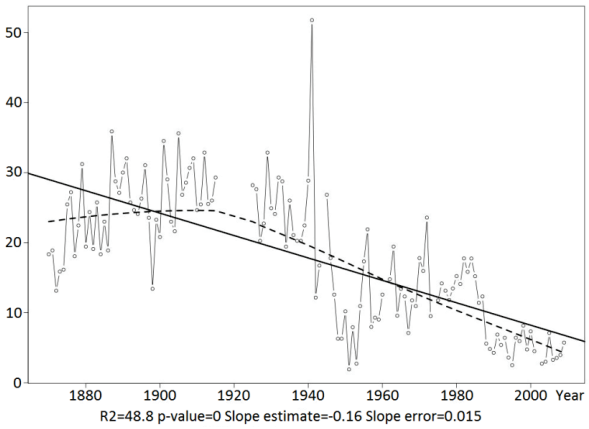


Figure 3 : Jours hivernaux.

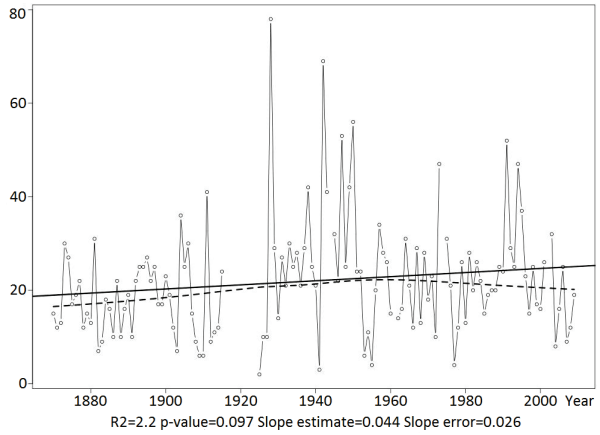


Figure 4 : Nombre de nuits tropicales.

Le choix des stations rurales pour la comparaison s'est basé non seulement sur la disponibilité des données, mais aussi en fonction de leur localisation approximativement dans l'axe des 4 points cardinaux par rapport à la ville de Turin. Pour cette raison, les stations de Caselle (Nord : Caselle Aéroport – Nae - et Caselle ville - Nc), Marentino (Est -E), Moncalieri (Sud - S) et Avigliana (Ouest - O) on été choisies.

La distribution des températures moyennes annuelles (figure 3), même si elle est évaluée sur une courte période disponible (1992-2009), montre que la température moyenne de la ville de Turin est toujours élevée par rapport aux valeurs des quatre autres stations considérées. En outre, les valeurs des températures des stations rurales montrent une augmentation qui peut être liée à plusieurs facteurs, parmi lesquels l'accroissement de l'urbanisation des zones rurales ou le renforcement de la zone d'influence de l'ICU de Turin. Il a en effet été démontré que même une agglomération urbaine de dimensions minimes développe l'ICU (Heino, 1999 ; Soux *et al.*, 2004) et que l'effet de l'îlot de chaleur d'une grande ville peut influer sur les températures dans les zones rurales (Sovrano Pangallo, 1998). L'analyse de ΔT_{u-r} pour les températures moyennes (figure 4) confirme le graphique précédent et permet également d'observer la réduction du ΔT_{u-r} qui passe de valeur de ΔT_{u-r} de 2,5-3,5°C en 1992 à une stabilisation généralisée comprise entre 1 et 2 °C en 2009.

La figure 5 montre que la station de Turin présente le plus bas nombre de jours de gel comme somme de toute la période (1992-2009). Le graphique de figure 6, basé sur les données de toutes les stations, concerne les jours tropicaux, c'est-à-dire les jours caractérisés par une température maximale supérieure ou égale à 30 °C. Un tel graphique indique que les jours tropicaux sont observés principalement en ville, mais pendant les dernières cinq années les autres stations présentent également une augmentation de leur nombre par rapport aux années précédentes. Le graphique illustrant le phénomène des nuits tropicales, c'est-à-dire-le le nombre de jours présentant une température minimale supérieure ou égale à 20°C, n'est pas présenté parce que le phénomène n'a été observé que dans la ville de Turin. L'altération du régime pluviométrique induit par l'ICU se manifeste essentiellement dans les villes ou les régions environnantes et dans les zones situées sous le vent. L'augmentation des températures pendant le jour peut, en effet, favoriser la formation du smog urbain ayant la capacité d'agir comme noyau de condensation dans l'atmosphère urbaine. Une majeure condensation implique une majeure formation de nuages et par conséquent de majeures précipitations. Il y a

aussi un effet thermodynamique favorisé par l'ICU : la chaleur urbaine favorise les ascendances et donc la formation des pluies. L'effet de ces ascendances provoque une certaine augmentation des pluies sous le vent des villes (Escourrou, 1991).

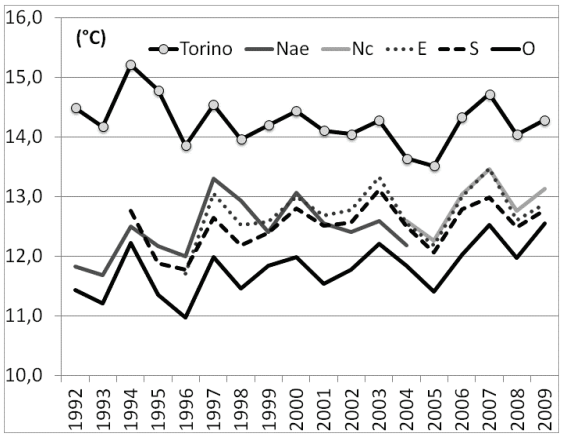


Figure 5 : Moyennes annuelles des températures.

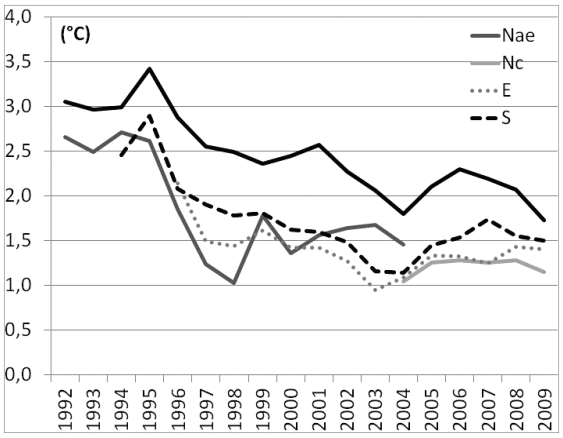


Figure 6 : ΔT_{u-r} pour la température moyenne.

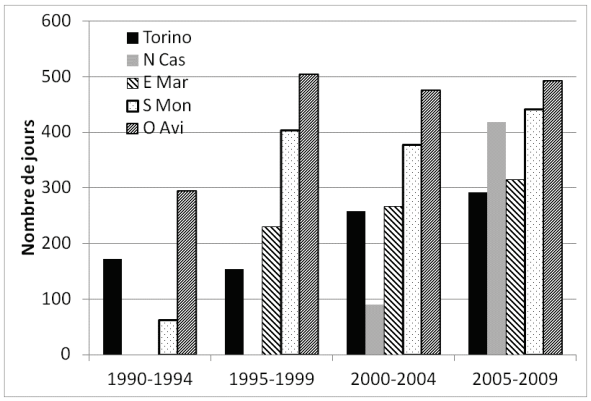


Figure 7 : Nombre de jours de gel.

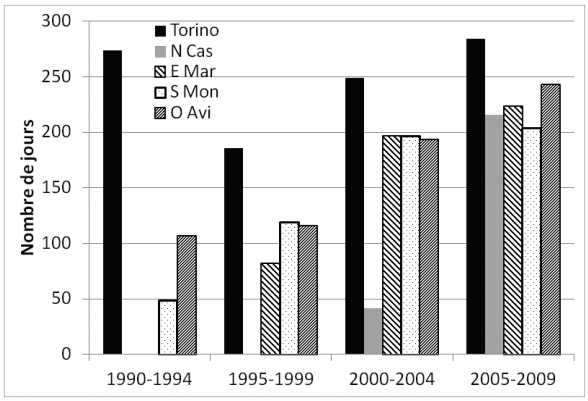


Figure 8 : Nombre de jours tropicaux.

La comparaison des données de précipitations cumulées de la série urbaine avec celles de la station rurale de Caselle, met en évidence des précipitations majeures dans le secteur Nord par rapport à la zone urbaine (figure 7). Le graphique met également en évidence que les variations de précipitations sont identiques à celles observées en ville à l'exception de quelques années ponctuelles.

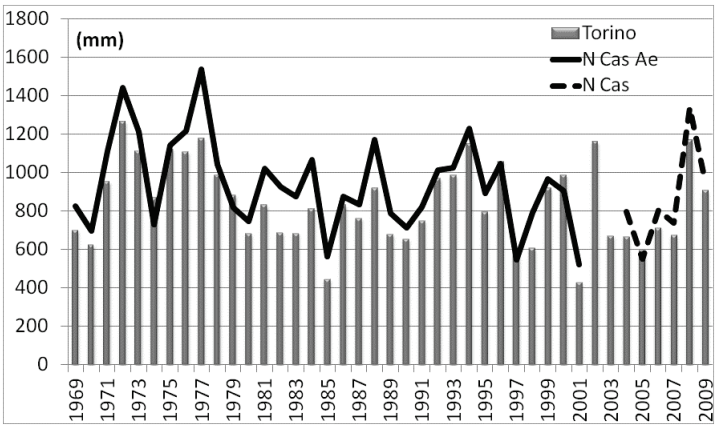


Figure 7 : Courbes cumulées annuelles, détail des séries de Turin et Caselle.

Conclusion

Dans cette étude, on a cherché à enquêter sur les preuves de l'îlot de chaleur dans la ville de Turin. Les résultats obtenus montrent que la situation du climat urbain de Turin est extrêmement complexe. En effet, alors que les résultats obtenus pour les séries des températures sont comparables avec ceux rapportés dans d'autres études, les précipitations présentent des résultats différents de ceux attendus parce qu'il manque l'augmentation des précipitations annuelles. En ce qui concerne les données des températures, dans la comparaison urbain-rural, on a enregistré des valeurs ΔT_{u-r} positives, tant pour les températures maximales que pour les températures moyennes et minimales. On a aussi identifié des périodes de gel réduite et une augmentation des jours et des nuits tropicales. Un facteur important qui est également constaté, c'est l'augmentation des températures des stations rurales et la conséquente baisse de ΔT_{u-r}.

Enfin, en essayant d'imaginer une justification de la croissance non-linéaire des températures, on a recherché les causes dans la structure urbaine de la ville. Les résultats obtenus peuvent être liés au type de développement urbain de Turin que, en fait, n'a pas augmenté dans une direction radiale, mais elle a été construite par des lignes directrices préférentielles. Cette évolution peut avoir conduit à la formation d'un îlot de chaleur étendu, mais peu intense en raison de la proximité des zones centrales à la périphérie.

L'îlot de chaleur urbain n'a pas d'effets directs et visibles sur le réchauffement climatique parce que c'est un phénomène de grande échelle que couvre seulement une petite fraction de la surface de la terre. Malgré cela, il est nécessaire de se rappeler que les principales sources des gaz qui d'influencent l'effet serre et le changement climatique sont situés dans les zones urbaines (Margelli *et al.*, 2006). Pour ce motif, une analyse des changements climatiques en milieu urbain permet d'identifier les effets que les émissions peuvent se produire sur une patite échelle. Il est difficile de prédire comment ces effets affecteront vraiment le système de la planète, certainement certains d'entre eux sont, au moins en partie, déjà imputables au réchauffement climatique.

Réfréences bibliographiques

Di Napoli G. et Mercalli L., 2008 : Il Clima di Torino: tre secoli di osservazioni meteorologiche. *Collana Memorie dell'Atmosfera* 7, Edizioni Società Meteorologica Subalpina.

Escourrou G., 1991: *Le climat et la ville*. Collection Géographie d'aujourd'hui, Nathan, 190 p.

Heino R., 1999 : Homogeneity of the long-term urban data records. *Atmos. Environ.,* 33, 3879-3883.

Mestre O., Gruber C., Prieur C., Caussinus H., Jourdain S., 2011 : SPLIDHOM: A method for homogenization of daily temperature observations. *JAMC*, 50, 2343-2358.

Oke T.R.,1995 : *The heat island characteristics of the urban boundary layer: characteristics, causes and effects.* - J.E. Cermak, A.G. Davenport, E.J. Plate, and D.X. Viegas (eds). Wind Climate in Cities, 81-107.

Soux A, Voogt J.A., Oke T.R., 2004 : A model to calculate what a remote sensor 'sees' of an urban surface. *Boundary-Layer Meteorology*, 111, 401-424.

Sovrano Pangallo G., 1998 : Effetti urbani su temperatura dell'aria e precipitazioni nell'area padana. *Acqua & Aria*, 9, 95-104.

Stepanek P., 2007 : *AnClim Software Documentation - software for time series analysis (for Windows)*. Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, Masaryk University, Brno.

Voogt J., 2004 : *Urban Heat Islands: Hotter Cities.* ActionBioscience.org.

WMO, 1983 : *Guide to meteorological instruments and methods of observation*. Secretariat of World Meteorological Organization, 8.

Zhang X. et Yang F., 2004 : *RClimDex (1.0) User Guide*. Climate Research Branch Environment Canada.

LA BASSE TROPOSPHÈRE AU DÔME C, ANTARCTIQUE. MODÉLISATION AVEC LE MODÈLE ATMOSPHÉRIQUE RÉGIONAL (MAR)

Hubert GALLÉE, Christophe GENTHON et Delphine SIX

Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) UMR 5183, 54 rue Molières, 38400 Saint-Martin d'Hères, France. gallee@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Résumé *: Le modèle MAR a été utilisé pour simuler le comportement de la basse troposphère au Dôme C, Antarctique, avec une résolution horizontale de 20 km. La simulation est comparée aux observations faites sur la Tour de 45 m de haut érigée au Dôme C. L'accord MAR-observation est bon. La discrétisation verticale mise en œuvre (1 niveau tous les 2 m jusqu'à 40 m au-dessus de la surface) permet une bonne représentation de la couche limite observée au Dôme C. Le principal défaut de la simulation est une sous-estimation de la couverture nuageuse, ce qui conduit à une surestimation du flux solaire descendant en été et à une sous-estimation du flux infrarouge descendant.*

Mots-clés *: Modélisation météorologique, Antarctique, couche limite stable, inversion.*

Abstract: The low troposphere at Dome C, Antarctica. Modeling with the Modèle Atmosphérique Régional (MAR).
The regional climate model MAR has been used to simulate the behaviour of the low troposphere at Dome C, Antarctica, with an horizontal resolution of 20 km. The agreement with the observations is good. The set up of the vertical resolution (one level each 2 m up to 40 m above the surface allows) a good representation of the boundary layer observed at Dome C. The main shortcoming of the simulation consists in an underestimation of the cloud cover, leading to an overestimation of the downward solar radiation in summer and to an underestimation of the downward longwave fluxes.

Keywords*: Meteorological modeling, Antarctica, stable boundary layer, inversion.*

Introduction

Le comportement de la basse troposphère antarctique est très spécifique. Il est souvent dominé par une forte augmentation de la température avec la hauteur au-dessus de la surface, ce qui peut conduire à une forte stabilité verticale là où les pentes sont faibles ou nulles. Cependant, la mise en place d'un gradient horizontal de pression lié à l'inversion thermique et augmentant avec la pente a pour conséquence le déclenchement de vents sur une épaisseur de quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface. Ces vents sont appelés vents d'inversion et diffèrent des vents catabatiques par le rôle plus important de la force de Coriolis, qui les dévie vers la gauche dans l'hémisphère sud. En conséquence, les vents d'inversion tendent à être parallèles aux courbes de niveau, contrairement aux vents catabatiques plus dirigés dans le sens de la pente.

Dans cet article, nous nous intéressons à la basse troposphère située au-dessus du Dôme C, sur le plateau antarctique. Les pentes y sont faibles ou nulles mais suite à la relative exiguïté de ce Dôme et à sa hauteur à peine plus élevée que son environnement, sa météorologie reste influencée par le système de vents d'inversion qui se développe aux alentours (figure 1).

La mise en place de la base Concordia a permis de transformer Dôme C en un endroit idéal pour observer la couche limite (Genthon *et al.*, 2010, 2012). Une tour de 45 m de haut a été érigée dans ce but et est actuellement exploitée par les astronomes et les météorologistes qui étudient la couche limite stable pour différentes raisons. Les astronomes sont intéressés par l'installation d'un télescope au Dôme C car la turbulence optique dans cette région y est très faible, sauf dans la couche limite stable (Swain et Gallée, 2006). D'un autre côté, la représentation de la couche limite très stable dans les modèles numériques reste un défi pour les modélisateurs de l'atmosphère.

Une simulation du climat de l'Antarctique par MAR a déjà été analysée par Swain et Gallée (2006), cette étude mettant l'accent sur les principales caractéristiques de la turbulence optique au-dessus du plateau antarctique. Une autre étude s'est penchée sur le comportement du MAR à Dôme C durant l'hiver. Elle montre notamment le rôle important des nuages et du flux infrarouge descendant dans le bilan d'énergie en surface (Gallée et Gorodetskaya, 2010).

Dans ce qui suit, le modèle et sa mise en œuvre seront décrits un peu plus en détails. Nous le validerons ensuite pour l'été à Dôme C et indiquerons quelles sont les priorités pour améliorer son comportement sur le plateau antarctique.

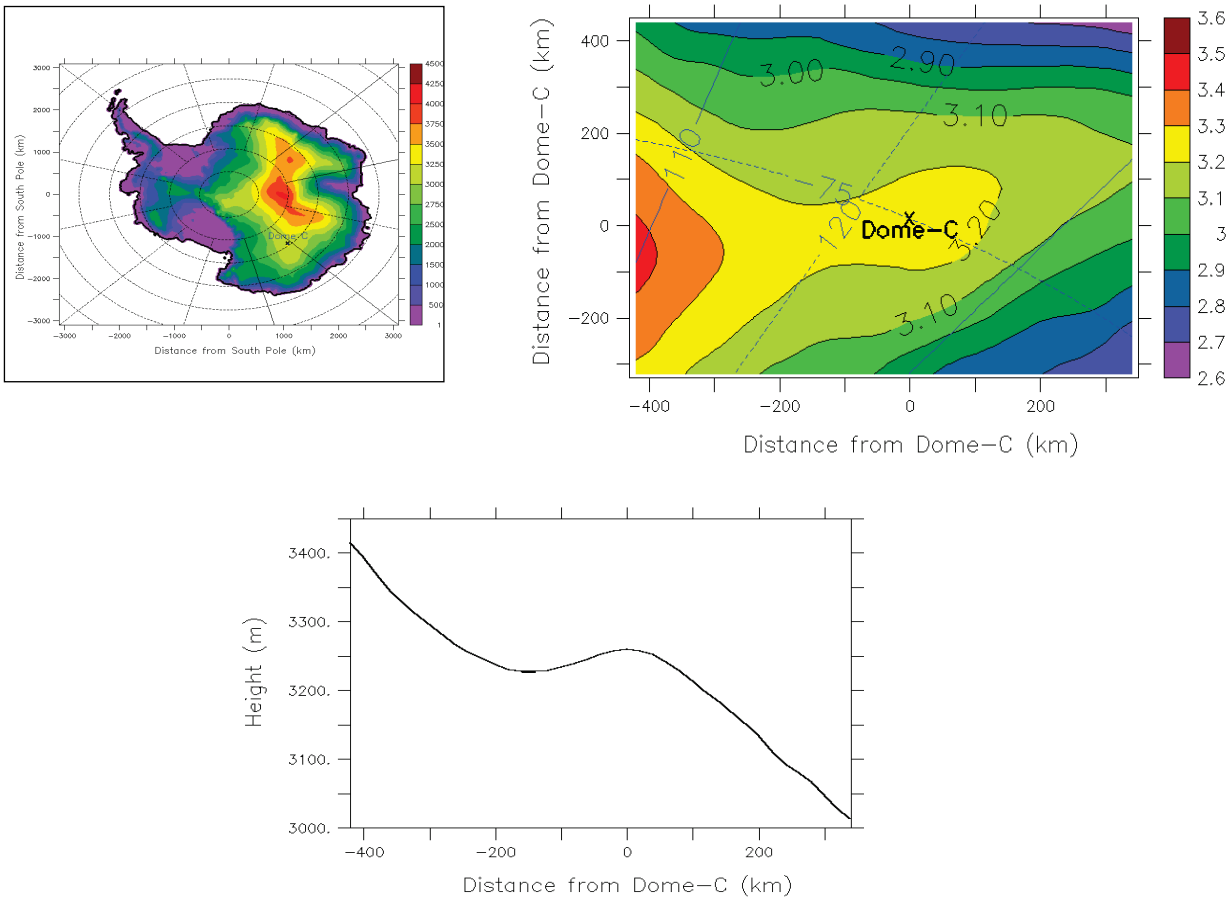


Figure 1 : Localisation et topographie du domaine choisi pour l'étude de validation (Dôme C). En haut à gauche : situation en Antarctique. En bas au centre : le profil du terrain dans la région du Dôme. En haut à droite : le domaine d'intégration (espacement entre les lignes de niveau : 0,2 km).

1. MAR

MAR a d'abord été développé en Belgique dans le cadre du programme antarctique belge (Gallée et Schayes, 1994). Il continue à être développé à Grenoble (collaboration LGGE – LJK). MAR est un modèle utilisant les équations de Navier-Stokes dans lesquelles sont faites l'approximation des fluides parfaits (on néglige la viscosité de l'air) et l'approximation hydrostatique, cette dernière étant acceptable en Antarctique vu les accélérations verticales très faibles qui y sont observées.

Les paramétrisations sous-mailles comportent un modèle de rayonnement, un modèle de microphysique nuageuse pronostique (Gallée, 1995), un modèle de la turbulence atmosphérique développé à partir des travaux de Duynkerke (1988) et Bintanja (2000) et comprenant deux équations pronostiques, sur l'énergie cinétique turbulente et sa dissipation.

MAR a été couplé à un modèle de neige (Gallée et Duynkerke, 1996) dans lequel ont été introduites les lois d'évolution des propriétés de la neige du modèle CROCUS, ainsi que celles régissant l'érosion de la neige par le vent et l'interaction turbulence – neige aéro-transportée (Gallée *et al.*, 2001).

2. Validation

MAR a été mis en œuvre sur le domaine entourant Dôme C avec une résolution horizontale de 20 km (figure 2). Pour ce faire, il est imbriqué dans les analyses ERA-Interim pour la période allant de début décembre 2010 à fin janvier 2011. Une seule initialisation est faite et le modèle ne présente pas de dérive dans le temps. Le bruit numérique au démarrage est faible et s'estompe vite après l'initialisation, car les champs météorologiques des analyses qui servent à initialiser le modèle sont eux-mêmes conformes aux équations du modèle.

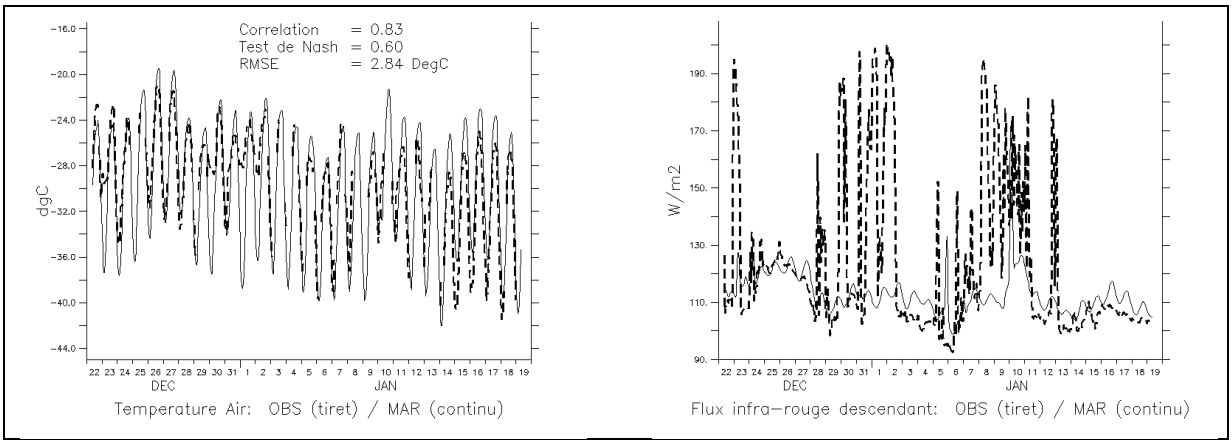


Figure 2 : Comparaison observation – simulation MAR au Dôme C. Panneau de gauche : température à deux mètres au-dessus de la surface. Panneau de droite : infrarouge descendant en surface.

Les températures et les flux infrarouges descendants simulés sont comparés aux observations sur la figure 2. Si MAR suit la tendance générale observée de la température, le cycle diurne est surestimé. Un coup d'œil au flux infrarouge descendant montre que MAR simule correctement celui-ci, sauf lors des évènements nuageux, lesquels se caractérisent par une augmentation importante de ce flux. Au contraire, le flux solaire descendant, non montré ici, se caractérise par une diminution importante lors des évènements nuageux. C'est la surestimation du flux solaire descendant et de son cycle diurne marqué en cette saison qui est responsable de la surestimation du cycle diurne de température dans MAR. La sous-estimation des évènements nuageux est probablement due à un mauvais comportement de la nucléation hétérogène des cristaux de glace dans les nuages.

En vue d'un peu plus quantifier l'effet des nuages sur la simulation du climat à Dôme C par le MAR, une analyse statistique des performances des sorties du MAR a été réalisée. Les résultats pour la température à 2 m sont exposés dans le tableau 1. Ils montrent l'amélioration de l'accord entre simulation et observation, lorsque les périodes avec nébulosité sous-estimée ne sont pas pris en compte (*i.e.* les périodes pour lesquelles | *FIRD(MAR) – FIRD(OBS)* | < 90 Wm^{-2}).

Conclusion

MAR a été utilisé pour simuler le comportement de la température à Dôme C, Antarctique. Une validation est effectuée à partir de mesures durant les mois de décembre 2010 et janvier 2011. Les résultats montrent le bon comportement du modèle, même si celui-ci a tendance à sous-estimer la durée et l'intensité des évènements nuageux. La conséquence en est une sous-

estimation des flux infrarouges descendants durant des évènements, et une surestimation du flux solaire descendant. En conséquence le cycle diurne de température à 2 m est surestimé.

Tableau 1 : Performances du MAR AU Dôme C, du 22 décembre 2009 au 19 janvier 2010, pour la température à 2 m et la température à 2 m lorsque la différence entre simulation et observation pour le flux infrarouge descendant est inférieure à 90 Wm^{-2}.

	Toute donnée	***| FIRD(MAR) – FIRD(OBS) | < 90 Wm^{-2}***
Corrélation	*0,83*	*0,91*
Test de Nash	*0,60*	*0,79*

Remerciement : L'IPEV et le PNRA sont remerciés pour le support logistique nécessaire à l'obtention des mesures. Les simulations MAR ont été effectuées au CNRS/IDRIS et sur les calculateurs CIMENT de l'Université Joseph Fourier.

Références bibliographiques

Bintanja R., 2000 : Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I: Theoretical background and model description. *Boundary-Layer Meteorol.,* 95, 343-368.

Duynkerke P. G., 1988 : Application of the *E*–ε closure model to the neutral and stable boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 45, 865-880.

Gallée H. and G. Schayes, 1994 : Development of a Three-Dimensional Meso--gamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.,* 122, 671-685.

Gallée H., 1995 : Simulation of the mesocyclonic activity in the Ross Sea, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.,* 123, 2051- 2069.

Gallée H., Guyomarc'h G. and E. Brun, 2001 : Impact of Snow Drift on the Antarctic Ice Sheet Surface Mass Balance. Possible Sensitivity to Snow Surface Properties. *Boundary-Layer Meterorol*., 99, 1-19.

Gallée H. and I. Gorodetskaya, 2010 : Validation of a limited area model over Dome C, Antarctic Plateau, during winter. *Clim. Dyn.,* 23(1), 61-72, doi: 10.1007/s00382-008-0499-y.

Genthon C., M. S. Town, D. Six, V. Favier, S. Argentini and A. Pellegrini, 2010 : Meteorological atmospheric boundary layer measurements and ECMWF analyses during summer at Dome C, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 115, D05104, doi:10.1029/2009JD012741.

Genthon C., H. Gallée, D. Six, P. Grigioni, et A. Pellegrini, 2012 : The lower atmospheric boundary layer at Dome C, high Antarctic plateau. Part I: Two years of meteorological observation on a 45-m tower and comparison with meteorological analyzes and model. *J. Geophys. Res.*, en révision.

Swain M.R. and H. Gallée, 2006 : Antarctic Boundary Layer Seeing. *Astronomical Society of the Pacific,* 118, 1190-1197.

LE NRC : UNE DÉCENNIE DE MESURES DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU MANTEAU NEIGEUX DANS LES MASSIFS MONTAGNEUX FRANÇAIS

Frédéric GOTTARDI, Paul CARRIER, Emmanuel PAQUET, Marie-Thérèse LAVAL, Joël GAILHARD et Rémy GARCON

EDF/DTG - Département Surveillance Eau et Ouvrages, 21 avenue de l'Europe BP 41, F-38040 Grenoble Cedex 9, France.
Tél : +33 (0)4 76 20 20 38, Fax : +33 (0)4 76 20 20 45, frederic.gottardi@edf.fr

Résumé *: L'estimation des stocks de neige en montagne est importante pour les gestionnaires d'ouvrages hydroélectriques puisqu'elle permet d'anticiper les ressources en eau qui seront disponibles au printemps lors de la fusion et, ainsi, d'optimiser le remplissage des réservoirs. Pour réaliser cette estimation des apports de fonte nivale, EDF exploite un parc d'une quarantaine de « Nivomètres à Rayonnement Cosmique » (NRC) dans les massifs montagneux français, appareils automatiques dédiés à la mesure de la hauteur et de l'équivalent en eau du manteau neigeux. L'équipement du parc a débuté en 1998 et s'est achevé à la fin de l'année 2004. Un NRC mesure l'atténuation du rayonnement cosmique naturel par le couvert neigeux. Une mesure « hors neige » d'un signal de référence est nécessaire pour compenser les variations naturelles du rayonnement cosmique. La calibration locale de l'appareil par des sondages in-situ s'avère également indispensable. Avec ces précautions, la fiabilité et la précision du signal « équivalent en eau » du manteau neigeux délivré par le NRC est tout à fait satisfaisante. Après plus d'une décennie d'exploitation opérationnelle de ce parc de NRC, EDF tire un bilan très positif de l'utilisation de cet appareil, qui apparaît fiable et précis.*

Mots-clés *: Rayonnement cosmique, équivalent en eau, manteau neigeux, station de mesure automatique.*

Abstract: A decade of snow water equivalent monitoring in the French Mountain ranges.
Snowpack estimation in mountains is important for hydroelectric power supply since it allows to anticipate the water resources available during spring snowmelt and thus to optimize filling reservoirs. To get this estimate of the snowmelt contribution, EDF operates a network of forty cosmic "ray snow gauges" (NRC) in the French mountains, automatic snow gauges dedicated to measure the snow depth and its water equivalent. The setup of this network began in 1998 and was completed at the end of 2004. The NRC measures the attenuation of cosmic ray by the snow cover. A reference "off snow" signal is necessary to compensate natural variations of the cosmic ray. The local calibration of the device by in-situ snow sampling is also essential. With these precautions, the reliability and accuracy of "snow water equivalent" signal from the NRC is quite satisfactory. After more than a decade of operational use of the NRC network, EDF makes a very positive evaluation of this device which has proven to be both reliable and accurate.

Keywords*: Cosmic ray, snow water equivalent, snowpack, automatic snow gauge.*

Introduction

Les apports en eau issus de la fusion du manteau neigeux représentent une part importante des apports annuels stockés ou transitant dans les réservoirs hydroélectriques gérés par EDF. Le suivi du couvert neigeux sur les bassins versants équipés d'ouvrages hydroélectriques est ainsi très important pour EDF puisqu'il permet d'anticiper sur les apports de fusion afin d'optimiser le remplissage des retenues.

Les prévisions de ces apports sont émises dès le début de l'hiver et réactualisées régulièrement tout au long du printemps jusqu'à la fin de la fonte. Ces estimations s'appuient sur trois grands réseaux de mesure : le réseau hydrométrique (débit), le réseau climatologique (pluie, température de l'air) et le réseau nivométrique (équivalent en eau du manteau neigeux) ainsi que sur différents outils de modélisation, tant statistiques qu'hydrologiques. L'expérience montre néanmoins que la mesure directe de l'équivalent en eau du manteau neigeux reste une donnée incontournable dans la réalisation de ces prévisions d'apports.

1. Le réseau nivométrique d'EDF

1.1. L'historique

EDF s'est dotée dès sa création en 1946 d'un réseau de mesures de l'équivalent en eau du manteau neigeux, en partie hérité du Corps des Eaux et Forêts. D'abord déployé pour la prospection hydraulique sur l'ensemble des territoires montagneux français, il a connu son apogée dans les années 1970 où l'on dénombrait plus de 600 points de mesure constitués pour une petite moitié de « nivo-pluviomètres totalisateurs » et, pour le reste, de « perches à neige ». Ce réseau s'est petit à petit réduit pour se recentrer sur les bassins versants à enjeux. Il totalise aujourd'hui un peu plus de 200 points de mesure parmi lesquels une quarantaine de stations de mesure automatiques.

1.2. L'apparition des appareils automatiques : le télénivomètre

Les difficultés d'accès aux sites de mesure nivologique ont incité au développement de capteurs automatiques capables de réaliser des mesures régulières de l'équivalent en eau du manteau neigeux et de les télétransmettre automatiquement. Développé à partir des années 1960, le télénivomètre a représenté un palier technique majeur pour ce type d'appareil (Tourasse, 1995). Son déploiement dans sa forme définitive s'est achevé dans les années 80, avec 40 sites équipés. La mesure de l'équivalent en eau de la neige était réalisée grâce à l'atténuation du rayonnement d'une source radioactive de faible activité. Un profil de densité était ainsi obtenu et, par intégration, l'équivalent en eau correspondant. Si l'alimentation en énergie le permettait, ces mesures étaient réalisées plusieurs fois par jour.

Sensible aux préoccupations environnementales bien compréhensibles vis à vis de la présence et de la manipulation de sources radioactives dans des sites naturels (bien que l'activité des sources utilisées ait été très faible), EDF s'est engagée à partir du milieu des années 90 dans la conception puis le déploiement industriel d'un nouveau capteur utilisant, cette fois, un rayonnement existant naturellement partout à la surface de la terre : le rayonnement cosmique (RC).

2. Le capteur de rayonnement cosmique : le capteur RC

2.1. Principe de mesure

Le rayonnement cosmique est le flux de noyaux atomiques et de particules de haute énergie qui circulent dans le vide interstellaire. Sa partie chargée est essentiellement constituée de protons (entre 85 et 90 %) et de noyaux d'hélium (de 9 à 14 %). Dans la haute atmosphère, des réactions nucléaires initiées par ce rayonnement cosmique produisent un flux de neutrons libres. Ce flux neutronique est atténué par toute matière qu'il traverse. Le flux neutronique qui atteint le sol est ainsi atténué, par exemple, par l'atmosphère puis le manteau neigeux pour ce qui nous concerne ici. C'est ce phénomène d'atténuation qui a été exploité par des chercheurs japonais à la fin des années 70 pour mettre au point une mesure de la l'équivalent en eau du manteau neigeux au moyen d'un compteur de neutrons constitué d'un tube rempli de trifluorure de bore (BF_3) (Kodama *et al.*, 1975 & 1979). La sortie de ce capteur est un nombre d'impulsions par unité de temps (l'heure par exemple).

Le capteur RC a été développé par EDF sur ce principe suivant : une mesure du flux neutronique d'origine cosmique est réalisée sous le manteau neigeux. Par comparaison avec une mesure de référence « hors neige » que nous définirons dans la suite de cet article, il est possible alors d'estimer l'atténuation du flux neutronique par le manteau neigeux, atténuation qui est directement reliée à la quantité d'eau présente au-dessus du capteur. Après différents

tests, le détecteur le plus approprié a été sélectionné : il s'agit d'un capteur constitué de deux tubes détecteurs de neutrons remplis d'Helium 3 (^{3}He).

2.2. L'importance du signal de référence « hors neige »

Le rayonnement cosmique incident n'est pas constant : il peut varier de façon importante sur des périodes allant de quelques jours à plusieurs mois. Ces variations sont imputables à des événements astronomiques comme, par exemple, les éruptions solaires ou les « événements Forbush » : diminution brutale en quelques jours du rayonnement cosmique. Comme on peut le voir sur le graphique de gauche de la figure 1, ces variations peuvent être très importantes sur des périodes relativement courtes. Par ailleurs, le rayonnement cosmique est atténué par l'atmosphère. L'épaisseur et la densité de celle-ci ont donc une influence sur le rayonnement mesuré au sol. En particulier, l'altitude du site de mesure et la pression atmosphérique locale sont des variables à prendre en compte comme on peut le voir sur le graphique de droite de la figure 1. Dans cet exemple, on note que le nombre de particules enregistré par le capteur RC est anti-corrélé avec la pression atmosphérique. Il est donc nécessaire d'établir une référence « hors neige » de manière continue pour pouvoir différencier l'atténuation du signal lié à la neige des autres formes de variation.

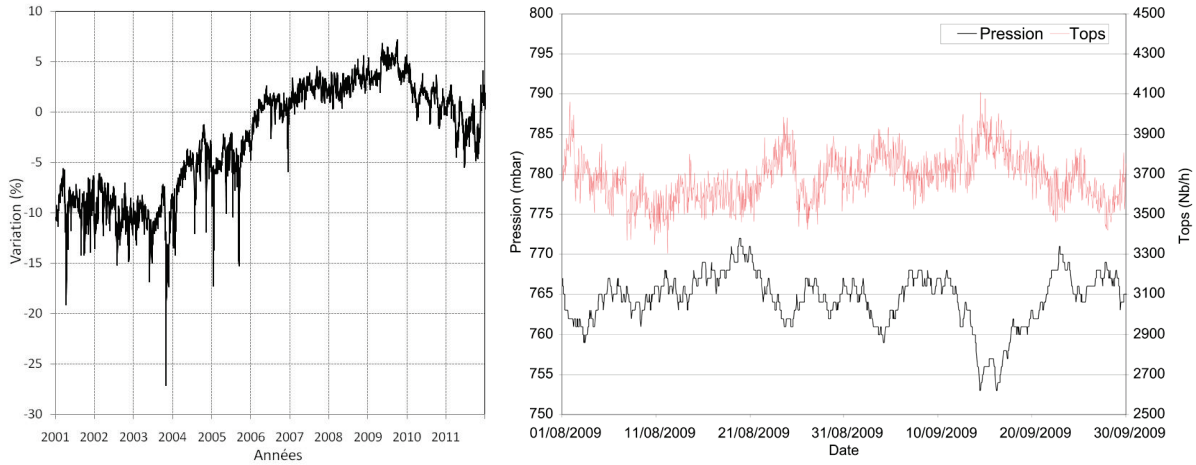


Figure 1 : (à gauche) Variation relative du rayonnement cosmique mesuré par le moniteur de Moscou, référence prise par rapport au mois de juillet 1998, mois d'établissement de la courbe d'étalonnage ; (à droite) Pression atmosphérique (en bas) et comptage de neutrons (en haut) mesurés au NRC de Lac Noir (sans neige) durant les mois d'août et septembre 2009.

La solution la plus simple consisterait donc à mesurer le rayonnement cosmique pour chaque site à la fois sous le manteau neigeux et juste au-dessus de ce dernier. Cependant, c'est techniquement très difficile à réaliser. Après différents tests de robustesse, l'utilisation de mesures réalisées par des laboratoires d'astrophysique (Moscou en Russie, Oulu en Finlande, Athènes en Grèce, etc…) s'est révélée comme étant la meilleure solution si elle était associée à une correction propre à chaque site instrumenté. Ces moniteurs ne sont pas forcément sensibles à la même gamme d'énergie de particules que le NRC, mais les variations de leurs signaux sont bien corrélées (Asipenka *et al.*, 2007).

L'atténuation du rayonnement cosmique par le manteau neigeux est donc établie de la façon suivante : la mesure du capteur RC d'altitude est d'abord corrigée de la variation de pression puis de la variation relative de la référence choisie (ici celle de Moscou) et, enfin, divisée par un paramètre β qui représente l'effet de site. Ce paramètre, bien que lié essentiellement à l'altitude relative du site par rapport au signal de référence, est fixé dans la pratique grâce à la calibration réalisée sur site à l'aide de sondages manuels.

2.3. La courbe d'étalonnage atténuation-équivalent en eau

Une courbe d'étalonnage reliant l'équivalent en eau au comptage du capteur RC a été établie expérimentalement en plaçant un capteur sous différentes lame d'eau connues, tout en mesurant en parallèle le rayonnement « hors d'eau » et la pression atmosphérique (figure 2).

Figure 2 : La piscine d'étalonnage du capteur RC pour l'élaboration de la relation entre l'atténuation du rayonnement cosmique et l'équivalent en eau situé au dessus du capteur.

2.4. Calibration par des sondages in situ

Comme nous l'avons vu aux paragraphes 2.2 et 2.3, l'équivalent en eau s'obtient à l'aide de trois corrections successives (pression atmosphérique, rayonnement incident, effet de site) et d'une courbe d'étalonnage. La calibration par des sondages permet d'évaluer le paramètre β, représentant l'effet de site (nature et humidité du sol environnant le capteur) et sans doute également d'autres incertitudes et approximations. Cette calibration consiste à évaluer deux à trois fois par an, par des sondages, l'équivalent en eau de la neige présente au-dessus du capteur. Un sondage consiste à mesurer l'équivalent en eau du manteau neigeux à l'aide de plusieurs carottages (5 en pratique) puis pesées de ces carottes de neige. A l'issue de la saison, le coefficient de calibration β est ajusté de manière à minimiser l'écart entre les sondages de la saison et les mesures du NRC correspondantes (figure 3). Les mesures de la saison en cours sont établies provisoirement avec le coefficient β de la saison précédente. Avec aujourd'hui une dizaine d'années de recul, l'expérience montre que le coefficient β évolue les deux ou trois premières années, pour ensuite se stabiliser. Le tassement des matériaux naturels autour du capteur semble être la cause principale d'évolution de ce paramètre. Passée cette période, les sondages de calibration servent simplement de contrôle.

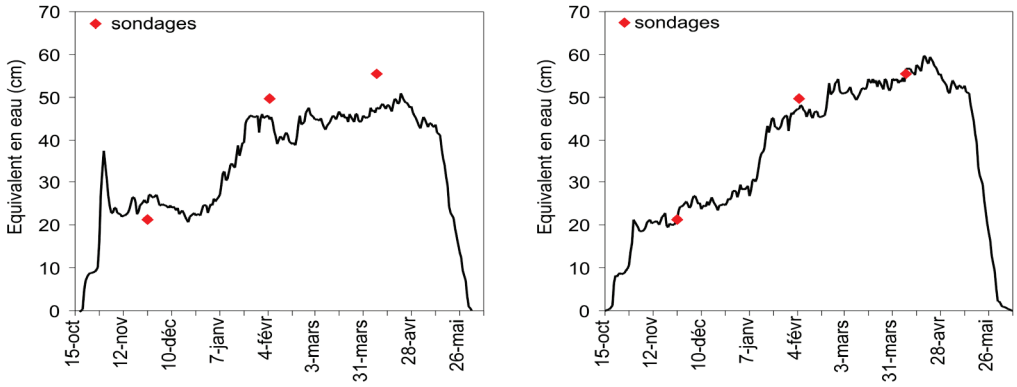


Figure 3 : NRC de l'Izoard, saison 2003-2004 : (à gauche) chronique brut d'équivalent en eau et (à droite) après les trois corrections de pression atmosphérique, de rayonnement incident et d'effet de site.

2.5. Description de l'appareil NRC

Le NRC est une station de mesure complète, dont la pièce centrale est le capteur RC. Enterré à ras le sol (figure 4), il est situé à 3,5 m d'un mât de 6 m (4 m pour certains sites) qui supporte : les capteurs annexes (pression atmosphérique, température, hauteur de neige, vent, précipitation liquide), la centrale d'acquisition, la batterie et le panneau solaire ainsi que le système de transmission (radio ou GSM). Aujourd'hui, EDF exploite 37 NRC en sites de montagne. Ils se répartissent sur le Jura (1), les Alpes du Nord (10), les Alpes du Sud (9), le Massif Central (5) et les Pyrénées (12).

Figure 4 : Le capteur RC (à gauche) et (à droite) une vue complète du NRC de Spijeoles dans les Pyrénées.

3. Incertitude de mesure

La question de l'incertitude du NRC sur la mesure de l'équivalent en eau est régulièrement posée et sa quantification a déjà été abordée par Paquet & Laval (2006). A la fin de l'hiver 2010, sur un total de 321 année-station, EDF disposait de 1037 sondages de calibration, présentés sur le graphique de la figure 5.

La droite de régression entre équivalents en eau déduits du signal NRC et ceux mesurés par sondage présente une ordonnée à l'origine de 2,6 mm et une pente de 0,99, pour un coefficient de détermination r^2 égal à 0,98. L'absence de biais est due au processus de calibration qui minimise par construction le carré des écarts entre NRC et sondage. Néanmoins c'est un résultat intéressant puisque les paramètres β n'ont pas été modifiés depuis plusieurs années pour les capteurs dont l'environnement n'a pas été modifié, ce qui confirme l'excellente stabilité de la mesure dans le temps. De plus, le r^2, d'un niveau particulièrement élevé, permet d'avoir une excellente confiance en ce signal ; 71 % des points sont compris dans un intervalle à ±10 % et 88 % des points dans un intervalle à ±20 %.

Après calibration, les mesures produites par les NRC sont donc sans biais et très bien corrélées aux sondages, cela sur une très large gamme de valeurs d'équivalent en eau : de 0 à près de 1700 mm. Les écarts au sondage les plus importants s'expliquent souvent par des conditions nivologiques particulières qui impactent aussi bien la mesure du capteur que le sondage lui-même : le transport par le vent (entraînant une dispersion importante des 5 carottages lors du sondage), un manteau gorgé d'eau évoluant très rapidement et difficile à mesurer, la déclivité du terrain, etc. Pour collecter des données exploitables, il faut éviter de sonder à des moments où la dynamique de transformation du manteau est importante et essayer d'échantillonner au mieux l'angle solide à l'aplomb du capteur RC.

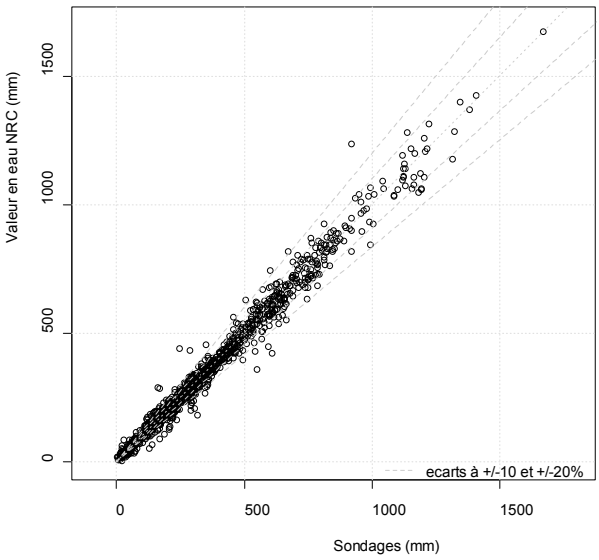


Figure 5 : Comparaison des sondages de calibration et des valeurs NRC pour 37 appareils de mesures (321 année-station, 1037 sondages).

Conclusion

Le nivomètre à rayonnement cosmique est un appareil de mesure automatique qui apparait avec le recul particulièrement fiable et précis. Déployé par EDF à l'échelle des enjeux de son parc de production, il est aujourd'hui une pièce maîtresse dans l'élaboration des prévisions d'apport aux ouvrages hydroélectriques. Comme beaucoup de mesures environnementales, des calibrations in-situ sont nécessaires pour corriger les formulations théoriques et les courbes d'étalonnage afin de produire des données de qualité conformes aux réalités du site considéré et aux séries historiques éventuellement disponibles sur celui-ci (Morin *et al.*, 2012). La collecte de données d'équivalent en eau en temps réel et sur des faibles pas de temps permet par ailleurs d'envisager une valorisation directe dans la modélisation hydrologique (Paquet, 2004). L'apport de ces mesures d'altitude est indéniable pour l'estimation des précipitations en montagne et dans la compréhension des mécanismes de fonte du manteau neigeux.

Références bibliographiques

Asipenka A.S., Belov A.V., Eroshenko E.F., Klepach E.G., Yanke V.G., 2007 : Interactive database on the cosmic ray anisotropy. *Proceedings of the 30th International Cosmic Ray Conference*, 1, 761-764.

Kodama M., Kawasaki S., Wada M., 1975 : A cosmic ray snow gauge. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 26, 774-775.

Kodama M., Nakai K., Kawasaki S., Wada M., 1979 : An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow water equivalent. *Journal of Hydrology*, 41(1-2), 85-92.

Morin S., Lejeune Y., Lesaffre B., Panel J.-M., Poncet D., David P., and Sudul M., 2012 : A 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 5, 29-45.

Paquet E., 2004 : Évolution du modèle hydrologique MORDOR : modélisation du stock nival à différentes altitudes. *La Houille Blanche*, 2, 75-82.

Paquet E., Laval M., 2006 : Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF. *La Houille Blanche*, 2, 113-119.

Tourasse P., 1995 : La télénivométrie et la prévision des apports de remplissage des réservoirs EDF. *La Houille Blanche*, 5-6, 92-97.

APPORTS DE LA TÉLÉDÉTECTION À LA VALIDATION HYDROLOGIQUE D'UN MODÈLE DE SURFACES CONTINENTALES : APPLICATION AUX RÉGIONS CIRCUM-ARCTIQUES

Isabelle GOUTTEVIN [1, 2], Annett BARTSCH [3], Gerhard KRINNER [2]

[1] *AgroParisTech/ENGREF, 19 avenue du Maine, 75015 Paris, France.*
[2] *UJF-Grenoble 1 / CNRS, Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement (LGGE), UMR 5183, 38041 Grenoble, France.*
gouttevin@lgge.obs.ujf-grenoble.fr ; krinner@lgge.obs.ujf-grenoble.fr
[3] *IPF – Institute for Photogrammetry and Remote Sensing, Remote Sensing Group, Vienna University of Technology, Gusshausstrasse 27-29/E122, 1040, Vienne, Autriche. ab@ipf.tuwien.ac.at*

Résumé : *La teneur en eau du sol est une variable pronostique cruciale des modèles de surfaces continentales et de climat, qui contrôle de nombreux processus bioclimatiques et les interactions entre la surface et l'atmosphère. Aux schémas hydrologiques des premiers modèles de climat (e.g. Choisnel, 1977) se sont substitués des modèles à base physique incluant les processus d'infiltration et les mouvements de l'eau dans le sol (eg. De Rosnay, 1999). Cependant, la validation de ces représentations se heurte systématiquement à l'absence de données de terrain agrégées à une échelle spatiale comparable aux sorties des modèles. Les données satellitaires récemment acquises par le scattéromètre ASCAT dans le cadre du projet DUE PERMAFROST offrent l'opportunité de pallier cette déficience. Leur extension circum-arctique permet également une validation des processus liés au gel.*

Mots-clés *: Télédétection, humidité du sol, variabilité spatiale, pergélisols.*

Abstract: Benefits of remotely-sensed soil moisture data for the validation of a land surface model: a circum-arctic study.
Soil moisture is a key prognostic variable of land surface and climate models due to its implications for numerous bioclimatic processes and land-atmosphere fluxes. State-of-the-art land-surface models now include a very detailed physical representation of the processes pertaining to soil water (e.g. De Rosnay, 1999). However, their validation remains delicate due to systematic lack of data aggregated at spatial scales of relevance for land surface models (~100km). The new remotely-sensed surface soil moisture dataset acquired by the ASCAT scatterometer in the framework of the ESA DUE PERMAFROST project offers an opportunity to overcome this difficulty. We here explore the potential of this dataset for the validation of the land surface model ORCHIDEE in the circum-arctic area, putting special emphasis on frozen-soil processes.

Keywords*: Remote-sensing, soil moisture, spatial variability, permafrost.*

Introduction

L'humidité des sols est une variable cruciale du système climatique (Henderson-Sellers, 1995). Contrôle de l'évapotranspiration, de la répartition entre flux de chaleur sensible et latente, et donc du bilan d'énergie des surfaces continentales, elle régule également la croissance des espèces végétales, la disponibilité en nutriments, et les processus de décomposition des litières et matières organiques des sols.

Aux représentations schématiques ou conceptuelles des modèles de climat originaux (e.g. Choisnel, 1977), se sont substitués des modèles hydrologiques à base physique : ils intègrent une représentation des processus d'infiltration et des mouvements verticaux, parfois même latéraux, de l'eau dans le sol (e.g. De Rosnay, 1999), ainsi qu'une paramétrisation du gel (e.g. Gouttevin *et al.*, 2012). Ces représentations verticalement discrétisées portent des enjeux cruciaux en modélisation climatique, en particulier pour la quantification des rétroactions climatiques liées aux hautes latitudes. Les sols des hautes latitudes renferment en effet des quantités de carbone excédant d'un facteur 2 le contenu carboné de l'atmosphère actuelle, sous forme de matière organique peu ou pas décomposée dans des conditions de température défavorables (e.g. Tarnocai *et al.*, 2009). Les réchauffements actuel et projeté touchent avec une plus forte amplitude les régions circum-arctiques (e.g. Meehl *et al.*, 2007), dégradant les

conditions du stockage pérenne de ce carbone, en particulier dans les horizons superficiels des sols : dans ces conditions, la teneur en eau du sol exerce un contrôle privilégié sur les voies (oxique ou anoxique) et vitesses de décomposition de la matière organique, conduisant respectivement préférentiellement au relargage de CO_2 ou CH_4 dans l'atmosphère, deux gaz à effet de serre aux potentiels de réchauffement globaux contrastés. Une part importante des incertitudes des projections climatiques futures tient à la méconnaissance de la réponse du cycle du carbone des hautes latitudes au changement climatique (Friedlingstein *et al.*, 2006), à laquelle les déficiences de la modélisation hydrologique participent.

Ici, nous exploitons le potentiel d'un récent jeu de données satellitaires d'humidité superficielle des sols pour la validation et l'identification des potentiels d'amélioration d'un modèle de surfaces continentales, ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005). L'extension spatiale circum-arctique de ce jeu de données, et les implications climatiques cruciales des conditions hydrologiques de ces latitudes, citées plus haut, expliquent le choix de la zone circum-arctique (ici : au-delà de 50° N) pour notre étude. Elle offre de plus une suite logique et complémentaire aux récents développements et validations du modèle ORCHIDEE aux hautes latitudes (Gouttevin *et al.*, 2012).

1. Modèle, données et cadre des simulations

1.1. Modèle

Le modèle de surfaces continentales ORCHIDEE (Krinner *et al.*, 2005) constitue le modèle de surface du modèle de climat de l'IPSL, IPSL-CM5, participant aux exercices de projections climatiques conduits dans le cadre du GIEC par exemple. Au plan hydrologique, il résout, sur une colonne de sol de 2 m verticalement discrétisée en 11 nœuds, l'équation de Richards de la diffusion de l'eau dans le sol (De Rosnay, 1999). Trois types de sol (grossier, moyen et fin) sont pris en compte via des paramètres hydrologiques différents ; ils peuvent coexister sur une maille de modèle, dont l'extension spatiale est typiquement 100 km x 100 km. La fraction de maille que chaque type de sol occupe est définie par une carte de sol dérivée d'observations (Zobler, 1986). Lorsque de la végétation est présente, elle interagit avec l'eau du sol via des prélèvements racinaires, alors qu'une partie des eaux de pluie peut être interceptée et réévaporée. Les eaux de ruissellement sont acheminées vers l'exutoire des rivières via un réseau hydrographique, et peuvent être partiellement réinfiltrées (Ngo-Duc *et al.*, 2007). De récents développements (Gouttevin *et al.*, 2012) ont conduit à introduire une paramétrisation des effets hydrologiques du gel dans le sol (réduction de la conductivité hydraulique et de la capacité d'infiltration), améliorant la représentation des régimes hydrologiques à l'échelle locale (sur un site de mesure) et globale en région de pergélisol ou en zones soumises au gel saisonnier.

1.2. Données

Le scattéromètre ASCAT, embarqué sur le satellite METOP opéré par EUMETSAT, est un instrument actif opérant dans la gamme des microondes (bande C, 5,255 GHz). Dans cette gamme, le signal rétrodiffusé est particulièrement sensible à la constante diélectrique de surface, elle-même principalement modulée par la teneur en eau du sol liquide du sol. Les périodes de gel et dégel du sol sont ainsi également identifiables. Cependant, le signal rétrodiffusé est aussi sensible, bien que plus modérément, aux caractéristiques de surfaces telles que la couverture végétale (Wagner *et al.*, 2007) et, la déconvolution des signaux bruts via un algorithme de post-traitement (Naeimi, 2009) est donc nécessaire à l'obtention des données d'humidité des sols. Cette étape constitue la source d'incertitude principale sur la donnée (Naeimi, 2009), qui, combinée aux caractéristiques de l'appareil, est estimée entre 0,04 et 0,08 m^3 d'eau/m^3 de sol.

Lancé en 2006, ASCAT fournit pour la période (2007-2009) des données d'humidité de surface des sols circum-arctiques à une résolution spatiale de 25 km et et à une résolution temporelle journalière (moyenne glissante des 7 jours précédents), le produit étant présenté comme pourcentage de saturation entre une référence sèche locale et une référence saturée locale. Les dates de gel et dégel superficiels sont également fournies.

2. Résultats

2.1. Cadre et objectif des simulations

Au vu de la couverture temporelle des données, les simulations réalisées avec ORCHIDEE couvrent la période 2007-2009 ; elles utilisent le forçage atmosphérique CRU-NCEP compilé par N. Viovy et disponible à l'url : http://dods.extra.cea.fr/data/p529viov/cruncep /readme.htm. Dix années de simulation sont préalablement requises afin d'atteindre l'équilibre hydrologique du modèle ; elles sont réalisées en utilisant pour la décennie 1997-2006 le forçage météorologique précité.

Notre analyse vise à évaluer les corrélations spatiales et temporelles des teneurs superficielles en eau observées et modélisées des régions circum-arctiques sibériennes ainsi que la capacité du modèle à reproduire la variabilité interannuelles sur les 3 années 2007-2009. Nous regarderons aussi les dates de gel et dégel des sols, qui sont des régulateurs importants de la phénologie des plantes et des révélateurs potentiels de biais importants du modèle.

Au vu de la date précoce du rendu de ces résumés étendus, nous présentons ici des résultats préliminaires et partiels.

2.2. Premiers résultats

La corrélation temporelle (pas de temps journalier) des teneurs en eau des sols observée et modélisée présente, pour les 3 années 2007-2009, une distribution spatiale caractéristique illustrée par la figure 1 : une relativement bonne corrélation est obtenue sur le Plateau de Sibérie Centrale et dans les basses plaines de l'Ob. Des processus différents sont à l'origine de ce résultat. En Sibérie centrale, les précipitations sont rares et gouvernent la faible variabilité temporelle de l'humidité de surface observée et modélisée : cette bonne corrélation est un indicateur de la qualité du forçage météorologique utilisé. Les basses plaines de l'Ob subissent un dégel tardif et connaissent des conditions proches de la saturation de mai à juillet, que le modèle est capable de reproduire. Là encore, la bonne corrélation obtenue entre observations et modèle correspond à une situation de faible variabilité temporelle. A l'opposé, des corrélations très médiocres sont obtenues dans l'Arctique sibérien : ces régions côtières de faible altitude abritent de multiples étendues d'eau de superficie variable (e.g. Smith *et al.*, 2005), responsables d'une altération conséquente de la qualité du signal télédétecté. Ces lacs sont en effet insuffisamment pris en compte dans les algorithmes de déconvolution du signal, et devraient à l'avenir être l'objet d'un traitement spécifique (Naemi, personal communication).

Enfin, la comparaison des dates de gel et dégel des sols sibériens montre que le gel du sol superficiel est modélisé avec une bonne précision, ce qui constitue une validation supplémentaire de la qualité du forçage atmosphérique. Des analyses supplémentaires sont nécessaires pour estimer l'impact de la représentation physique du gel dans le sol dans le modèle sur la capacité à reproduire la date de première gelée des sols. En revanche, le dégel du sol est modélisé avec un retard variant de quelques jours à plusieurs semaines. Plusieurs mécanismes sont susceptibles d'expliquer ce retard : (i) un albedo trop élevé des sols couverts de neige dans la version du modèle utilisée, engendrant une fonte tardive. Ce bais, constaté

par comparaison à des données satellites de couverture neigeuse, est lié à une mauvaise prise en compte des interactions neige-végétation. L'étude menée par Gao *et al.* (2005) sur la base de données satellites MODIS constitue une piste prometteuse pour l'amélioration du modèle dans ce domaine. (ii) la non représentation, dans le modèle, de la percolation d'eau de fonte de la neige vers le sol, qui réchauffe ce dernier en période de fonte. Une nouveau modèle de neige dérivé de CROCUS (Brun *et al.*, 1997) fait actuellement l'objet de développements dans le modèle, et nous permettra de valider cette hypothèse.

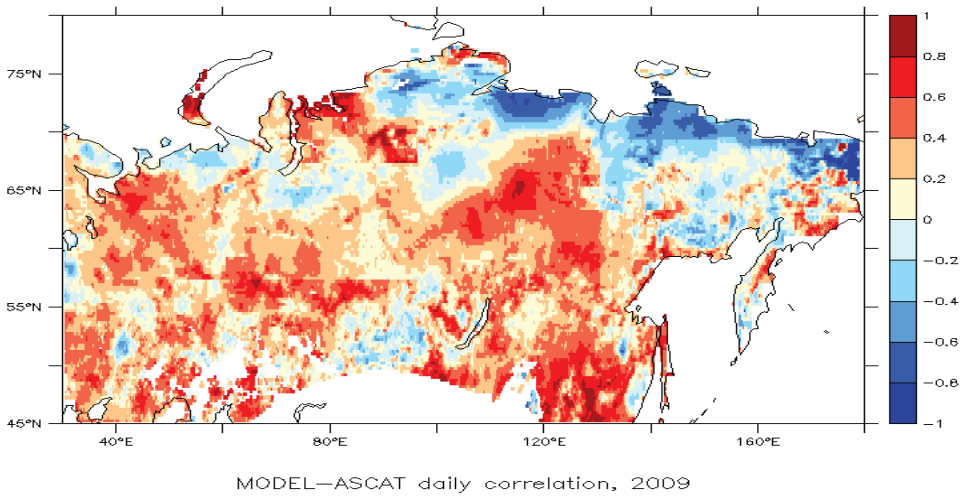


Figure 1 : Corrélation temporelle journalière entre les données ASCAT d'humidité des sols et l'humidité superficielle modélisée par ORCHIDEE. Moyenne sur l'année 2009.

Conclusion

Les données satellite ASCAT d'humidité superficielle des sols offrent un moyen nouveau et adapté de validation de la représentation de l'hydrologie dans les modèles de climat, en particulier aux hautes latitudes, zones dans lesquelles la donnée est rare et l'enjeu pourtant crucial.

Les premiers résultats montrent des corrélations temporelles encourageantes dans les zones où la variabilité temporelle du signal hydrologique est relativement faible. Les raisons des divergences entre modèle et observations obtenues ailleurs restent à investiguer ; une partie d'entre elles découle des limites de l'outil satellite dans des régions côtières constellées d'étendues d'eau libre. Enfin, une modélisation grossière du manteau neigeux pourrait être à l'origine de la faible capacité du modèle à reproduire la date de dégel des sols.

Références bibliographiques

Brun, E., Martin E., Spiridonov V., 1997 : Coupling a multi-layered snow model with a GCM. *Annals of Glaciology*, 25, 66-72.

Choisnel E., 1977 : Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La Météorologie*, 6, 103-133.

De Rosnay P., 1999 : *Representation of soil-vegetation-atmosphere interaction in the general circulation model of the Laboratoire de Météorologie Dynamique.* Ph.D. thesis, Université de Paris VI.

Friedlingstein P., Cox P., Betts R., Bopp L., Von Bloh W., Brovkin V., Cadule P., Doney S., Eby M., Fung I., *et al.*, 2006 : Climate–carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *Journal of Climate*, 19, 3337-3353.

Gao F., Schaaf C.B., Strahler A., Roesch A., Lucht W. et Dickinson R., 2005 : MODIS bidirectional reflectance distribution function and albedo Climate Modeling Grid products and the variability of albedo for major global vegetation types. *Journal of Geophysical Research*, 110, 13 p.

Gouttevin I., Krinner G., Ciais P., Polcher J. et Legout C., 2012 : Multi-scale validation of a new soil freezing scheme for a land-surface model with physically-based hydrology. *The Cryosphere*, 6, 407-430.

Henderson-Sellers A., 1995 : Soil moisture simulation: Achievements of the RICE and PILPS intercomparison workshop and future directions. *Global Planetary Change*, 13, 99-115.

Krinner G., Viovy N., de Noblet-Ducoudré N., Ogée J., Polcher J., Friedlingstein P., Ciais P., Sitch S., et Prentice I., 2005 : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB1015, doi: 10.1029/2003GB002199.

Meehl G.A., Stocker T.F., Collins W.D., Friedlingstein P., Gaye A.T., Gregory J.M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J.M., Noda A., Raper S.C.B., Watterson I.G., Weaver A.J et Zhao Z.-C., 2007 : Global Climate Projections. in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Naeimi V., 2009 : *Model improvements and error characterization for global ERS and METOP scatterometer soil moisture data.* PhD dissertation, Vienna University of Technology.

Ngo-Duc T., Laval K., Ramillien G., Polcher J., et Cazenave A., 2007 : Validation of the land water storage simulated by Organising Carbon and Hydrology in Dynamic Ecosystems (ORCHIDEE) with Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) data. *Water Resources Research.*, 43, W04427, doi:10.1029/2006WR004941.

Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M. et Hinzman L.D., 2005 : Disappearing Arctic Lakes. *Science*, 308, 1429.

Tarnocai C., Canadell J., Schuur E., Kuhry P., Mazhitova G. et Zimov, S., 2009 : Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region. *Global Biogeochemical Cycles*, 23, GB2023, doi: 10.1029/2008GB003327.

Wagner W, Blöschl G., Pampaloni P., Calvet J-C., Bizzarri B., Wigneron J-P. and Kerr Y., 2007 : Operational readiness of microwave remote sensing of soil moisture for hydrologic applications. *Nordic Hydrology*, 38, 1-20.

Zobler L., 1986 : A world soil file for global climate modelling. *NASA technical memorandum*, 87802.

LES PRÉCIPITATIONS – FACTEUR DE LA DYNAMIQUE DES VERSANTS DANS LE DÉFILÉ DU DANUBE (ROUMANIE)

Florina GRECU [1], Sorin CARABLAISĂ [2], Liliana ZAHARIA [1] et Gabriela IOANA-TOROIMAC [1]

[1] *Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard Nicolae Bălcescu, Secteur 1, 010041, Bucarest, Roumanie. grecu@geo.unibuc.ro, zaharialil@yahoo.com, gabriela_toroimac@yahoo.com*
[2] *Université de Bucarest, Faculté de Géographie, Station géographique d'Orşova, Orşova, Judeţul Mehedinţi, Roumanie, cgsorin@yahoo.com*

Résumé *: Ce travail a pour objectif d'identifier le rôle des précipitations sur la dynamique des versants dans le secteur roumain du défilé du Danube, sur la base d'une étude de cas portant sur deux processus de versants produits en mars 2010, qui ont abîmé la route nationale longeant le défilé et ont interrompu la circulation routière pendant plusieurs jours. Le travail met en évidence la variabilité des précipitations mensuelles, ainsi que de l'indice pluviométrique mensuel d'Angot (à la base duquel des classes de susceptibilité de la dynamique du terrain au facteur pluvial ont été identifiées) d'abord à l'échelle multi annuelle (1961-2010) et ensuite pour la période 2009-début 2010 par rapport à la période de référence.*

Mots-clés *: Précipitations, indice d'Angot, processus de versant, défilé du Danube.*

Abstract: Precipitation – a factor for slope dynamics in Danube Defile (Romania).
This paper aims to identify the role of precipitation in slope dynamics. It is based on a case study regarding two slope processes from March 2010, which took place in the Romanian sector of Danube Defile. These processes damaged the road which lies along the defile and interrupted the traffic for several days. In order to answer to the main question, the paper highlights the monthly variability of precipitation and Angot index (which shows classes of susceptibility to slope dynamics based on precipitation) on a multiannual scale of time (1961-2010) and for the period 2009-beginning of 2010.

Keywords: *Precipitation, Angot indice, slope process, Danube Defile.*

Introduction

Les précipitations sont un des facteurs importants favorisant la dynamique des versants, autant par l'action érosive directe (en surface ou concentrée en canaux d'écoulement), que par leur rôle indirect dans le déclenchement et le développement des processus gravitationnels (glissements de terrain, effondrements/éboulements, suffosions, solifluxions, etc.) (Grecu et Palmentola, 2003). Ce travail a comme but d'analyser le rôle des précipitations dans la dynamique des versants dans le défilé du Danube (sur la rive roumaine). Cette dynamique y est très active et elle affecte fréquemment la route nationale longeant le fleuve (DN 57). Un tel cas est arrivé en mars 2010 quand la circulation dans le défilé du Danube a été interrompue pour plusieurs jours, car la route nationale a été gravement abîmée par deux éboulements, sur lesquels nous focalisons notre analyse. Cette étude complète et actualise les informations publiées antérieurement sur la problématique de la dynamique des versants dans cette région : Grigore *et al.* (1969), Ianovici *et al.* (1969), Ilie (1979), Carablaisă et Şelău (2010). Par rapport à ces travaux, la présente étude se focalise sur le rôle des précipitations sur les processus gravitationnels.

1. Région d'étude, données et méthodes

La région d'étude correspond au défilé du Danube (côté roumain), connue sous le nom de « Portes de Fer », qui s'étend entre Baziaş (la commune où le Danube entre en Roumanie) et la ville de Drobeta Turnu Severin (figure 1). Le Danube y forme, sur une longueur d'environ 140 km, la frontière naturelle entre la Roumanie (rive gauche) et la Serbie (rive droite). Pour des raisons économiques, entre 1964-1972, le Système HydroÉnergétique et de Navigation (SHEN) a été construit. Il s'agit du plus grand barrage réservoir aménagé sur le Danube,

portant le nom des Portes de Fer Ier ; il s'étend sur environ 140 km de longueur, couvre une superficie de 100 km^2 et son volume d'eau est de 2100 millions de m^3 lorsqu'il est à son maximum de rétention (69,5 m) (AQUAPROIECT, 1992). Ce réservoir, à part son importance économique incontestable, a eu (et a encore) des impacts multiples sur l'environnement et la société. Les fluctuations du niveau du lac, associées à la pluviométrie de la région augmentent la vulnérabilité des versants aux processus géomorphologiques.

Figure 1 : Localisation du défilé du Danube en Roumanie (encart à gauche) et du secteur des gorges des « Cazane ».

L'analyse de la variabilité pluviométrique et de son rôle dans la dynamique des versants dans le défilé du Danube (et plus précisement dans la génèse des processus géomorphologiques de mars 2010) repose principalement sur le traitement statistique des précipitations mensuelles de la station météorologique de Drobeta Turnu Severin, située à l'extrémité orientale du défilé du Danube. Les données proviennent du site de l'*European Climate Assessment & Dataset* (ECA&D) et des archives de l'Administration Nationale de Météorologie (A.N.M.). La période analysée va de 1961 à 2010. La variabilité mensuelle des précipitations a été mise en évidence aussi par l'indice pluviométrique mensuel d'Angot. Cet indice a été utilisé également pour l'estimation de la susceptibilité du terrain aux processus géomorphologiques induits par la pluviométrie.

2. Une pluviométrie assez importante et un régime annuel particulier

La quantité moyenne multiannuelle de précipitations de la période 1961-2010 à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin a été de 670 mm, étant supérieure à la normale de la période 1961-1990, de 647 mm, sur l'ensemble du pays (M.E.G.E., 2006, cité par Zaharia *et al.*, 2006). Durant les années excédentaires les plus marquées (1969 et 1999), du point de vue pluviométrique, le cumul des précipitations a dépassé les 900 mm (atteignant 1008 mm en 1969). Ces valeurs élevées sont la conséquence de l'intensification de l'activité cyclonique et frontale sur l'Océan Atlantique et sur la Mer Méditerranée (figure 2). Durant les années sèches, le cumul des précipitations a baissé en-dessous de 450 mm (en 1983 et 1992) et même sous les 300 mm (286 mm en 2000). Ces faibles valeurs sont attribuables à l'effet de la dominance du régime anticyclonique sur l'Europe. On remarque que le maximum et le minimum de précipitations des 40 dernières années ont été enregistrés dans des années consécutives, ce qui indique une variabilité interannuelle importante ; de ce fait, après le maximum de 979,8 mm de 1999, en 2000 le plus bas cumul de précipitations des 50 dernières

années a été enregistré. L'analyse de la variabilité des précipitations annuelles montre une faible tendance linéaire ascendante, mais non significative d'un point de vue statistique. La tendance polynomiale (d'ordre 4) indique l'alternance entre des périodes relativement pluvieuses (1966-1982) et d'autres relativement sèches (1983-2001, à part l'année 1999). Après 2002, une tendance ascendante est perceptible.

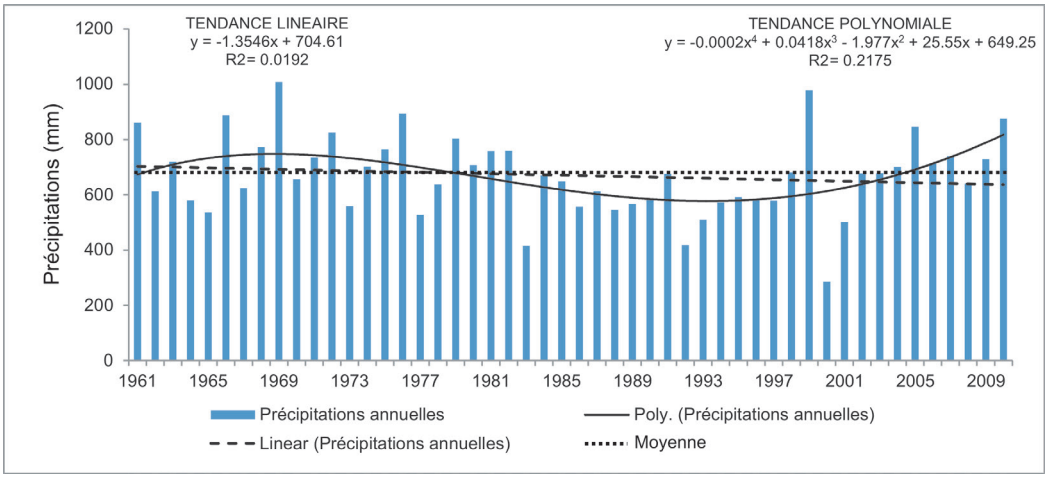


Figure 2 : Variations annuelles du cumul des précipitations et leurs tendances (linéaire et polynomiale) à la station météorologique de Drobeta Turnu Severin.

Le régime pluviométrique à l'échelle annuelle dans le défilé du Danube (à Drobeta Turnu Severin) a deux minimums (de janvier à mars et août-septembre) et deux maximums (en mai-juin et novembre-décembre), avec des précipitations relativement similaires autant pour les deux maximums (69-70 mm) que pour les deux minimums (43-48 mm). Le mois le plus arrosé est décembre (69 mm), tandis que le plus sec est août (42 mm). Ce régime est bien différent par rapport au régime moyen pour l'ensemble de la Roumanie, où il y a un maximum important en mai, juin et juillet (avec des précipitations supérieures à 70 mm, et plus de 80 mm en juin) et une période de 7 mois (septembre-mars) avec des précipitations oscillant autour de 40 mm (les plus réduites étant de janvier à mars) (M.E.G.E., 2006, cité par Zaharia *et al*., 2006). Le régime du défilé du Danube est dû principalement aux influences méditerranéennes spécifiques pour cette région. Ces influences sont également responsables du caractère torrentiel des précipitations : dans cette région il est tombé en 24 h une des plus grandes quantités de précipitations enregistrées en Roumanie au cours des 50 dernières années : 224 mm (le 12 juillet 1999) (selon les données de l'A.N.M.).

3. Les précipitations et la dynamique des versants

3.1. Mars 2010 : un mois avec des processus de versant importants dans le défilé du Danube

Les processus de versant sont fréquents dans le défilé du Danube, étant favorisés par l'ensemble des conditions naturelles (géologiques, morphométriques, climatiques), auxquelles se rajoutent les fluctuations de la hauteur de l'eau du réservoir, qui peuvent avoir une amplitude de 0,8-1 m par jour (Zaharia, 2010). Deux processus géomorphologiques majeurs ont eu lieu en mars 2010 et ils ont affecté la circulation routière tout au long du défilé durant plusieurs jours.

L'éboulement qui s'est produit dans les gorges *Cazanele Mici* (un secteur des gorges de *Cazane*) est le premier processus qui a eu lieu le 9 mars 2010, à environ 300 m en aval de la confluence Danube–Mraconia, dans des calcaires massifs. Ces calcaires étaient fissurés soit

naturellement, soit par des interventions anthropiques liées à la construction de la route (principalement par le dynamitage). L'éboulement a détruit la route nationale DN 57, du mur de soutènement jusqu'à l'axe carrossable, sur environ 30 m (figure 3). L'éboulement s'étalait sur 20 m de hauteur, du niveau de la route et jusqu'au plan d'eau. Le mur de soutènement a été reconstruit à une hauteur de 8 m (Carablaisă et Şelău, 2010).

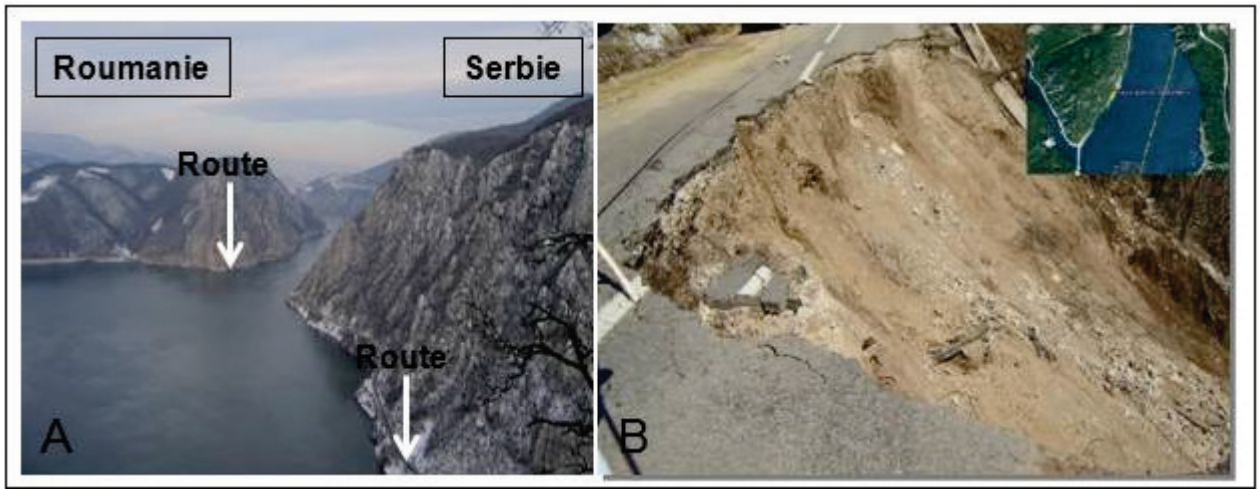


Figure 3 : A. Routes longeant les gorges du Danube, vulnérables aux processus de versant. B. L'éboulement de Mraconia affectant la route nationale DN 57.

Le deuxième processus de versant important a été le glissement-effondrement de type détrusif qui s'est produit le 26 mars à Liubotina, dans le voisinage de l'embouchure de la vallée homonyme, en amont de l'entrée du Danube dans les gorges *Cazanele Mari.* C'est un éboulement massif et complexe, dont la longueur était d'environ 200 m sur le versant bordant la route nationale DN 57. Cet éboulement a disloqué une quantité importante de matériel, estimée à environ 100 000 m^3. Ce matériel a détruit et bloqué la route nationale sur 130 m de longueur (Carablaisă et Şelău, 2010). Une partie du matériel est tombé dans le Danube (figure 4).

3.2. Le rôle des précipitations dans la genèse des processus de versant du mars 2010

Afin d'identifier le rôle des précipitations dans la genèse des deux processus de versant qui se sont produits en mars 2010, nous avons analysé les cumuls mensuels de précipitations de 2009 et des trois premiers mois de 2010, en comparaison aux moyennes multiannuelles de la période 1961-2010. Ces données proviennent de la station météorologique de Drobeta Turnu Severin, la plus proche (environ 40 km) du secteur où les processus de versant ont eu lieu. L'analyse indique que le cumul mensuel de précipitations le plus élevé a été enregistré en décembre 2009 : il a atteint 135 mm, soit presque le double par rapport à la période de référence (figure 5a). Ainsi, des cumuls mensuels supérieurs à la moyenne ont été enregistrés d'octobre 2009 à février 2010. Cet excèdent a eu lieu après une période plutôt sèche, d'avril à septembre 2009 (sauf le mois de juin qui était bien arrosé). Dans ce contexte il est possible que les précipitations abondantes reçues d'octobre 2009 à février 2010, suivant un intervalle assez sec, aient été un prémisse favorable au déclenchement des processus de versant de mars 2010 (Carablaisă et Şelău, 2010).

Afin de mettre en évidence le caractère pluviométrique de chaque mois, l'indice pluviométrique mensuel d'Angot (K) (ou le coefficient pluviométrique mensuel) a été calculé à partir de l'équation 1. L'indice d'Angot met en évidence les mois pluvieux ($K > 1$) et secs ($K < 1$).

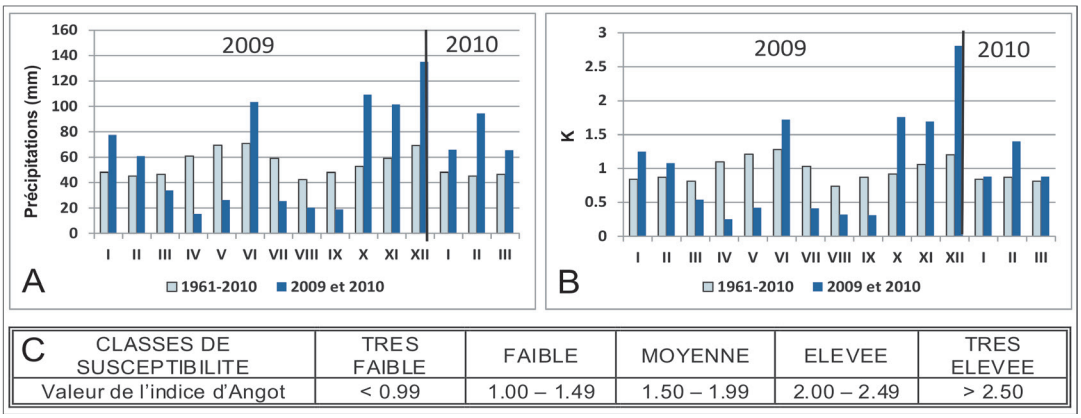
Figure 4 : Eboulement de Liubotina et travaux d'aménagement et de consolidation du versant.

A partir de ces valeurs, il est possible d'établir des classes de susceptibilité du terrain aux processus géomorphologiques selon l'exemple de Dragotă *et al.* (2008) (figure 5c).

$$K = q * 365 / Q * n \qquad (1)$$

où q est le cumul mensuel de précipitations, Q le cumul annuel de précipitations et n le nombre de jour par mois.

Pour la période de référence (1961-2010), l'indice d'Angot met en évidence six mois pluvieux (avril à juillet et novembre-décembre), avec un maximum principal en juin (1,28) et un maximum secondaire en décembre (1,21) (figure 5b). Les six autres mois sont considérés secs, avec un minimum en août (0,74). La susceptibilité du terrain aux processus géomorphologiques est donc, à l'échelle multiannuelle, de faible à très faible.



C CLASSES DE SUSCEPTIBILITE	TRES FAIBLE	FAIBLE	MOYENNE	ELEVEE	TRES ELEVEE
Valeur de l'indice d'Angot	< 0.99	1.00 – 1.49	1.50 – 1.99	2.00 – 2.49	> 2.50

Figure 5 : Précipitations enregistrées à Drobeta Turnu Severin avant les processus géomorphologiques de mars 2010. A) Variations mensuelles des précipitations entre janvier 2009 et mars 2010 par rapport à la période 1961-2010. B) Variations mensuelles de l'indice pluviométrique d'Angot (K) entre janvier 2009 et mars 2010 par rapport à la période 1961-2010. C) Classes de susceptibilité du terrain aux processus géomorphologiques à partir de l'indice d'Angot (selon Dragotă *et al.*, 2008).

En 2009, l'indice d'Angot indique des valeurs sous-unitaires (0,25-0,54) de mars à septembre (sauf le mois de juin). A partir d'octobre, les valeurs de l'indice d'Angot ont été supérieures à plus ou moins 1,6, pour atteindre le maximum (2,81) en décembre. Ces valeurs élevées montrent une susceptibilité moyenne du terrain aux processus géomorphologiques en octobre et novembre mais très élevée en décembre 2009.

Conclusion et perspectives

Notre analyse montre que les précipitations sont un facteur relativement important favorisant la dynamique des versants dans le défilé du Danube. Il ne faut toutefois pas les

considérer comme déterminantes pour les processus des versants, car d'autres facteurs s'ajoutent et s'associent pour influencer ces processus. Parmi les facteurs complémentaires les plus importants, il y a : (1) les fluctuations de la nappe phréatique, en forte liaison avec celles du lac « Les Portes de Fer » ; (2) l'utilisation des sols et les activités agricoles ; (3) les travaux hydrotechniques d'entretien de la route et de consolidation des versants. Dans une perspective future nous envisageons de développer l'étude de la dynamique des versants dans la région du défilé du Danube notamment en analysant la variabilité pluviométrique à une échelle plus fine (journalière) et l'intensité des pluies (à partir des données de l'A.N.M. et de la station de recherches géographiques d'Orşova), ainsi que les fluctuations du niveau du lac « Les Portes de Fer » (à partir des données de l'Administration Nationale des Eaux Roumaines) pour la période postérieure à la construction du barrage des Portes de Fer Ier.

Remerciements : Les auteurs remercient l'Administration Nationale de la Météorologie pour les données fournies.

Références bibliographiques

AQUAPROIECT, 1992 : *Atlasul Cadastrului Apelor din Romania*. Ministerul Mediului, Bucureşti, 694 pages.

Carablaisă S., Şelău N., 2010 : Geomorphological processes in the Danube Defile. Case study: The Liubotina slide and the Mraconia collapse. *Revista de geomorfologie*, 12, 81-90.

Dragotă C., Micu M., Micu D., 2008 : The relevance of pluvial regime for landslides genesis and evolution. Case study: Muscel Basin (Buzău Subcarpathians), Romania. *Present environment and sustainable development*, 2, 242-257.

Grecu F., Palmentola G., 2003 : *Geomorfologie dinamică.* Editura Tehnică, Bucureşti, 392 pages.

Grigore M, Schmidt N, Ielenicz M., 1969 : Unele aspecte privind stabilitatea versanților în Defileul Dunării în sectorul Ogradena – Orşova*, Revista Pădurilor*, 12.

Ianovici V., Mihăilescu V., Badea L., Morariu T., Tufescu V., Iancu M., Herbst C., Grumăzescu H. (comité de rédaction), 1969 : *Geografia văii Dunării româneşti,* Editura Academiei, Bucureşti, 784 pages.

Ilie I., 1979 : Direcții noi în dezvoltarea proceselor morfogenetice şi a condițiilor de solificare din zona Orşova – Plavişeviţa, după amenajarea lacului de retenție Porțile de Fier I. *Analele Universității Bucureşti*, Geografie, XXVIII, 73-76.

Zaharia L., 2010 : The Iron Gates reservoir – aspects concerning hydrological characteristics and water quality. *Lakes, reservoirs and ponds, Romanian Journal of Limnology*, 1-2, 52-69.

Zaharia L., Beltrando G. Nedelcu G., Boroneant C., Ioana-Toroimac G., 2006 : Les inondations de 2005 en Roumanie. *Actes du XIXème Colloque International de Climatologie*, 557-562, http://prodig.univ-paris1.fr/umr/actualites/AIC_2006.pdf

LA DYNAMIQUE DE L'EAU BIOCLIMATIQUE DANS LES GRANDS BASSINS DE CULTURES DU CAP BON-TUNISIE : ÉTUDE PRÉLIMINAIRE

Jmaiel EL HAJRI

Département de géographie, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités 2010 Manouba, Tunis, Tunisie.
jamil_hajri2011@yahoo.fr

Résumé : *Avec un tissu économique diversifié et dynamique, la région du Cap Bon est le premier producteur d'agrumes, de cultures maraîchères et de vignoble, c'est-à-dire des grandes cultures consommatrices en eau. Avec la surface qu'occupent ces cultures, les agronomes parlent ainsi de « bassins de cultures ». Dans ce contexte, cette étude s'intéresse à la dynamique de l'eau bioclimatique des agrumes, culture de choix dans le Cap Bon. Deux points essentiels ont été analysés. D'abord, nous avons étudié la dynamique de l'eau climatique (pluie et évapotranspiration potentielle). La réponse de l'eau disponible (pluie, réserve utile maximale transférée et irrigation) a fait l'objet du deuxième point.*

Mots-clés *: Eau bioclimatique, bassin de culture, Cap Bon, Tunisie.*

Abstract: The dynamic of bioclimatic water in the great basin of cultures crop of Cap Bon (Tunisia): preliminary study*.*
Cap Bon is a region of diverse economic activities. It is the first producer of citrus fruit, vegetables and grape vines, all of these are large water consuming crops. Agronomists refer to such large crop areas as "crops basins". The study will focus on the on the dynamics of bioclimatic water use for citrus fruit as the major cropping choice of the region. Two key points will therefore be analyzed. First, the dynamics of climate water (rain and potential evapotranspiration) will be considered, and then the response of available water (rain, maximal useful, transferred reserve and irrigation).

Keywords: *Water bioclimatic, culture tank, Cap Bon, Tunisia.*

Introduction

La région du Cap Bon, occupe une place de choix dans l'économie agricole de la Tunisie. Avec simplement 3,7 % de la superficie labourable du pays, elle participe à hauteur de 15 % de la production nationale agricole. Dans le détail, la région est le premier producteur d'agrumes, de cultures maraîchères et du vignoble à l'échelle nationale, c'est-à-dire des grandes cultures consommatrices en eau. D'ailleurs, la superficie totale des périmètres irrigués du Cap Bon est de l'ordre de 42 000 ha, soit près de 11 % de la superficie totale des périmètres irrigués du pays (C.R.D.A., Nabeul, 2010). Vu la surface qu'occupent ces cultures, les agronomes parlent ainsi de « bassins de cultures » (figure 1).

Toutes ces particularités expliquent le choix de la région du Cap Bon comme terrain de recherche. Dans ce contexte, cette étude s'intéresse à la dynamique de l'eau bioclimatique qui fait intervenir outre l'eau climatique (pluie, évapotranspiration), les réserves en eau du sol superficiel (Pagney, 1994). Notons que les paramètres intervenant dans la dynamique de l'eau bioclimatique sont divers et complexes. Nous citons essentiellement la diversité des cultures, la complexité des sols, l'irrégularité spatiale et temporelle des pluies et la diversité des modes d'irrigation. On se limite dans ce cadre à une culture principale du bassin des plantations fruitières. Il s'agit des agrumes, culture spécifique du Cap Bon. La dynamique ici, est recherchée selon différents paramètres et à différentes échelles temporelles et de profondeurs.

Deux points essentiels vont être évoqués : 1) la dynamique de l'eau climatique (P et ETP) à travers le bilan climatique ; 2) la réponse de l'eau disponible (pour une culture irriguée il s'agit de P + Irrigation) aux besoins optimums (évapotranspiration potentielle, ETP) et aux consommations optimales (évapotranspiration maximale, ETM).

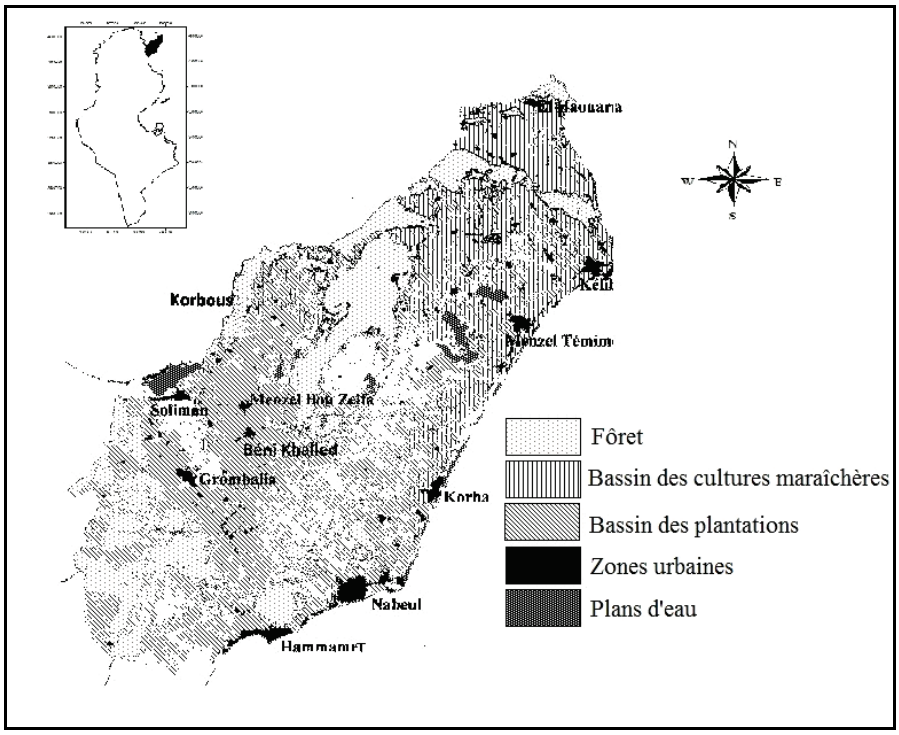


Figure 1 : Les grands bassins des cultures au Cap Bon (Tunisie).

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données utilisées dans cette étude proviennent essentiellement du CEDRAT (Centre d'Etude du Diagnostic, de Recommandation Agro-Technique de Tunisie à Nabeul). Ce centre a mené une expérience durant les années 2005 à 2007 dans un verger agrumicole situé à El Gobba, délégation de Béni Khalled, gouvernorat de Nabeul (Cap Bon). L'expérience vise la recherche des « effets de la nutrition azotée-potassique sur le rendement, la qualité des fruits et le statut nutritionnel du clémentinier ». Nous utilisons ici les données climatiques fournies par le suivi de cette expérience dans notre recherche de la dynamique bioclimatique. Il s'agit essentiellement des données pluviométriques, d'irrigations, hygrométriques et thermiques à l'échelle journalière. On se limite dans cette étude à l'échelle mensuelle. En outre, des échantillons représentatifs du sol ont été analysés au laboratoire d'Analyses des Sols, Eaux, Plantes du CEDRAT dans le but de déterminer les caractéristiques granulométriques et hygrométriques du sol (surtout la capacité maximale de rétention en eau) pour déterminer la réserve utile maximale (R.U.M.).

1.2. Méthodes

Pour contrôler l'alimentation en eau des plantations, la parcelle dispose de quatre stations de pilotage d'alimentation hydrique. Chacune est formée d'une batterie composée de quatre tensiomètres installés à 0,25, 0,50, 0,75 et 1 m de profondeur (photo 1). La lecture des tensiomètres se fait quotidiennement.

Pour la caractérisation de la capacité de rétention en eau du sol du site expérimental à travers l'établissement des courbes de pF, deux stations (T9 et T10), implantées respectivement au Nord et au Sud de la parcelle, ont fait l'objet d'un prélèvement d'échantillons non remaniés en trois répétitions à 0,.0-0,30, 0,30-0,60, 0,60-0,90 et 0,90-1,20 m (Alva *et al.*, 2006).

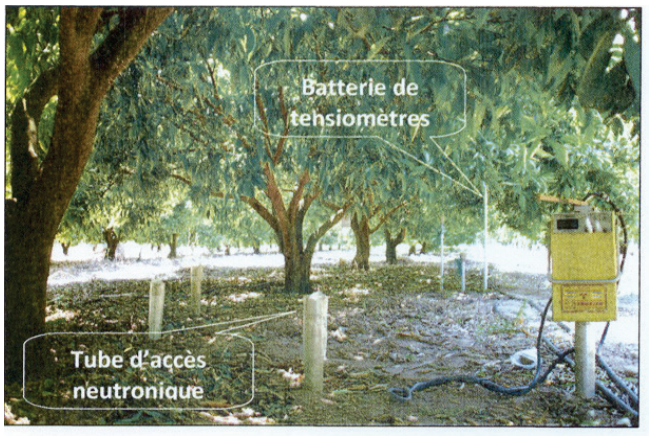


Photo 1: Station hydrodynamique utilisée dans l'expérience et gérée par le CEDRAT (El Gobba, délégation de Béni Khalled, Cap Bon, 2005/2007).

Pour l'évaluation de l'efficacité de la gestion hydrique, des déterminations périodiques de l'humidité gravimétrique (toutes les trois semaines) ont été effectuées à 0-0,20, 0,20-0,40, 0,40-0,80 et 0,80-1,0 m de profondeur et cela, pour les quatre stations de pilotage.

Quant à la détermination de la dynamique de l'eau bioclimatique, elle se mesure à travers la dynamique de l'eau climatique (P et ETP) et à travers la réponse de l'eau disponible (P+Irr.) aux besoins optimums et aux consommations optimales.

2. Dynamique de l'eau bioclimatique

Ce dynamisme est dicté par les caractéristiques édaphiques et par la dynamique de l'eau climatique. Il se manifeste essentiellement dans le sol, dans le contexte pédoclimatique de la région d'étude.

2.1. Caractéristiques édaphiques

L'analyse granulométrique au laboratoire du CEDRAT montre que les horizons sub-superficiels (0-0,7 m) se caractérisent par un matériau sableux, riche en sable fin et à structure continue (figure 2 et Photo 2). Notons que ces horizons sont colonisés par plus de 65 % du système radiculaire des arbres. Un second matériau de texture sablo-argileuse à argileuse caractérise les horizons plus profonds (0,7 et 1,20 m).

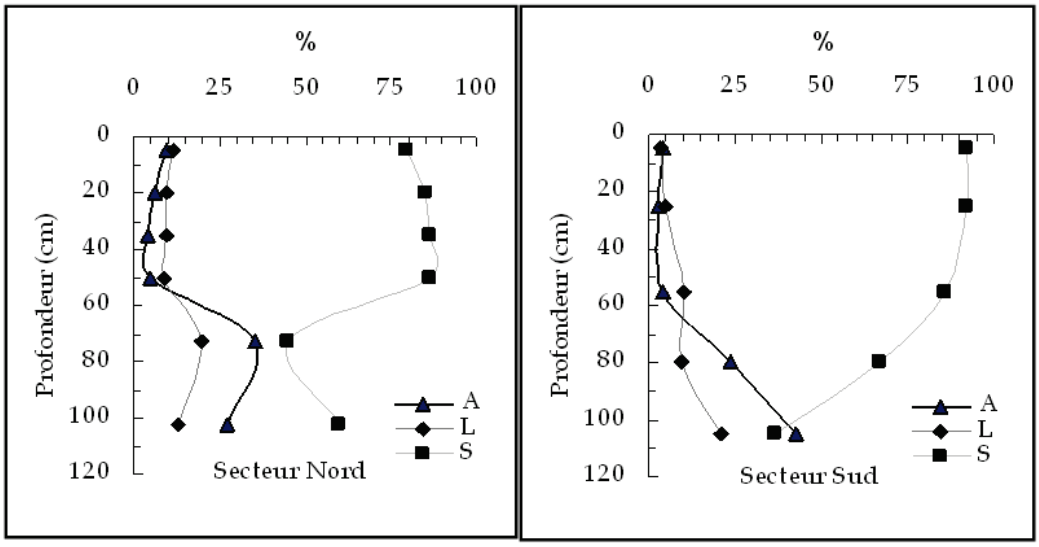


Figure 2 : Profils texturales de sols de la parcelle expérimentale (El Gobba, Délégation de Béni Khalled-Cap Bon, CEDRAT, 2005).

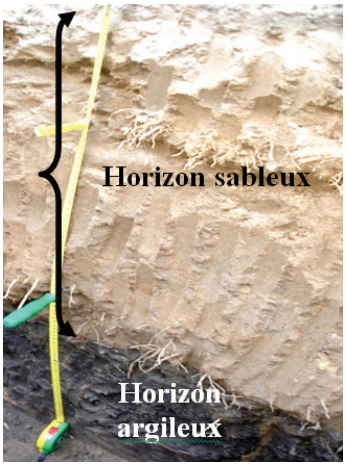


Photo 2: Profil pédologique (parcelle expérimentale, El Gobba, Béni Khalled-Cap Bon, CEDRAT, 2005

Deux conséquences importantes découlent de ces caractéristiques granulométriques :

1) La présence en profondeur d'horizons argileux se traduit par une amélioration nette de la capacité de stockage en eau. Ceci peut constituer un support de soutien en contribuant à l'homogénéisation de l'humectation des horizons sub-superficiels et à la régulation du taux d'humidité de la matrice du sol de la zone radiculaire des arbres. « *Par conséquent et à travers le stockage, du moins momentané, des eaux aussi bien au moment des épisodes pluvieux et tardifs de l'hiver (à la veille du démarrage de la vague de croissance printanière) ou bien durant les moments critiques de grande demande hydrique (période estivale), ces horizons peuvent, dans une certaine mesure à travers ce support supplémentaire de stockage des eaux, jouer un rôle dans l'alimentation hydrique des arbres* » (Hammami, 2010).

2) En se basant sur l'analyse des caractéristiques hydrodynamiques du sol effectuée au laboratoire du CEDRAT, nous avons calculé la Réserve Utile Maximale (RUM) relative à la parcelle expérimentale en utilisant la formule suivante (Hajri, 2006) :

$$RUM = Hcc – Hpf \,.\, da \,.\, z$$

avec Hcc, l'humidité à la capacité au champ, Hpf l'humidité au point de flétrissement, da la densité apparente, z la profondeur d'enracinement (dam).

Les résultats obtenus sont de l'ordre de 85 et 86 mm, c'est-à-dire 850 et 860 m³/ ha.

2.2. Dynamique de l'eau climatique

Il s'agit de la dynamique des apports pluviométriques et de la demande climatique (ETP). La dynamique ici est recherchée par le biais du bilan climatique. Notons aussi que l'ETP est calculée par l'équation FAO Penman-Monteih pour un verger d'agrumes sans couverture du sol (Allen *et al.*, 1998). La figure 3 montre que le bilan climatique mensuel (P-ETP) est négatif sur presque toute l'année.

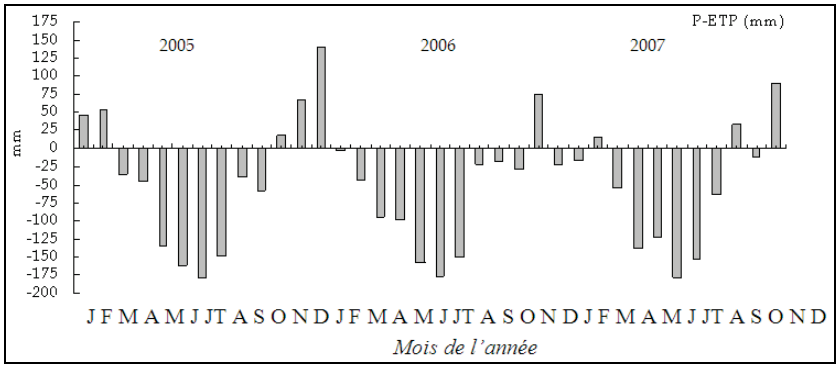


Figure 3 : Bilan climatique mensuel (P-ETP) durant la période étudiée 2005/2007 : station El Gobba - Béni Khalled, Cap Bon.

Il n'est positif qu'exceptionnellement durant certains mois de l'hiver. Notons aussi que le déficit hydrique s'accentue d'avantage durant la saison estivale (Hajri, 2011). L'irrigation est par conséquent une obligation.

2.3. Dynamique de l'eau bioclimatique dans le sol

La figure 4 montre la dynamique de l'eau disponible durant l'année 2007 et à travers les différents horizons de la zone radiculaire des arbres. Ce dynamisme est guidé par les caractéristiques granulométriques et hydrodynamiques du sol. Plus précisément, l'humidité en profondeur, c'est-à-dire au niveau des horizons sablo-argileux et argileux est plus élevée que celle des horizons sableux sub-superficiels durant toute l'année.

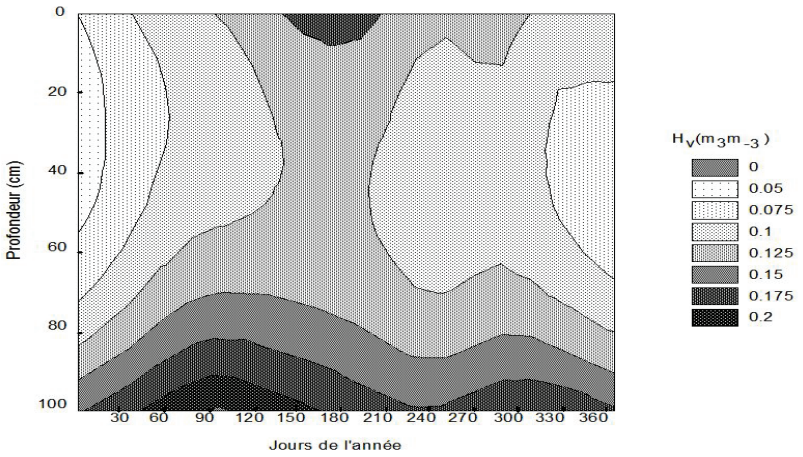


Figure 4 : Dynamique de l'eau disponible dans le sol (parcelle expérimentale, El Gobba, Béni Khalled-Cap Bon, CEDRAT, 2007 ; adaptation personnelle).

Durant le cycle de développement des arbres (mars-octobre), l'humidité dans le sol est à son optimum sur le plan de la quantité et à son homogénéité de répartition. Il est certain que la maîtrise de l'irrigation, en fonction de la demande climatique et selon les besoins des arbres en eau, est à l'origine de cette situation optimale de la dynamique hydrique.

3. Réponse de l'eau disponible aux besoins et consommations optimums

Rappelons que l'objectif de l'irrigation est de ramener le sol à son humidité à la capacité au champ. On se limite ici à l'étude de l'année 2007.

3.1. Réponse de l'eau disponible aux besoins optimums

Il s'agit d'une confrontation à l'échelle mensuelle des quantités d'eau disponible et des besoins optimums. La figure 5 montre que la réponse de l'eau disponible aux besoins optimums est partielle durant la période allant d'octobre jusqu'au mois du juin. Le confort hydrique pour les arbres n'est atteint qu'aux mois du juillet, août et septembre.

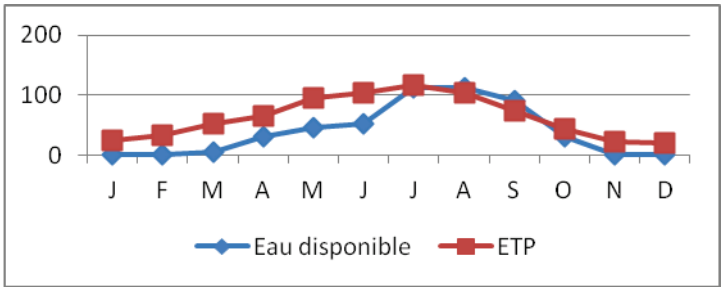


Figure 5 : Réponse de l'eau disponible aux besoins optimums (parcelle expérimentale, El Gobba, Béni Khalled-Cap Bon, CEDRAT, 2007 ; réalisation personnelle).

3.2. Réponse de l'eau disponible aux consommations optimales

La consommation optimale est recherchée dans un contexte où les arbres développent avec leur frondaison plus de 70 % de couverture du sol (Hammami, 2010). Le coefficient cultural adopté ici est variable selon les stades phénologiques de l'espèce (Allen *et al.*, 1998). Il est de 0,7 durant la période novembre à mars, lorsque l'activité des arbres est à son plus faible niveau, et de 0,65 durant la période de plein développement et croissance des arbres (avril à octobre). De même ici, on confronte l'eau disponible aux consommations optimales (figure 6).

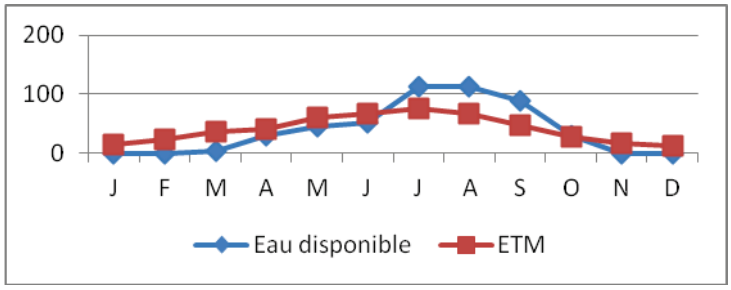


Figure 6 : Réponse de l'eau disponible aux consommations optimales (parcelle expérimentale, El Gobba, Béni Khalled-Cap Bon, CEDRAT, 2007 ; réalisation personnelle).

Cette figure 6 montre que la réponse de l'eau disponible aux consommations optimales est parfaite durant la période allant des mois du juin à octobre. La maîtrise de l'irrigation durant cette période active de développement et de croissance des arbres contrôle bien cette réponse.

Conclusion

L'étude a montré que la dynamique de l'eau bioclimatique est tributaire de plusieurs paramètres complexes. Le contexte pédoclimatique parait être dans ce cadre un élément de base. En effet, l'alimentation pluviométrique, la demande climatique et la capacité de rétention en eau du sol sont les acteurs qui activent ce dynamisme. La détermination de l'eau utile du sol et la variation des consommations optimales permettent de mieux gérer et maîtriser l'irrigation. La connaissance de tous ces éléments nous permet la compréhension de la dynamique de l'eau dans le sol dans un contexte pédoclimatique donné. Le grand problème dans la région étudiée est la diversité des cultures et des contextes pédoclimatiques. La connaissance de ce dynamisme est capitale dans le contexte de la rationalisation des potentialités hydriques de la région.

Références bibliographiques

Allen R., Pereira L. S., Raes D., Smith M., 1998 : *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Irrigation and Drainage Paper, n°56, Rome, FAO, 300 p.

Alva A. K., S. Paramasivam, A. Fares, T.A. Obreza and A.W. Schumann, 2006 : Nitrogen best management practice for citrus trees II. Nitrogen fate, transport and components of N budget. *Scientia Horticulturae*, 109, 223-233.

Hajri J., 2006 : Bilans hydriques agro-climatiques au Cap Bon (Tunisie) : Cas des agrumes l'automne. *Actes du 19ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 220-225.

Hajri J., 2011 : L'environnement climatique de l'orangeraie du Cap Bon (Tunisie). *Actes du 24ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, 291-296.

Hammami A., 2010 : *Fertigation des agrumes en milieu semi aride : effets de la nutrition azotée-potassique sur le rendement, la qualité des fruits et le statut nutritionnel du clémentier (C.reticulata Osbeck).* Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'Institut National Agronomique de Tunisie, 236 pp.

Pagney P., 1994 : *Pour une approche synthétique de l'eau climatique et bioclimatique : introduction à une stratégie de recherche en Tunisie, principalement sur la recherche sur la sécheresse*. In *la variabilité du climat et l'homme en Tunisie*, Pub. de l'Université de Tunis1, 11-37.

CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES PROPICES AU DÉCLENCHEMENT DES AVALANCHES AU QUÉBEC : UNE ANALYSE À PARTIR DES ACCIDENTS CONNUS DEPUIS 1872

Bernard HÉTU [1] et Guillaume FORTIN [2]

[1] *Département de biologie, chimie et géographie, Université du Québec à Rimouski, C. P. 3300, Succ. A, 300, allée des Ursulines, Rimouski, Québec, Canada, G5L 3A1 – bernard_hetu@uqar.qc.ca*
[2] *Département d'histoire et de géographie, Université de Moncton, 18e avenue Antonine-Maillet, Moncton, Nouveau-Brunswick, Canada, E1A 3E9 – guillaume.fortin@umoncton.ca*

Résumé *: Cette étude, réalisée à partir de l'analyse croisée des registres d'accidents et des données météorologiques d'Environnement Canada, démontre que les tempêtes de neige sont la principale cause des avalanches sur les courtes pentes du Québec méridional. À Québec et à Lévis, les accidents étaient beaucoup plus fréquents à la fin du XIXe siècle que par la suite. Ceci s'explique par des chutes de neige plus abondantes, par des tempêtes plus fréquentes et par une utilisation du sol propice au transport nivéo-éolien.*

Mots-clés *: Avalanche, archives, climat, Québec.*

Abstract*: **Weather conditions influencing the triggering of avalanches in Quebec: an analysis based on known accidents since 1872**.*
This study, conducted through a cross analysis of accident records and weather data from Environment Canada, indicates that snowstorms are the leading cause of avalanches on the short slopes of southern Quebec. In Quebec City and Lévis, accidents were much more frequent in the late 19th century than thereafter. This is explained by more frequent storms, by more abundant snowfalls and by land use suitable for blowing snow wind transport.

Keywords*: Avalanche, archives, climate, Québec.*

Introduction

Une enquête historique effectuée récemment à partir de différentes sources archivistiques a révélé qu'il s'était produit au Québec, depuis 1825, un minimum de 43 avalanches mortelles (Hétu *et al*., 2011). Le bilan provisoire s'élève à 73 morts et plus de 50 blessés, ce qui place les avalanches au deuxième rang des aléas les plus meurtriers au Québec derrière les mouvements de terrain. Ce qui est frappant dans cette enquête, c'est que la plupart de ces avalanches, en particulier celles qui se sont produites au XIXème siècle, sont complètement sorties de la mémoire collective. L'une des surprises de cette enquête réside dans la répartition géographique des victimes (figure 1A). La majorité des accidents connus se sont produits en dehors des zones montagneuses, sur des pentes relativement courtes, dont la dénivelée est généralement inférieure à 80 mètres (figure 1B). Dans la plupart des cas, il s'agit d'une ancienne falaise marine, d'un talus d'érosion fluviale, du flanc d'un ravin ou d'un terril, voire même du front d'exploitation d'une carrière. Outre leur faible dénivelée, ces différents types de versants ont un point en commun, soit la présence au sommet d'une surface plane, dépourvue de végétation, qui correspond le plus souvent au replat d'une terrasse marine, à un champ agricole, à un parc urbain ou encore au sommet plat d'un terril. De telles pentes, il y en a dans toutes les régions du Québec méridional. Le type d'accident dominant est tout aussi surprenant. Plus de la moitié des victimes sont décédées alors qu'elles étaient à l'intérieur ou à proximité d'un édifice – généralement leur résidence – principalement dans les villes de Québec et de Lévis.

Au terme de cette enquête historique, deux questions surgissent. 1) Quelles sont les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches dans les basses terres du Saint-Laurent ? 2) Quel est l'impact de la variabilité climatique sur la fréquence et la

distribution chronologique des avalanches ? Ces deux questions constituent les principaux objectifs de cette étude.

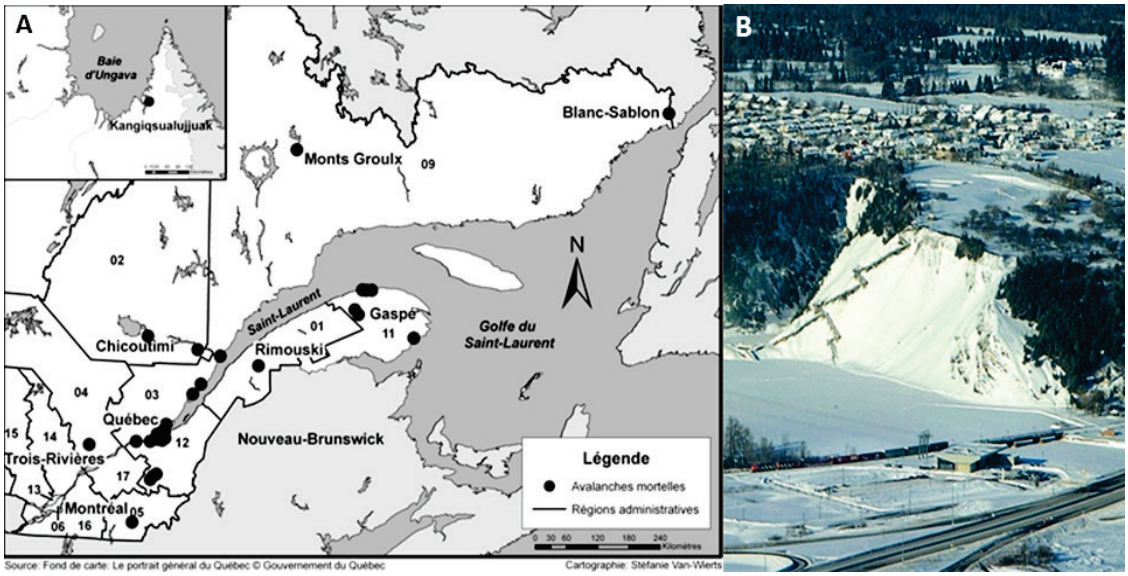


Figure 1 : A) Localisation des avalanches mortelles au Québec ; B) La pente avalancheuse typique du sud du Québec, ici à Beauport, près des chutes Montmorency. La dénivelée de ce versant doté d'un champ ouvert au sommet est de 75 mètres.

1. L'hiver à Québec

Avec ses précipitations solides assez abondantes et ses vents très puissants, particulièrement lors des blizzards, le climat québécois est très propice aux avalanches. Situées au cœur de la principale zone avalancheuse du Québec, les stations météorologiques de la ville de Québec - en opération depuis 1872 - fournissent des données représentatives des conditions climatiques hivernales qui prévalent dans la vallée du fleuve Saint-Laurent (tableau 1, figure 2). Les principales caractéristiques des hivers (DJFM) de la région de Québec peuvent être résumées comme suit (Hufty, 2009) : 1) des températures moyennes mensuelles largement négatives (tableau 1) ; 2) des chutes de neige abondantes totalisant une moyenne de 315,9 cm par saisons ; 3) chaque hiver (DJFM) compte en moyenne trois jours avec une chute de neige ≥ 10 cm (figure 2) ; 4) Les tempêtes de neige sont généralement accompagnées de vents soufflant en rafales, avec des pointes pouvant dépasser les 100 km/h. Ces vents violents proviennent le plus souvent du NE, de l'ouest ou du SO. 5) Chaque mois (DJFM) reçoit en moyenne entre 12,9 et 39 mm de pluie pour un total de 107,2 mm répartis sur 15,8 jours.

Tableau 1 : Normales climatiques (1971-2000) de la station de Québec. Source : Environnement Canada.

	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Année
Temp. moy. quotidienne (°C)	-9,1	-12,8	-11,1	-4,6	+4,0
Pluie (mm)	29,5	26,1	12,6	39,0	923,8
Préc. solide (cm)	77,7	72,9	63,2	49,0	315,9
Neige au sol (cm)	28,8	58,1	76,4	72,2	-

2. Méthodologie

En dehors des bulletins de neige et des prévisions du niveau de risque, émis deux fois par semaine par le Centre d'Avalanche de la Haute-Gaspésie (CAHG), – qui n'existe par ailleurs que depuis 2001 – il n'y a aucun programme d'étude de la neige et des avalanches au Québec.

Par conséquent, la seule démarche envisageable, en regard de nos objectifs, consiste à croiser, d'une part, la banque de données sur les avalanches accidentelles établie à partir des archives (journaux, rapports des coroners, livres d'histoire, etc.) et, d'autre part, les données provenant du réseau national de stations météorologiques opérées par Environnement Canada. La banque de données sur les avalanches comprend les épisodes « mortels » inventoriées par Hétu *et al*. (2011), auxquelles s'ajoutent 27 nouveaux cas non mortels, répertoriés depuis, grâce au dépouillement méthodique du *Quotidien de Lévis* (1879-1937). Après avoir éliminé les cas pour lesquels aucune donnée météorologique n'est disponible (18 cas), il restait 60 journées avalancheuses à analyser. Pour les analyses au cas par cas, nous avons utilisé les données de la station météorologique la plus proche. Pour ce qui est de l'objectif 2, soit l'impact de la variabilité climatique sur la distribution chronologique des avalanches, nous avons limité l'analyse à la région de Québec-Lévis qui regroupe à elle seule 60 % des accidents rapportés.

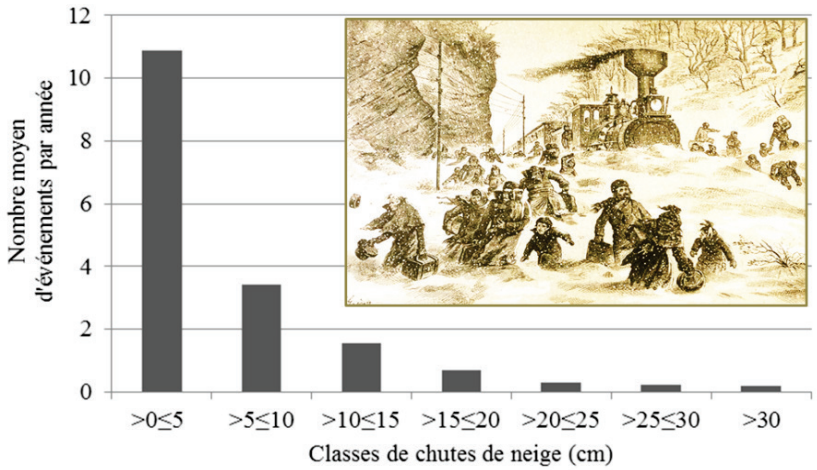


Figure 2 : Nombre moyen de chutes de neige par année réparties en sept classes. Stations météorologiques de Québec, période 1872-2011. Source : Environnement Canada. En médaillon : une tempête majeure de la fin du XIXème siècle à Québec. Source : édition du 1er janvier 1874 de *L'Opinion publique*, Bibliothèque et Archives nationales du Québec.

3. Résultats

3.1. Les accidents inventoriés

Sur les 60 journées avalancheuses inventoriées, 28 se sont avérées mortelles. Bien que non mortels, les autres accidents (32) ont néanmoins provoqué des dégâts appréciables : nombreux individus enfouis ou blessés, maisons, granges et hangars enfoncés ou partiellement remplis de neige, routes et voies ferrées bloquées (figure 2, photo), etc. Plus de la moitié des accidents connus, soit 36 sur 60 (58,6 %), se sont produits sur les basses falaises (40 à 80 mètres de dénivelée, avec une largeur de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres) qui bordent le fleuve Saint-Laurent à la hauteur de Québec-Lévis. Les autres sont disséminés à la grandeur de la province, incluant le Québec nordique (figure 1A).

3.2. Les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches

Dans ce relief de courtes pentes, les déclanchement de neige se produisent principalement lors des événements météorologiques qui favorisent une surcharge rapide des hauts de versants, c'est-à-dire pendant ou dans les heures qui suivent une tempête de neige (Hétu *et al*., 2011). Les chiffres présentés dans le tableau 2 sont très éloquents quant au rôle des chutes de neige comme facteur de déclenchement des avalanches. Plus de 80 % des journées avalancheuses sont associées à une chute de neige tombée dans les 48 heures précédentes. Les

avalanches directes, c'est-à-dire celles qui se produisent le même jour que la chute de neige, représentent 61,7 % des cas. Près du tiers des avalanches (28,3 %) se sont produites après une chute de neige s'étalant sur au moins trois jours consécutifs. Les avalanches en différé (ou indirectes), soit celles qui surviennent le lendemain ou le surlendemain d'une chute de neige, ne comptent que pour 13,3 % des cas. Les vents violents qui accompagnent les tempêtes jouent un rôle déterminant dans la surcharge des hauts de versants. Les témoignages publiés dans les journaux sont très explicites à ce sujet. La pluie seule n'est intervenue comme élément déclencheur (*rain-on-snow event*) que dans deux cas sur 60 et on dénombre seulement 5 journées avalancheuses avec un mélange de précipitations liquides et solides.

Tableau 2 : Statistiques sur les accidents et les conditions météorologiques propices au déclenchement des avalanches. Source des données météorologiques : stations de Québec, Environnement Canada.

Caractéristiques et (codes)	Nombre de journées	Pourcentage
Statistiques sur les accidents		
Nombre de cas avec des données météo	60	100,0
Nombre d'avalanches mortelles	28	46,7
Nombre d'avalanches non mortelles	32	53,3
Nombre de cas à Lévis et à Québec	36	60,0
Statistiques sur les conditions météorologiques		
Neige l'un des trois jours (J_A ou J_{A-1} ou J_{A-2})	49	81,7
Neige seulement le jour de l'avalanche (J_A)	37	61,7
Neige la veille seulement (J_{A-1})	5	8,3
Neige l'avant-veille seulement (J_{A-2})	3	5,0
Neige la veille et l'avant-veille ($J_{A-1} + J_{A-2}$)	5	8,3
Neige durant les trois jours ($J_A + J_{A-1} + J_{A-2}$)	17	28,3
Pluie et neige le jour de l'avalanche (J_A)	5	8,3
Pluie seulement le jour de l'avalanche (J_A)	2	3,3
Aucune précipitation le jour de l'avalanche	15	25,9
Aucune précipitation durant les trois jours	4	6,7

3.3. Avalanches et variations séculaires des paramètres climatiques

À la lumière des résultats qui précèdent, la fréquence des tempêtes de neige semble être le facteur prédominant du régime avalancheux québécois. Forts de cette constatation, nous nous sommes ensuite intéressés à la distribution chronologique des journées avalancheuses en relation avec les variations séculaires de la fréquence des « tempêtes », définies ici comme étant une chute de neige ≥10 cm en 24 heures (Fortin *et al*., 2011).

L'analyse des données colligées depuis 1872 par les stations de Québec démontre que la quantité de neige reçue chaque hiver et la fréquence des tempêtes ont passablement fluctué au fil des décennies (figure 3). Alors qu'elle était relativement élevée entre 1879 et 1895, la fréquence des tempêtes est généralement restée inférieure à la moyenne (3 chutes de neige ≥10 cm par hiver) durant la première moitié du XXème siècle, pour ensuite remonter au-dessus de la moyenne entre 1950 et 1985 (figure 3). Depuis 1985, elle est, sauf exceptions, redescendue sous la moyenne. La quantité de neige reçue chaque hiver – présentée sous forme d'anomalies à la figure 3 – suit en gros le même schéma. Pour l'instant, aucune explication n'a été avancée pour rendre compte de ces variations qui semblent suivre une périodicité de l'ordre de 40 ans selon Hufty (2009).

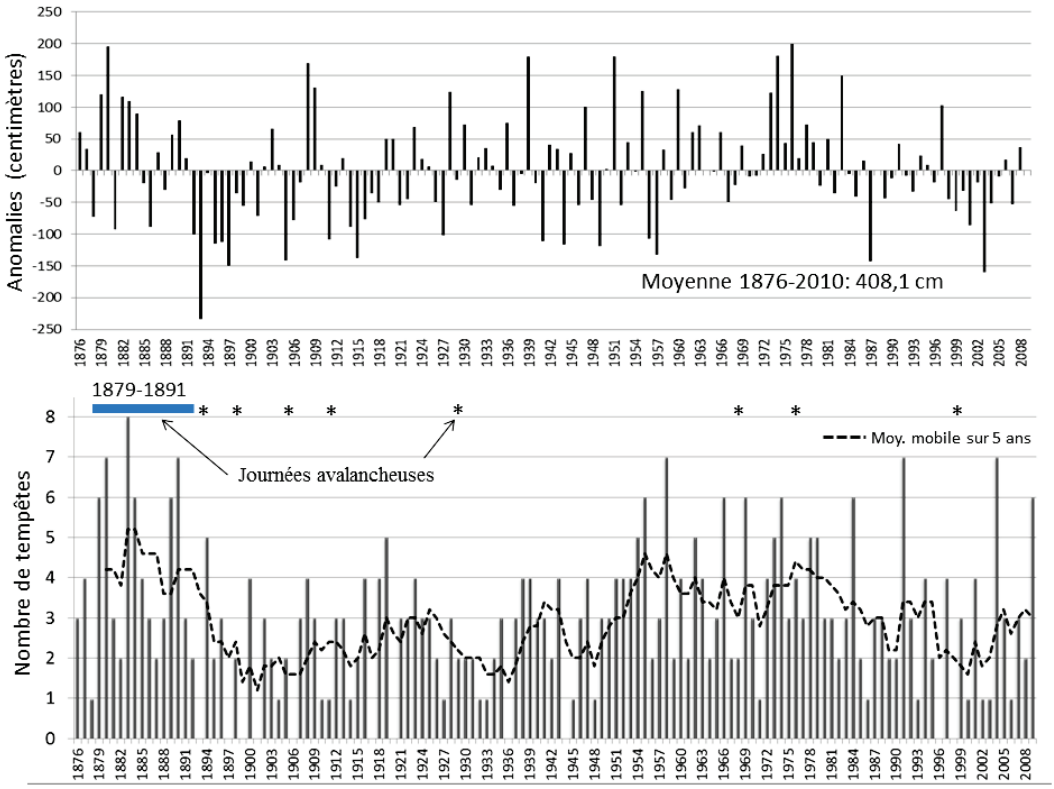


Figure 3 : Variations des précipitations solides aux stations météorologiques de Québec. En haut : anomalies des précipitations solides (cm). En bas : nombre de jours pour la période décembre-avril, avec une chute de neige ≥10 cm. Ligne en tirets : moyenne mobile sur 5 ans. Entre les deux graphiques : répartition chronologique des journées avalancheuses. Source : Environnement Canada.

La distribution chronologique des accidents rapportés dans la région de Québec-Lévis est très asymétrique (figure 3). Avec ses 40 avalanches connues, le XIX^{ème} siècle se démarque clairement du XX^{ème} (seulement 7 avalanches, aucune après l'accident de février 2000 à Château-Richer). La période 1879-1891 a été particulièrement active (27 avalanches) puisqu'on y rapporte une ou plusieurs avalanches (6 en 1880, 5 en 1888) à chaque année, et ce, pendant 13 années consécutives. S'agit-il d'un phénomène réel ou d'un artéfact lié à d'éventuelles lacunes au niveau des archives ? Nous penchons pour la première possibilité en raison de la grande qualité des archives consultées et de l'effort consenti pour les dépouiller (Hétu *et al*., 2011).

Comment expliquer cette forte concentration des avalanches à la fin du XIX^{ème} siècle ? Deux types de causes ont été examinées : 1) des causes naturelles associées au climat et 2) des causes anthropiques liées à l'utilisation du sol. La période de forte activité avalancheuse de la fin du XIX^{ème} siècle se distingue par des chutes de neige supérieures à la moyenne et par une fréquence accrue des tempêtes (figure 3). Ces observations concordent avec les conclusions des analyses dendre-chronologiques effectuées en Gaspésie par Boucher *et al*. (2003), Dubé *et al*. (2004) et Germain *et al*. (2009). Ces études ont démontré que la plupart des années avalancheuses révélées par la dendrochronologie correspondent à des années de fort enneigement. La fréquence des ponts de glace qui reliaient Québec et Lévis avant le passage des brise-glace témoigne elle aussi de la rigueur des hivers de la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle (Houle *et al*., 2007). Selon ces auteurs, la période allant de 1866 à 1885, qui se démarque avec une fréquence d'apparition du pont de 80 %, est clairement la plus froide du XIX^{ème} siècle. Il semble par ailleurs que l'éruption du Krakatoa en 1883 ait eu des effets

marqués sur les hivers québécois. Le pont de glace s'est formé durant quatre années consécutives (1884-1888) après l'éruption à la faveur des hivers les plus froids depuis 1872.

Le second facteur à considérer est l'utilisation du sol. Dans la région de Québec-Lévis, la deuxième partie du XIXème siècle correspond au maximum du déboisement agricole. La plupart des sommets de falaise sont alors occupés par des champs ouverts propices au transport éolien de la neige (figure 2B). Ce contexte était particulièrement propice au déclenchement des avalanches par surcharge éolienne. Depuis la fin du XIXème siècle, les espaces urbanisés n'ont cessé de s'étendre, grignotant les espaces agricoles. Le paysage actuel est donc beaucoup plus fermé qu'il ne l'était au XIXème siècle, les clôtures, les haies et les immeubles ayant colonisé les champs. Par conséquent, la neige est aujourd'hui beaucoup moins mobile qu'elle ne l'était au XIXème siècle.

Conclusion

Il semble donc que les tempêtes de neige soient la principale cause des avalanches sur les courtes pentes du Québec méridional. À Québec et à Lévis, les avalanches étaient beaucoup plus fréquentes dans le dernier quart du XIXème siècle, et tout particulièrement de 1879 à 1891. Cette période, qui comprend les quatre hivers les plus froids depuis 1872, se distingue par des chutes de neige plus abondantes et par des tempêtes plus fréquentes. En réduisant les transports nivéo-éoliens, l'urbanisation croissante depuis la fin du XIXème siècle a contribué à diminuer les risques d'avalanche.

Remerciements : Les auteurs remercient Kati Brown pour les recherches des archives, Stéphanie Fournier et Suzie Labranche pour la compilation des données météorologiques, Marie-Andrée Roy pour la cartographie et Jane O'Brien pour la révision linguistique et la mise en page.

Bibliographie

Boucher D., Filion L. et Hétu B., 2003 : Reconstitution dendrochronologique et fréquence des grosses avalanches de neige dans un couloir subalpin du mont Hog's Back, Gaspésie centrale (Québec), *Géographie physique et Quaternaire*, 57, 159-168.

Dubé S., Filion L. et Hétu B., 2004 : Tree-ring reconstruction of high-magnitude snow avalanches in the Northern Gaspé Peninsula, Québec. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 36, 541-550.

Fortin G., Hétu B. et Germain D., 2011 : Climat hivernal et régimes avalancheux dans les corridors routiers de la Gaspésie septentrionale (Québec, Canada). *Climatologie*, 8, 9-25.

Germain D., Filion L. et Hétu B., 2009 : Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Climatic Change*, 92, 141-167.

Hétu B., Brown K. et Germain D., 2011 : Les victimes d'avalanches au Québec entre 1825 et 2009. *Le Géographe Canadien*, 55, 273-287.

Houle D., Moore J.-D. et Provencher J., 2007 : Ice Bridges on the St. Lawrence River as an Index of Winter Severity from 1620 to 1910. *Journal of Climate*, 30, 757-764.

Hufty A., 2009 : La neige à Québec : 1872-2008. *Geographia Technica*, numéro spécial, 251-256.

LES CYCLONES TROPICAUX INTENSES DE DEUX BASSINS OCÉANIQUES PROCHES, L'ATLANTIQUE NORD ET L'EST DU PACIFIQUE NORD (1980-2009)

Karl HOARAU [1], Florence PIRARD-HOARAU [2] et Ludovic CHALONGE [1]

[1] *Laboratoire MRTE, Université de Cergy-Pontoise, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise, France. KHoarau@aol.com ; ludovic.chalonge@u-cergy.fr*
[2] *Laboratoire ETIS CNRS (UMR 8051), ENSEA-Université de Cergy-Pontoise, 33 Boulevard du Port, F-95000 Cergy-Pontoise, France. florence.pirard@u-cergy.fr*

Résumé *: Les cyclones tropicaux intenses des catégories 4 et 5 sur l'échelle Saffir-Simpson sont deux fois plus nombreux dans l'Est du Pacifique Nord que dans l'Atlantique Nord. A partir de la réanalyse des images satellitaires sur les trois dernières décennies, un doublement du nombre des cyclones intenses dans l'Atlantique Nord a été constaté alors que l'activité a été réduite de moitié dans l'Est du Pacifique. Il existe une covariation de l'activité des cyclones intenses entre l'Atlantique Nord et l'Est du Pacifique. A un pic annuel d'activité dans l'une des deux régions, correspond un creux d'activité dans l'autre. Les saisons très actives se produisent en phase El Niño dans le Pacifique et en phase La Niña dans l'Atlantique. Si la température de l'océan joue un rôle important dans l'activité des cyclones intenses, la dynamique troposphérique est souvent déterminante.*

Mots-clés *: Cyclones tropicaux intenses, température de l'océan, El Niño, La Niña.*

Abstract*: The intense categories 4 and 5 tropical cyclones on the Saffir-Simpson scale are twice the number in the North-East Pacific than in the North Atlantic. From the reanalysis of the satellite pictures over the three last decades, we observed that the intense cyclones number has doubled in the North Atlantic whereas the activity has been reduced by a half in the North-East Pacific. There is a covariation of the intense cyclones activity between the North Atlantic and the North-East Pacific. An annual pic of the activity in one of the two cyclonic basins matches with a low activity in the other one. The very active seasons are related to the El Niño in the North-East Pacific, and to La Niña in the North Atlantic. If the ocean temperature is an important factor in the intense cyclones activity, the dynamic in the troposphere often makes the difference.*

Keywords*: Intense tropical cyclones, sea surface temperature, El Niño, La Niña.*

Introduction

Cette recherche concerne les cyclones tropicaux de forte intensité des catégories 4 et 5 sur la classification de Saffir-Simpson (Simpson, 1974), c'est à dire ceux qui génèrent des vents soutenus sur une minute d'au moins 115 nœuds. L'espace océanique étudié est constitué de deux sous-ensembles, d'une part, l'Atlantique Nord (5 à 40 degrés Nord, et 30 à 100 degrés Ouest) et, d'autre part, l'Est du Pacifique Nord (5 à 30 degrés Nord, et 80 à 170 degrés Ouest). L'intensité des cyclones a été réanalysée par les auteurs de cette étude avec la méthode de Dvorak (1984) à partir des images des satellites géostationnaires (GOES) et ceux à orbite polaire (NOAA), suivant la méthode décrite par Hoarau *et al*. (2011). L'intensité d'un cyclone dépend de la température la plus chaude mesurée à l'intérieur de l'œil, et de la température des sommets des nuages dans un rayon de 55 km autour de cet œil. L'utilisation des satellites à orbite polaire, en permettant de trouver une température plus élevée dans l'œil grâce à une résolution plus fine de l'image, favorise une estimation plus exacte de l'intensité des cyclones. Les résultats de cette étude sont proches de ceux des bases de données du "National Hurricane Center" de Miami (NHC, 2011). La recherche porte sur une période de 30 années (1980-2009). L'Atlantique Nord et l'Est du Pacifique Nord ne sont séparés que par l'isthme de l'Amérique Centrale. Si le premier bassin cyclonique est très médiatisé, le second, sans être méconnu, n'a pas toujours été au centre des préoccupations scientifiques. Pourtant, il s'agit de l'un des bassins cycloniques les plus actifs du globe. Les objectifs de cette étude sont de comparer les variations de l'activité des cyclones intenses de l'Atlantique Nord et de l'Est du

Pacifique Nord, et d'apprécier le lien entre le réchauffement climatique et une possible augmentation du nombre des cyclones intenses des catégories 4 et 5 (Webster *et al*., 2005).

1. Des tendances différentes de l'activité des cyclones tropicaux intenses entre les deux bassins

Sur les 3 dernières décennies (1980-2009), l'Est du Pacifique Nord et l'Atlantique Nord ont connu une évolution dissemblable au niveau des cyclones tropicaux générant des vents soutenus atteignant au moins 115 nœuds (figure 1). Dans le premier bassin nommé, après avoir culminé lors de la décennie 1990-1999, le nombre des cyclones intenses a subi une très forte réduction au cours des années 2000-2009. Dans le second bassin, l'activité a doublé sur les 30 dernières années, passant de 9 cyclones sur la décennie 1980-1989 à 23 cyclones sur la période 2000-2009 dans l'Atlantique Nord.

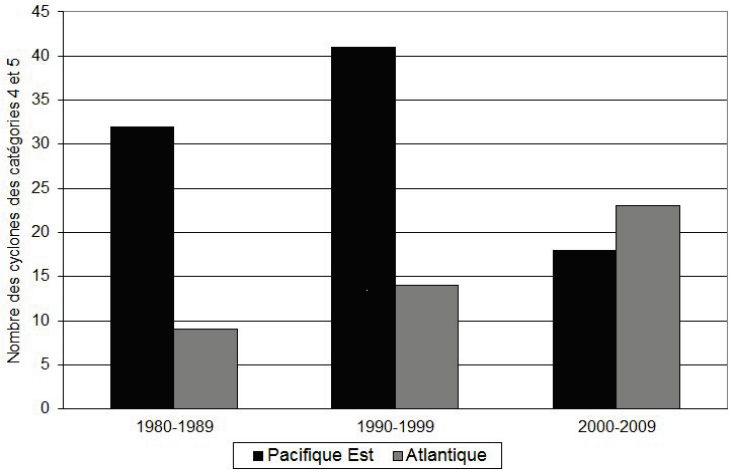


Figure 1 : La répartition décennale du nombre des cyclones des catégories 4 et 5 (à partir de la réanalyse des images des satellites GOES et NOAA).

De 1980 à 2009, le nombre des cyclones intenses du Pacifique Est a été le double de celui de l'Atlantique Nord, 91 et 46, respectivement, même si les tendances ont été différentes entre les deux bassins.

Parallèlement, la proportion des cyclones des catégories 4 et 5 (au moins 115 nœuds), par rapport aux cyclones ayant atteint une intensité d'au moins 65 nœuds, n'a pas évolué dans le même sens dans les deux bassins (figure 2). Après avoir connu un pic de 41,4 % dans la décennie 1990-1999, la part des cyclones intenses du Pacifique Est a subi une diminution à 25 % lors des années 2000-2009. Dans l'Atlantique Nord, cette part a crû de manière régulière, passant de 17 % à près de 31 % au cours des 3 dernières décennies.

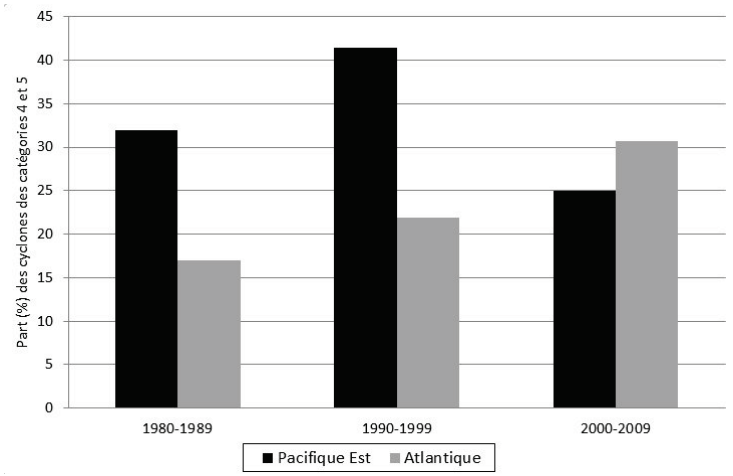


Figure 2 : La proportion décennale (en pourcentage) des cyclones des catégories 4 et 5 (à partir de la réanalyse des images des satellites GOES et NOAA).

La répartition mensuelle indique que les cyclones intenses se forment sur une période de 6 mois, de mai à octobre, dans le Pacifique Est, et sur une période de 5 mois, de juillet à novembre, dans l'Atlantique Nord (figure 3). Le point commun est le pic d'activité en septembre.

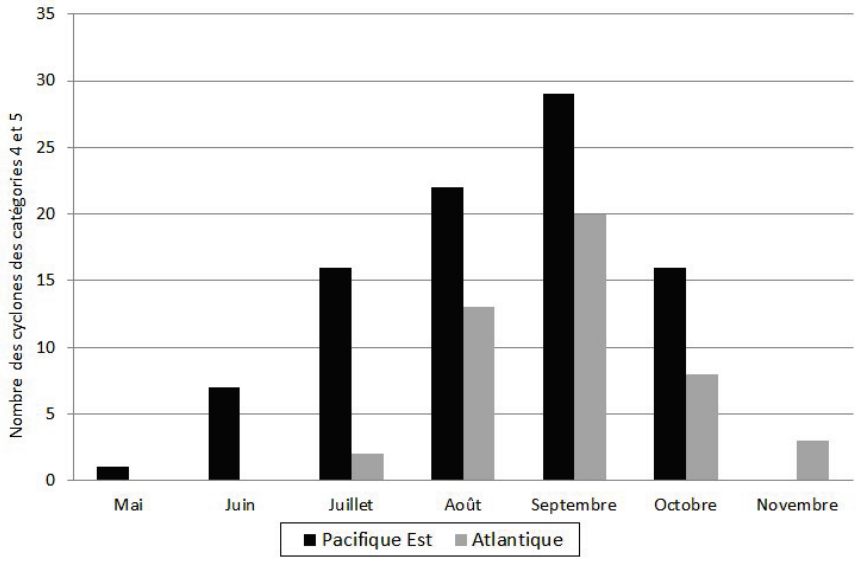


Figure 3 : La répartition mensuelle du nombre des cyclones des catégories 4 et 5 (1980-2009) ; à partir de la réanalyse des images des satellites GOES et NOAA.

Si l'activité des cyclones intenses de l'Atlantique Nord, de 1980 à 2009, pourrait corroborer l'argument du réchauffement climatique, celle du Pacifique Est ne va pas dans le même sens. Il est nécessaire de s'interroger sur les facteurs expliquant une telle évolution.

2. La surestimation du rôle de la température de l'océan

L'évaluation de la température de l'océan passe par la connaissance de la répartition annuelle du nombre des cyclones intenses du Pacifique Est et de l'Atlantique Nord (figure 4).

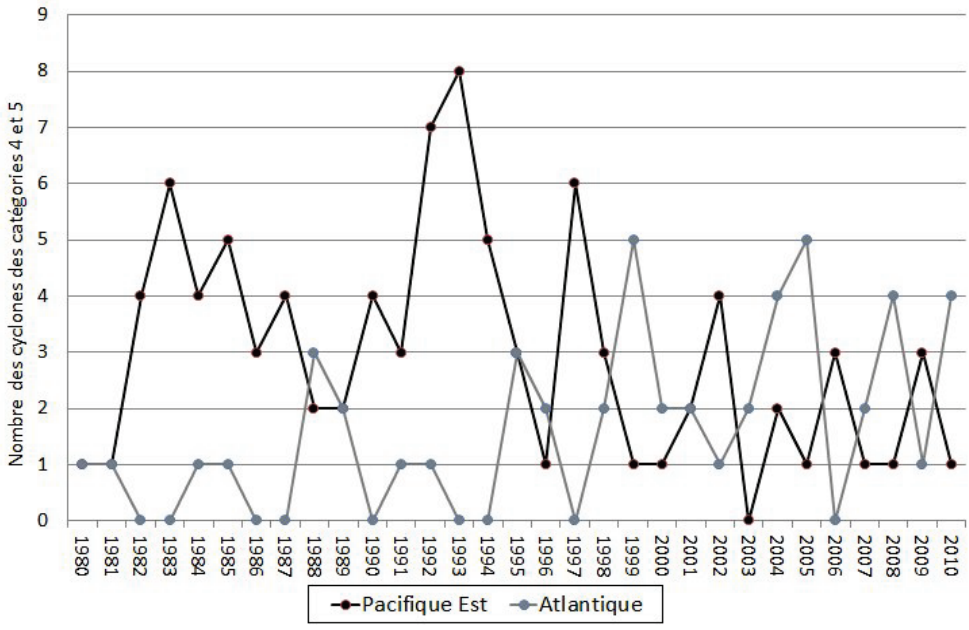


Figure 4 : La répartition annuelle du nombre des cyclones des catégories 4 et 5 (à partir de la réanalyse des images des satellites GOES et NOAA).

L'évolution est très différente dans les deux bassins. Il est remarquable qu'un pic annuel d'activité d'un bassin s'accompagne d'un creux d'activité dans l'autre. Les saisons très actives se produisent le plus souvent en phase El Niño dans le Pacifique Est, et en phase La Niña dans l'Atlantique Nord (CPCM, 2012). Cela reprend le décalage connu variant entre une année et deux années entre ces deux océans tropicaux. L'activité intense du Pacifique Est précède celle de l'Atlantique Nord. Ce décalage asynchrone est illustré par une corrélation linéaire de -0,64 entre les deux bassins sur la période 1980-2010.

Une comparaison de la température de l'océan a été effectuée dans les deux bassins pour août 1993 et août 1999 (figure 5), mois où l'eau est la plus chaude quel que soit le bassin océanique. En 1993, il y a eu 8 cyclones intenses dans le Pacifique Est (le 8ème cyclone a évolué à l'ouest de 160°W), et aucun dans l'Atlantique Nord. Dans ce dernier, en 1994, l'activité est restée nulle du fait d'un El Niño prolongé. En 1999, il y a eu 5 cyclones intenses dans l'Atlantique Nord et un seul dans le Pacifique Est (figure 4). Dans ce dernier, en 1998, année de transition entre El Niño de 1997 et La Niña de 1999, il y avait eu 3 cyclones intenses. Quatre des 8 cyclones intenses du Pacifique Est de 1993 ont atteint leur intensité maximale sur des eaux océaniques d'une température inférieure à 28°C (figure 5, haut). Et en 1999, le seul cyclone intense du Pacifique Est se déplaçait sur une eau à moins de 27°C alors qu'aucun ne s'est formé sur la "poche chaude" à 28-29°C entre 80 et 110°W et 10 et 18°N. Dans l'Atlantique Nord, 5 cyclones intenses ont été répertoriés en 1999. La différence de température entre août 1993 et août 1999 n'explique pas qu'il y ait eu aucun cyclone intense en 1993 alors que les eaux chaudes de plus de 28°C, susceptibles de provoquer le renforcement des cyclones intenses (Michaels *et al*., 2006), occupaient un large espace océanique (figure 5, bas).

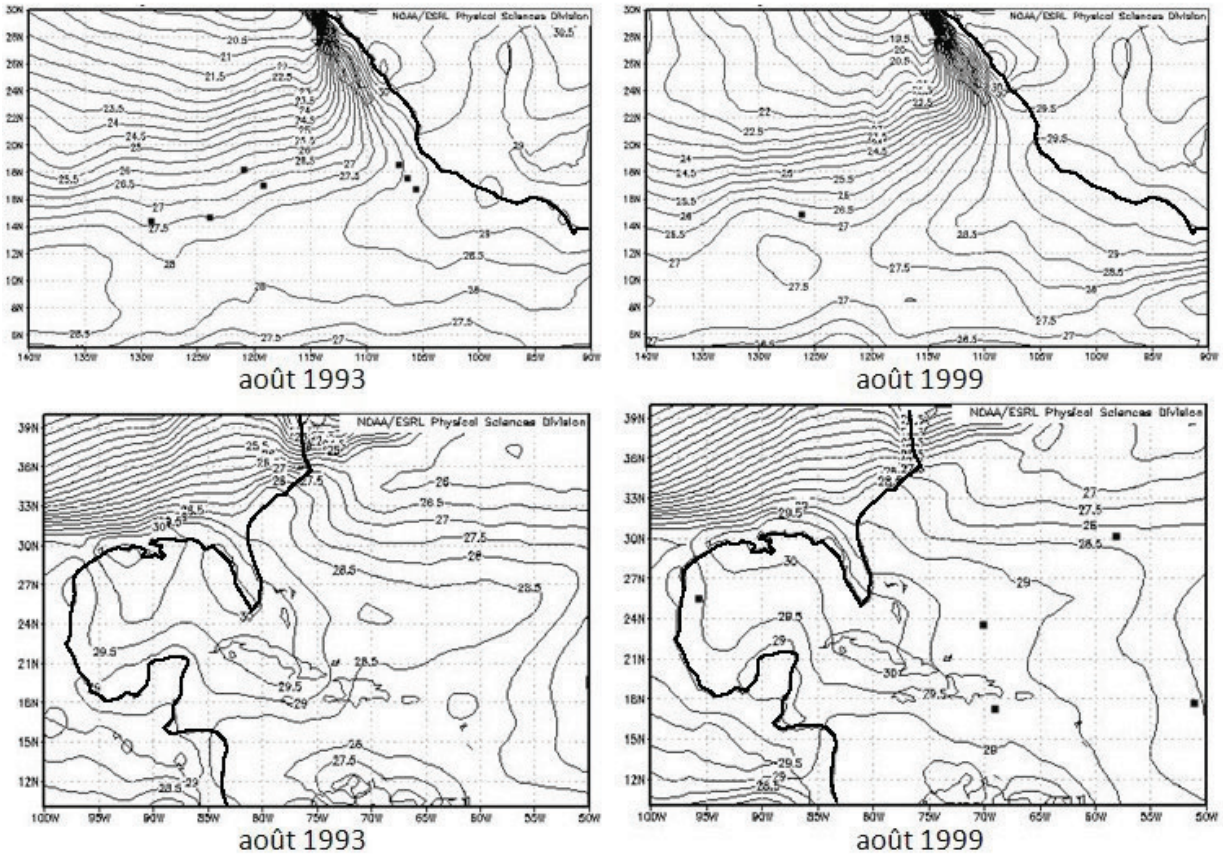


Figure 5 : La température de l'océan (en °C) dans le Pacifique Est (haut) et dans l'Atlantique Nord (bas). Source : NOAA.

Cela montre bien que la seule température de l'océan n'est pas le facteur déterminant. Wang et Lee (2010) ont montré qu'il existe une corrélation négative de l'activité des cyclones tropicaux entre l'Atlantique Nord et le Pacifique Est. Un élément important serait le faible cisaillement vertical du vent. Lorsque celui-ci est faible dans un vaste espace de l'Océan Atlantique (en phase La Niña), les cyclones sont plus nombreux. Dans le même temps, le fort cisaillement vertical du vent existant dans le Pacifique Est provoque une réduction de l'activité des cyclones. En phase El Niño, la situation opposée est observée. Le fort cisaillement limite l'activité cyclonique dans l'Atlantique Nord alors que cette dernière est plus riche dans le Pacifique Est avec le faible cisaillement vertical du vent. Le facteur déterminant serait ainsi une modification de la circulation des vents d'altitude. Wang et Lee (2010) affirment aussi que ce mécanisme peut se produire à l'échelle multi-décennale. Landsea (2005) considère que l'activité croissante des cyclones intenses de l'Atlantique Nord depuis le milieu de la décennie 1990-1999 (figure 4) correspond à un cycle multi-décennal favorable. Les données, issues des observations de navires dans l'Atlantique Nord, tendraient à montrer une activité cyclonique riche entre les années 1930 et 1960. La période 1970 à 1994 avait été qualifiée de relativement calme. Les données de bateaux moins nombreuses dans le Pacifique Est ne permettent pas de mettre en évidence des cycles comparables.

Conclusion

Les cyclones tropicaux intenses des catégories 4 et 5 sont deux fois plus nombreux dans l'Est du Pacifique Nord que dans l'Atlantique Nord. Entre 1980 et 2009, il y a eu un doublement du nombre des cyclones intenses dans l'Atlantique Nord alors que l'activité a été réduite de moitié dans l'Est du Pacifique Nord. Il existe un décalage asynchrone variant entre une et deux années de l'activité des cyclones tropicaux intenses entre l'Atlantique Nord et l'Est du Pacifique Nord. A un pic annuel d'activité dans l'un des deux bassins cycloniques, correspond un creux d'activité dans l'autre. Les saisons très actives se produisent en phase El Niño dans le Pacifique et en phase La Niña dans l'Atlantique. Si la température de l'océan joue un rôle important dans l'activité des cyclones intenses, la circulation des vents dans la troposphère supérieure est déterminante. Lorsque le cisaillement vertical du vent est faible dans un vaste espace de l'Océan Atlantique (en phase La Niña), les cyclones sont plus nombreux.

Dans le même temps, le fort cisaillement vertical du vent existant dans le Pacifique Est provoque une réduction de l'activité des cyclones. En phase El Niño, la situation opposée est observée. L'activité croissante des cyclones intenses de l'Atlantique Nord depuis 1995 pourrait ne pas résulter du réchauffement climatique en cours mais correspondrait à un cycle multi-décennal favorable. Les deux ou trois prochaines décennies devraient donner une réponse à cette interrogation.

Références bibliographiques

Climate Prediction Center Maryland (CPCM), 2012 : The Oceanic Nino Index. http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

Dvorak V.F., 1984 : Tropical cyclone intensity analysis using satellite data. *NOAA technical Report NESDIS 11,* 47 p.

Hoarau K., Bernard J., Chalonge L., 2011 : Intense tropical cyclone activities in the northern Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 31, doi : 10.1002/joc.2406.

Landsea C.W., 2005 : Hurricanes and global warming. *Nature*, 438, 11-13.

Michaels P.J., Knappenberger P.C., and Davis R.E., 2006 : Sea surface Temperatures and tropical cyclones in the Atlantic basin. *Geophysical research letters*, 33, L09708, doi : 10.1029/2006GL025757.

National Hurricane Center Miami (NHC), 2011 : North Atlantic and Eastern North Pacific Tropical Cyclones Best Track (1851-2011). http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/Data_Storm.html.

Simpson B., 1974 : The Hurricane disaster potential scale. *Weatherwise*, 27, 169-186.

Wang C. and Lee S.K., 2010 : Is Hurricane Activity in One Basin Tied to Another? *EOS*, 91, 93-95.

Webster P.J., Holland G.J., Curry J.A. and Chang H.R., 2005 : Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science,* 309, 1844-1846.

LES EFFETS DU RÉCHAUFFEMENT RÉCENT SUR LES GLACIERS DE L'ELBROUS (CAUCASE DU NORD)

Iulian-Horia HOLOBÂCĂ

Université Babeş - Bolyai, Faculté de Géographie, 5-7, Clinicilor, 40006 Cluj-Napoca, Cluj, Roumanie.
holobaca@geografie.ubbcluj.ro

***Résumé** : Pour le Caucase du nord, la période 1981-2009 est caractérisée par un retrait accéléré des glaciers de montagne. Nos objectifs principaux dans cette étude sont : i) l'identification des causes climatiques du retrait glaciaire dans le Massif de l'Elbrous, et ii) la quantification des changements de surface du glacier par télédétection. La recherche des causes climatiques du retrait des glaciers de l'Elbrous a été faite en utilisant une analyse de tendance pour des séries de données saisonnières et annuelles de température et de précipitations. Pour détecter les changements de la surface des glaciers de l'Elbrous nous avons élaboré un nouvel outil ArcGis – Glacier Mapper. Les résultats du test de tendance confirment le réchauffement pour la période 1981-2009. Les glaciers de vallée du Massif de l'Elbrous ont perdu durant cette période près de 15 % de leur superficie.*

***Mots-clés** : Analyse de tendance, glacier, Elbrous, télédétection, changement climatique.*

Abstract: Recent warming effects on the Elbrus glaciers (Great Caucasus).
The 1981-2009 period in Great Caucasus is characterized by an rapid retreat of the mountain glaciers. The main goals of this paper are: i) the identification of climatic causes responsible of glacier retreat in the Elbrus Massif, and ii) the quantification of the glacier surface-area changes using remote sensing. A linear trend analysis for annual and seasonal temperature and precipitation data sets has been used to emphasis the climatic causes for this retreat. A new ArcGis tool was developed in order to detect the glacier surface-area changes. The results of the trend test confirm the significant warming trend for the period 1981-2009. Valley glaciers are the most affected, losing about 15% of their surface over this period.

***Keywords**: Trend analysis, glacier, Elbrus, remote sensing, climate change.*

Introduction

L'Elbrous est le plus haut sommet du nord-ouest du Caucase, à 100 km de la Mer Noire et 400 km de la Mer Caspienne. L'Elbrous est un volcan éteint, presque symétrique et possédant deux pics principaux de part et d'autre d'un col situé à 5 416 m d'altitude. Le sommet occidental est le point culminant à 5 642 m tandis que le sommet oriental s'élève à 5 621 m (figure 1). La partie supérieure du volcan a été progressivement comblée de neige et de glace. Les langues glaciaires, avec une disposition radiale, sont alimentées par une zone d'accumulation commune. Au cours du dernier siècle, les superficies englacées ont diminué et les glaciers de vallée ont reculé.

Le recul des glaciers a comme cause la plus probable le réchauffement climatique récent. Dans notre étude, nous réalisons une analyse quantitative de la variation des principaux paramètres climatiques à l'origine des variations du bilan de masse glaciaire : température et précipitations, ainsi que des variations de la superficie couverte par la glace dans le Massif de l'Elbrous.

1. Données et méthodes

Les caractéristiques de la variation des paramètres climatiques ont été étudiées en utilisant l'analyse de tendance à la fois pour les séries des données annuelles que pour les données saisonnières. Les données instrumentales proviennent de la station météorologique Mineralnîi Vodi. Seules les données mensuelles de température ont été validées par le contrôle de qualité. La série des données mensuelles des précipitations est inutilisable à cause des valeurs manquantes.

Pour comparer les résultats, nous avons utilisé les séries des données modélisées par CRU 3 pour le point de grille le plus proche (43°25"N / 42°25"E). La grille a été calculée à partir des valeurs provenant des stations météorologiques avec une résolution de 0,5 degrés de latitude et longitude pour la période 1901-2009.

Pour caractériser les variations des paramètres climatiques pour notre période d'étude (1981-2009), les tendances et leur pente ont été comparées avec les données de la période précédent de durée identique : 1951-1980 (test de Mann-Kendall).

Le test de tendance et le calcul de la pente de la tendance linéaire ont été réalisés en utilisant la macro Excel - MAKESENS, provenant du Finish Meteorological Institute.

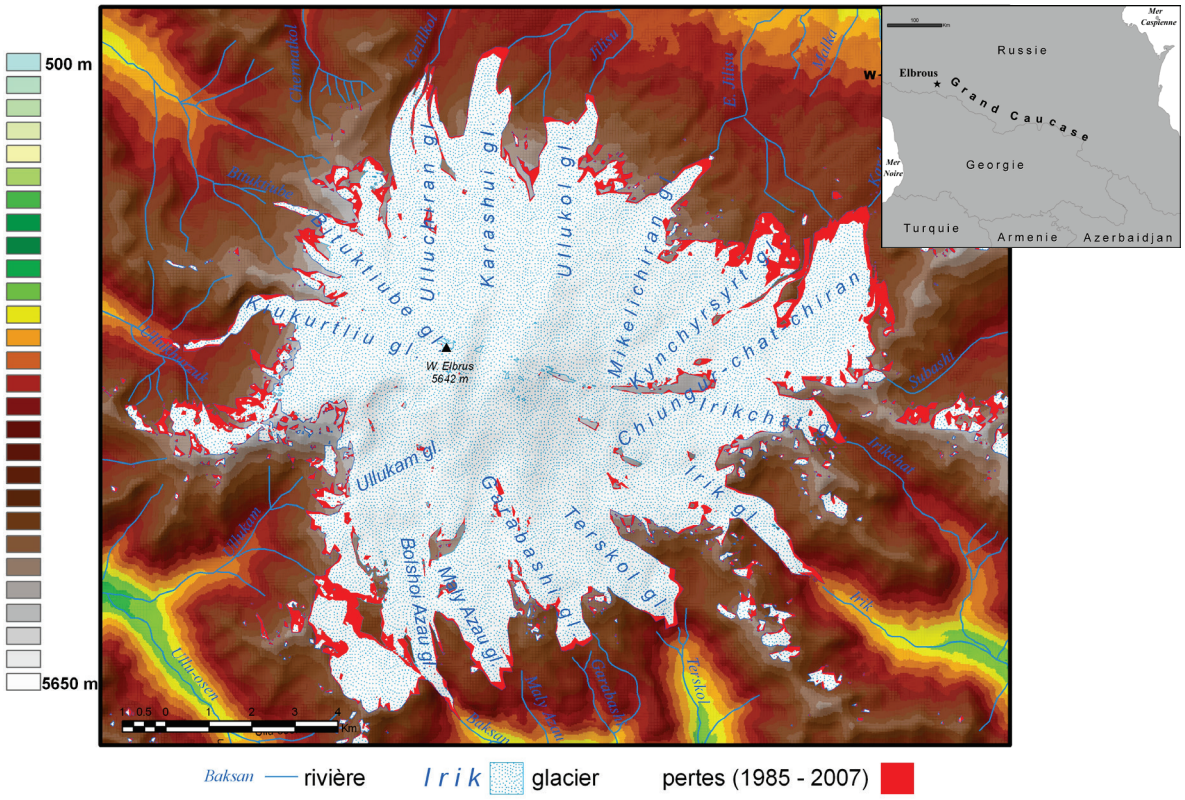


Figure 1 : Le volcan d'Elbrous - Recul des glaciers pendant la période 1985-2007.

Les données de télédétection couvrent la même période. Nous avons choisi trois scènes Landsat TM (10 août 1985, 17 août 1999, 31 juillet 2007) avec une couverture nuageuse minimale, qui ont été enregistrées tard dans la saison d'ablation pour limiter l'enneigement.

Le développement d'un nouvel outil ArcGIS a permis la détection des changements dans la superficie couverte de glace. L'algorithme du GLAcier Mapper - Change Detector (GLAM - CD) distingue trois opérations (figure 2) :

1) le rehaussement de la dynamique spectrale des surfaces couvertes de glace et de neige par le calcul d'un indice de neige (Normalized Difference Snow Index) ou de différents rapports spectraux ;

2) l'identification des contours des surfaces couvertes par la glace à l'aide des valeurs seuil ;

3) la détection des changements de superficie par rapport aux paramètres du relief (altitude, exposition et pente).

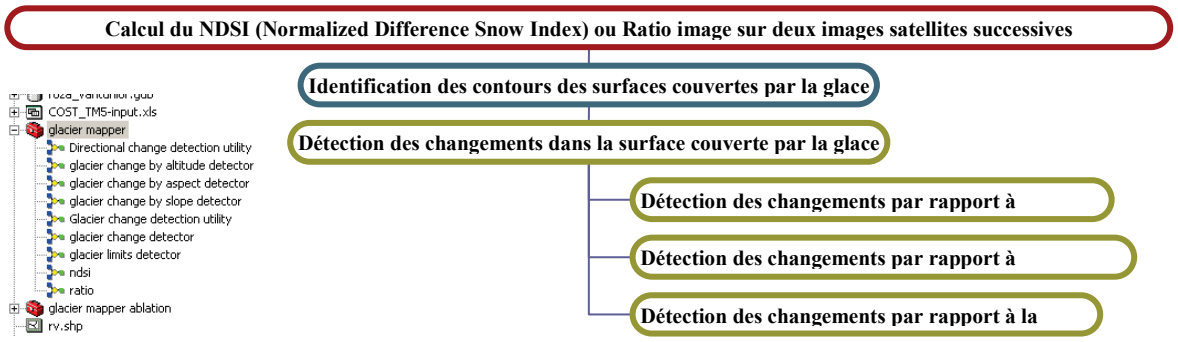


Figure 2 : Description de l'algorithme du GLAM – CD.

Dans ce travail, nous avons utilisé le calcul de l'indice Normalized Difference Snow Index, NDSI = (TM2-TM5) / (TM2+TM5) (Paul, 2000). Les surfaces couvertes par la glace ont été discriminées utilisant le seuil de 0,4.

2. Résultats et discussion

2.1. Un fort réchauffement estival

Les résultats du test de Mann-Kendall confirment la tendance significative de réchauffement dans la proximité du Massif Elbrous présente dans les séries des données annuelles pour la période 1981-2009 (tableau 1). Les quantités annuelles de précipitations, pour la même période, ont une tendance à la baisse mais qui ne dépasse pas le seuil de significativité statistique (tableau 2).

Tableau 1 : Les résultats du test de Mann-Kendall pour la température moyenne (Z correspond à la statistique du test ; niveau de confiance : + 90 %, * 95 %, ** 99 %, *** 99,9 %).

	MineralnîiVodi				(43˚25“N / 42˚25“E) CRU 3			
Période	**Séries de données**	**Z**	**Sign.**	**Pente ºC/10 ans**	**Séries de données**	**Z**	**Sign.**	**Pente ºC/10 ans**
1951 - 1980	DJF	-1,03		-0,62	DJF	-0,85		-0,34
	MAM	1,05		0,32	MAM	2,40	*	0,60
	JJA	-2,24	*	-0,47	JJA	-0,62		-0,16
	SON	-0,42		-0,16	SON	0,07		0,00
	Annuel	-0,57		-0,12	Annuel	0,10		0,00
1981 – 2009	DJF	0,73		0,36	DJF	0,92		0,26
	MAM	2,00	*	0,48	MAM	1,91	+	0,43
	JJA	2,79	**	0,72	JJA	3,64	***	0,85
	SON	2,34	*	0,58	SON	3,52	***	0,70
	Annuel	2,71	**	0,55	Annuel	3,43	***	0,55

On remarque que pour les séries annuelles de température, la pente de la tendance linéaire pour la période 1981-2009 a la même valeur (0,55°C/10 ans) pour les deux séries des données, mais pour la série CRU 3, le niveau de confiance est plus élevé (99,9 %). Pour la période antérieure, la tendance est plutôt stationnaire. Pour les précipitations annuelles le seuil de la significativité statistique de la tendance linéaire n'est pas dépassé pour aucune période.

Les caractéristiques de la variabilité à l'échelle annuelle sont mieux mises en évidence par l'analyse saisonnière de la tendance linéaire. Pour les températures moyennes saisonnières dans la période 1951-1980, le seuil de la significativité statistique est dépassé seulement pour l'été à Mineralnîi Vodi (tendance négative avec une pente de -0,47°C/10 ans) et pour le printemps pour le CRU 3 (tendance positive avec une pente de 0,60°C/10 ans). En revanche,

pour la période 1981-2009, les températures moyennes saisonnières ont des tendances linéaires significatives statistiquement. Pour la saison d'été les pentes sont les plus élevées, avec des valeurs comprises entre 0,72 et 0,85°C/10 ans. L'exception est l'hiver, pour lequel le test de tendance indique des valeurs sans signification statistique.

Tableau 2 : Les résultats du test Mann-Kendall pour les précipitations (Z correspond à la statistique du test ; niveau de confidence : + 90 %, * 95 %, ** 99 %, *** 99,9 %).

	(43° 25" N / 42° 25" E) CRU 3			
Période	**Séries de données**	**Z**	**Signif.**	**Pente Mm/10 ans**
1951 – 1980	DJF	-0,73		-8,40
	MAM	0,89		12,28
	JJA	1,53		22,47
	SON	0,71		4,68
	Annuel	0,96		29,21
1981 – 2009	DJF	-0,35		-6,70
	MAM	0,28		4,98
	JJA	-2,26	*	-42,20
	SON	0,84		10,823
	Annuel	-1,33		-46,19

Pour les précipitations, les valeurs de la statistique du test (Z) ont, à l'exception de JJA, des valeurs sous unitaires pour les deux périodes analysées, indiquent que pour les précipitations les changements sont négligeables à l'échelle saisonnière. On peut cependant remarquer la diminution statistiquement significative des quantités estivales de précipitations pour la période 1981-2009. Ainsi, le fort réchauffement estival est associé à une diminution des précipitations dans une saison très importante pour le bilan de masse des glaciers situés aux latitudes moyennes.

2.2. Le recul des glaciers

La surface couverte par les glaciers a diminué significativement dans la période 1985-2007 dans le Massif d'Elbrous. Les pertes en surface glaciaire ont été de 10,7 km^2, équivalent à 8,7 %. Les glaciers de vallée ont été les plus affectés avec une perte en surface de 5,5 km^2, équivalent à 15,4 %.

Les différences sur les deux sous-périodes sont mineures. Pour les deux périodes la diminution des glaciers de vallée a été d'environ 8 % (tableau 3), équivalent en pertes de surface entre 2,6 et 2,8 km^2.

Tableau 3 : Diminution des surfaces glaciaires pour la période 1985 - 2007.

Glacier	**Diminution de la surface englacée (km^2 et %)**					
	1985-1998		1998-2007		1985-2007	
Glaciers de vallée	-2,85	-7,96	-2,65	-8,05	-5,5	-15,37
Total glacier Elbrous	-5,93	-4,82	-4,73	-4,04	-10,66	-8,66

a) *Changements dus à l'exposition.* L'analyse des pertes de surface glaciaire par rapport à l'exposition montre le rôle du relief dans la différentiation de l'intensité de l'ablation. Pour le Massif de l'Elbrous, on remarque que l'exposition joue un rôle important par rapport à la circulation atmosphérique.

Les pertes les plus importantes de surface glaciaires sont observées pour l'exposition N-E (20,1 %) (figure 3), qui est située en position d'abri par rapport à la provenance des masses d'air humide. Par contre, le minimum de pertes correspond à la direction SW (7,5 %) exposée directement à la circulation humide, dominante pendant la période d'ablation.

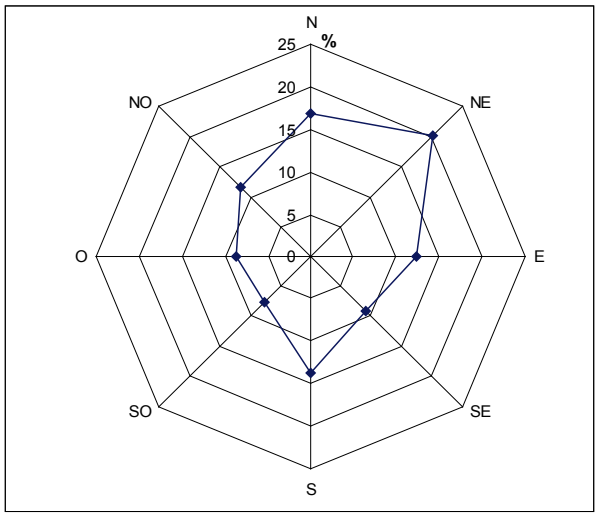


Figure 3 : Les pertes de surfaces glaciaires (%) par rapport à l'exposition (1985-2007).

L'exposition au rayonnement tient un rôle secondaire. Pour la direction S on remarque un maximum secondaire des pertes glaciaires (15,7 %), bien marqué si on compare avec les autres directions du secteur S qui ont des pertes de moins de 10 %. Ce maximum peut être expliqué par l'intensité maximale du flux total de rayonnement solaire, spécialement sur les versants inclinés qui peut localement intensifier l'ablation.

b) Changements dus à l'altitude. L'altitude joue un rôle relativement faible. La réduction de la température en altitude change le rapport entre l'ablation et l'accumulation. Pour détailler les pertes glaciaires en altitude nous avons défini 10 classes pour subdiviser la gamme totale des altitudes englacées (2700-5650 m). L'intervalle des classes d'altitude est de 300 m jusqu' à 5300 m.

Cette démarche nous a permis d'identifier les altitudes avec les pertes maximales. On observe que pour la période 1985-2007, les pertes les plus importantes (46,8 %) se sont produites pour les altitudes comprises entre 3300 et 3600 m (figure 4). Les valeurs plus petites de pertes pour les deux classes inférieures sont explicables par la masse glaciaire plutôt modeste à de telles altitudes.

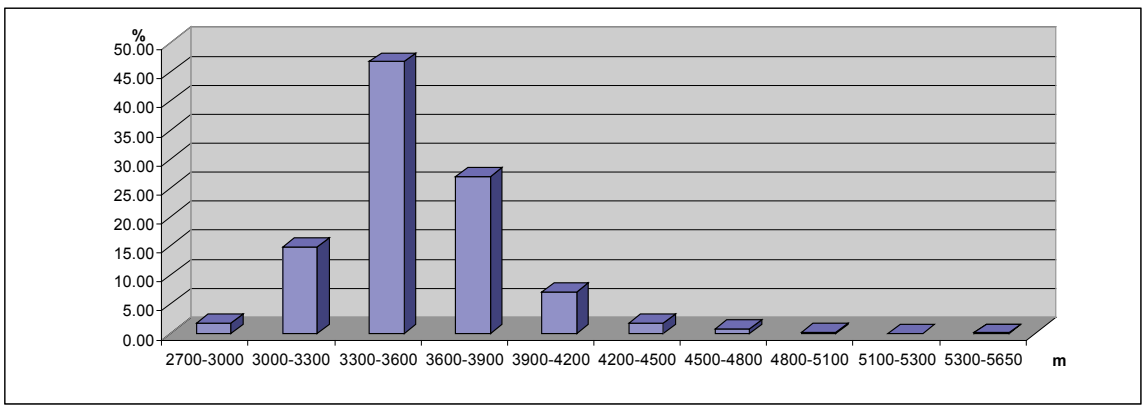


Figure 4 : Les pertes de surfaces glaciaires (%) par rapport à l'altitude (1985-2007).

Une autre caractéristique importante est la répartition très inégale en altitude. Pour des altitudes comprises entre 3000 et 4200 m le taux des pertes est de 96,8 %. Par contre, pour des altitudes plus hautes de 4500 m, les pertes sont de moins de 1 %.

c) *Changements dus à la pente.* Pour les glaciers de vallée la pente est un facteur important. La stabilité de la glace est plus forte pour des valeurs réduites de la pente. Pour des raisons géomorphologiques nous avons choisi sept classes de valeurs de pente (figure 5).

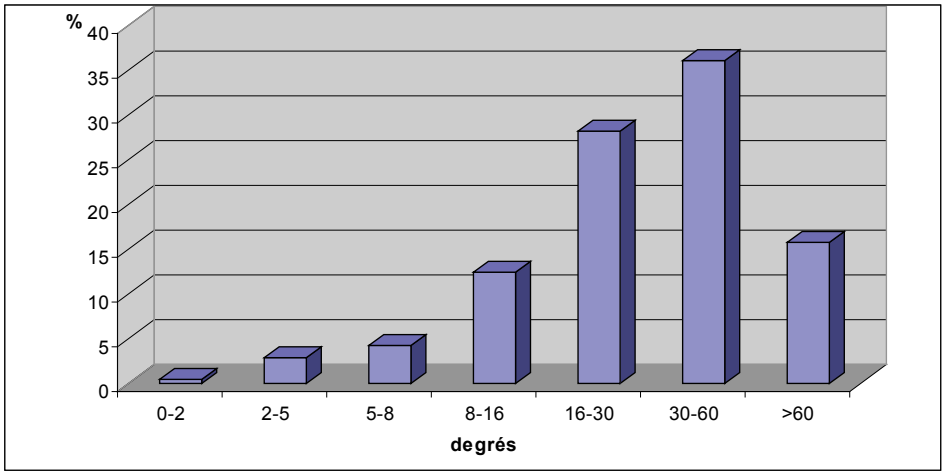


Figure 5 : Les pertes de surfaces glaciaires (%) par rapport à la pente (1985-2007).

Les valeurs les plus grandes des pertes glaciaires correspondent aux classes supérieures des pentes. Ainsi, pour les surfaces avec une inclinaison comprise entre 30 et 60 degrés les pertes ont été de 36 %. Par contre, les surfaces planes ou avec des pentes réduites (0-8 degrés) ont une perte totale d'environ 6 %.

Conclusion

Le recul accéléré des glaciers observé dans le Caucase du Nord après 1980 (Shahgedanova *et al.*, 2005) a comme cause climatique la plus probable le réchauffement important observé pendant la saison chaude avec un maximum pendant l'été.

Les caractéristiques du relief viennent nuancer l'intensité du retrait glaciaire. Les surfaces glaciaires les plus affectées par la réduction sont en position d'abri des flux de précipitations (NE), situées près de la zone d'équilibre du bilan de masse (3300-3600 m) ou avec une pente élevée (> 16°).

L'analyse quantitative du recul des glaciers de l'Elbrous permettra de dresser les cartes des risques liés à la fonte des glaciers et de modéliser son évolution future.

Références bibliographiques

Paul F., 2000 : Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM. *Proceedings of 20 th EARSeL Symposium – Land Ice and Snow*, Dresden, European Association of Remote-Sensing Laboratories, 239-245.

Shahgedanova M., Stokes C. R., Gurney S. D. et Popovnin V., 2005 : Interactions between mass balance, atmospheric circulation, and recent climate change on the Djankuat Glacier, Caucasus Mountains, Russia. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 110, 123-135.

STRATÉGIES DE GESTION DES ÉCOSYSTÈMES VULNÉRABLES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BASSIN-VERSANT DU COUFFO

Constant HOUNDENOU, Henri S. V. TOTIN et Ernest AMOUSSOU

Laboratoire Pierre Pagney, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE)
03 BP1122 Cotonou, Bénin. constant500@yahoo.fr, sourouhenri@yahoo.fr, ajernest@yahoo.fr

Résumé : *Le bassin-versant du Couffo est confronté aux défis des changements climatiques qui induisent des mutations inévitables dans les systèmes de mise en valeur des terres. Le réchauffement global de la planète et les prévisions relèvent un risque de modification du régime, du rythme des précipitations et une croissance des aléas. Ces processus naturels dans un environnement anthropisé ont des conséquences sur les capacités des systèmes de production, conduisant à la dégradation des ressources naturelles, à la faible productivité des terres et la perte de la biodiversité au sein de l'écosystème. L'analyse s'appuie sur les données climatologiques (pluie, ETP et température) de la station synoptique de Bohicon, les formations végétales, les enquêtes de terrain, les observations relatives aux pratiques agricoles. Les résultats montrent l'influence remarquable de la baisse pluviométrique sur la production agricole selon 86 % des enquêtés. Cette situation a entraîné l'occupation du lit du bassin pour la pratique des cultures de décrue entre décembre et février pour répondre au besoin de la population.*

Mots-clés *: Bassin du Couffo, stratégies de gestion, écosystèmes vulnérables, changements climatiques.*

Abstract: Management strategies of vulnerable ecosystems to climate change in the Couffo river basin.
The Couffo basin faces the challenges of climate change leading to changes inevitable in systems development land. The global warming of the planet and forecasts are an increasing risk of drought and climate variability. These natural processes in an anthropic environment have an impact on the capacity of production systems, leading to degradation of natural resources, low land productivity and loss of biodiversity within the ecosystem. The analysis is based on climatological data (rainfall, temperature and ETP) Bohicon, yields and land cover, field surveys, observations on agricultural practices. The results show the remarkable influence of declining rainfall on agricultural production as 86% of respondents. This has resulted in the occupation of the bed of the basin for the practice recession agriculture between december and february to meet the needs of the population.

Keywords*: Couffo basin, management strategies, vulnerable ecosystems, climate change.*

Introduction

L'absence, la rareté, l'excès ou la mauvaise répartition spatio-temporelle des pluies peuvent être générateurs de crises climatiques et économiques et très souvent aussi, d'instabilité sociale et politique (Boko, 1988 ; Tapsoba, 1997). Sur ce plan, l'Afrique de l'Ouest, où la plupart des pays ont une économie fondée sur le secteur primaire, en particulier sur l'agriculture pluviale, apparaît comme une région particulièrement sensible (GIEC, 2007). La baisse très marquée de la pluviométrie dans cette région au cours des décennies 1970 et 1980 a eu des répercussions importantes, aux plans hydrologique et agronomique, mais aussi économique et social (Amoussou, 2005). Ainsi, la baisse des rendements des cultures vivrières au cours des grandes saisons de pluie entraîne la culture de contre saison dans le lit du Couffo pour combler le déficit, facilitant sa dégradation avec une perte de la biodiversité.

Le fleuve Couffo, long de 190 km, draine un bassin-versant de 3000 km^2 au Bénin (Le Barbé *et al.*, 1993). Il est compris précisément entre 7°70' et 6°50 Nord et 1°90 et 2°20 Est (figure 1) et prend sa source au Togo dans les Monts Djami, à proximité de la frontière bénino-togolaise, près de Tchetti à 240 m d'altitude.

Le fonctionnement du bassin est tributaire des interactions entre les différents paramètres physiques et humains du milieu. Il s'étend sur deux domaines climatiques : au sud le domaine subéquatorial caractérisé par un régime bimodal et au nord le domaine tropical humide marqué par un régime unimodal.

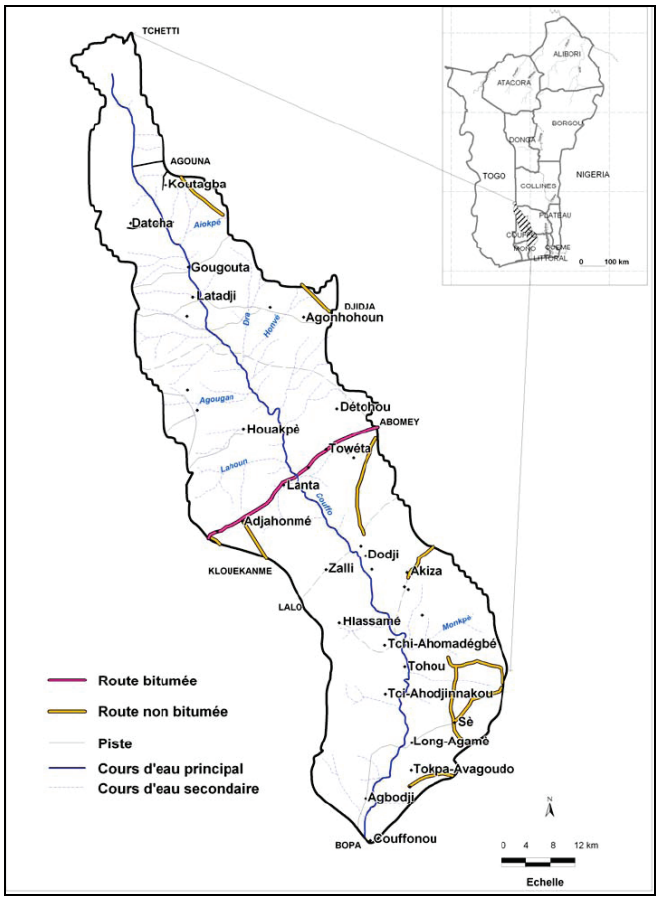


Figure 1 : Localisation du bassin-versant du fleuve Couffo.

Le bassin-versant du Couffo est également dominé par une chaîne de montagne se trouvant entre Sokodé et Atakpamè au Togo, occasionnant un glacis à pente très forte variant de 5 à 10 m/km voire 13 m/km et d'une altitude de 300 à 400 m (Le Barbé *et al.,* 1993). De ce glacis, descendent une série d'affluents qui se comportent comme de véritables petits torrents (Oyédé *et al.*, 1988 ; Zanou, 1989), facilitant le ruissellement au profit de l'infiltration et par conséquent une perte rapide de la ressource en eau.

Les versants des sous-bassins du fleuve Couffo sont irréguliers du fait des pentes qui varient du sud au nord (4 à 15 %) avec la présence par endroits de nombreux blocs de grès ferrugineux (Lanta) et de granite à biotite permettant un tarissement rapide de la nappe au niveau septentrional du bassin comme l'avaient déjà signalés Amoussou (2005), Amoussou *et al.* (2009), Totin *et al*. (2009).

Cette pente détermine le caractère torrentiel et le sens de l'écoulement des eaux du nord vers sud du fleuve Couffo. Ainsi, la partie centrale et sud du bassin, située en zone sédimentaire, regorgée d'eau est le siège de toutes les activités. Cette pression humaine ajoutée à la forte sécheresse climatique expose le bassin à une certaine vulnérabilité à laquelle il importe de proposer des stratégies de conservation de la biodiversité.

1. Données et méthodes de recherche

Les données utilisées sont les précipitations et températures mensuelles de 1961 à 2000, et l'évapotranspiration potentielle (ETP) de 1965-2000 de la station synoptique de Bohicon. Ces données proviennent de la base de données de l'ASECNA de Cotonou (Bénin) et de celle du Laboratoire Pierre Pagney : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE). Les superficies des unités paysagères ont été obtenues à partir des cartes d'occupation du sol élaborées à partir des photos aériennes des missions Ben 1982 et Landsat TM 2000. Les données ont servi à analyser la dynamique du couvert végétal dans le secteur d'étude.

Des investigations ont été aussi réalisées par l'approche MARP (Méthode Accélérée de Recherche Participative) comportant des entretiens semi-directifs, des interviews et des focus-groups pour permettre aux populations riveraines de présenter leurs connaissances sur leur situation et leurs conditions de vie par rapport à un fait aux effets néfastes des changements climatiques et les mesures d'adaptation prises ou envisagées comme l'avait fait Amoussou (2010). Ainsi, 77 usagés (paysans, pêcheurs, éleveurs et femmes) du bassin ont été interrogés. Ceci permet de mieux analyser mieux des changements climatiques et environnementaux sur l'hydrosystème.

2. Résultats et discussion

2.1. Variation climatique

La figure 2 traduit l'évolution annuelle des hauteurs de pluie et de température. Il ressort de cette analyse une tendance à la baisse des lames d'eau précipitées dans un environnement où l'agriculture est pluviale. Dans le même temps, la température connaît une augmentation moyenne d'environ 0,02°C chaque année, mais non significative selon le test de Pearson.

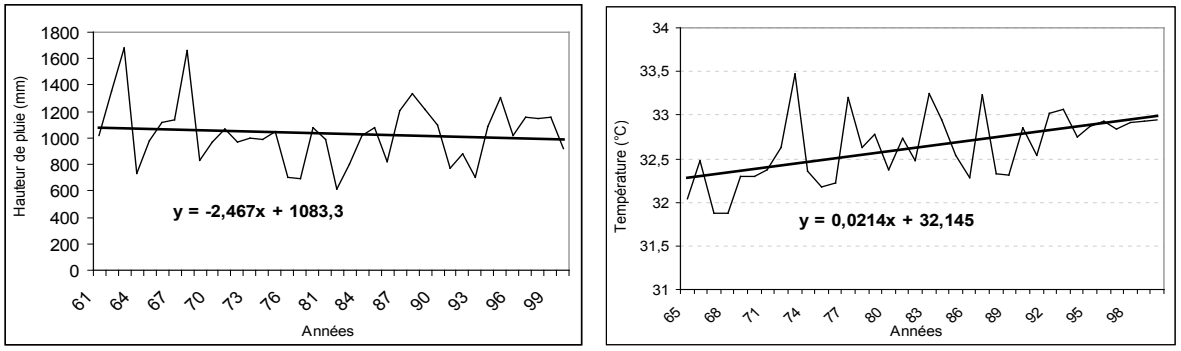


Figure 2 : Evolution tendancielle du champ de pluie (1961-2000) et de la température (1965-2000) à la station synoptique de Bohicon.

Ces différents résultats sont conformes à ceux obtenus par Amoussou (2005 et 2010) et Totin *et al*. (2009). Ainsi, avec cette augmentation de la température dans un environnement pluvial déficitaire comme l'illustre la figure 3 où la perte d'eau annuelle devient importante que les lames d'eau précipitées annuellement.

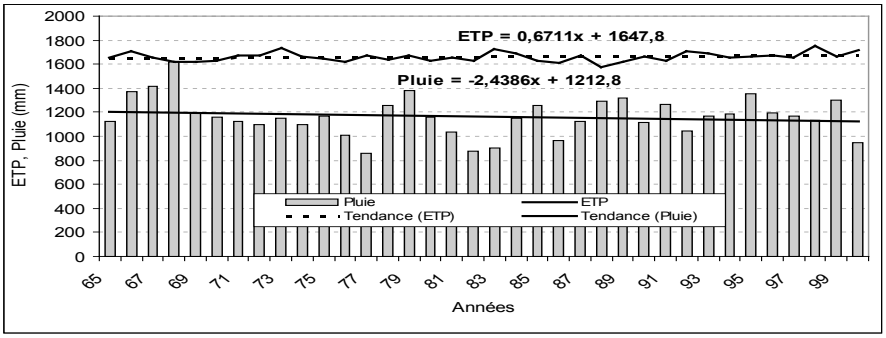


Figure 3 : Variabilité interannuelle de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle à la station de Bohicon de 1965 à 2000.

Il en résulte à cet effet un assèchement rapide du lit du fleuve du fait que la quantité d'eau précipitée est inférieure à celle évaporée. Cela confirme le degré de sécheresse dans le bassin, la pression humaine par les activités agricoles qui facilitent la fragilisation des sols et la végétation avec une diminution potentielle de l'infiltration. Ceci rejoint aussi l'idée de Totin *et al*. (2009) qui stipulent que la variation de la disponibilité en eau dans le bassin dépend de la complexité géo-climatique. Ils affirment également que la variation des lames d'eau écoulées dépend du rythme saisonnier des conditions pluviogènes associées à la mousson ouest africaine. Cette baisse pluviométrique associée à une forte évapotranspiration explique l'assèchement rapide du lit du fleuve par endroits pendant l'étiage surtout dans le domaine subsoudanien. Alors que dans le domaine subéquatorial, le lit ne tarit pas totalement, ceci est lié à la nature sédimentaire du bassin qui a la propriété de recharger les nappes en saison pluvieuse et à les décharger lentement en saison sèche.

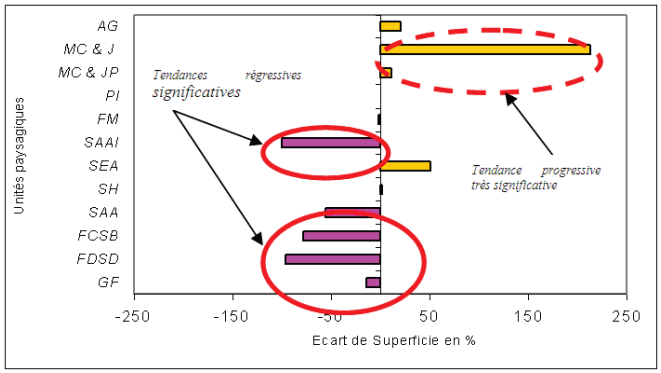
Ainsi, cette partie du bassin est sous l'effet d'une surexploitation à des fins d'usage domestique (consommation, lessive, vaisselle, etc.) surtout pendant la période allant de

novembre à mars. Ces modifications hydroclimatiques associées à l'exploitation non contrôlée des terres et une régression marquée des formations végétales naturelles engendrent une dégradation de l'hydrosystème.

2.2. Facteurs de vulnérabilité de l'hydrosystème

Les activités socio-économiques développées par les riverains dans le bassin à savoir l'agriculture et la pêche constituent des activités de pression sur le paysage naturel. L'agriculture participe à la dégradation du couvert végétal pour l'extension de la production agricole. La pêche, quant à elle a besoin de la coupe des arbustes pour l'installation des acadjas (enclos piscicole dans lequel on y met des arbustes où viennent se refugier les poissons).

Toutes ces activités engendrent ainsi une régression des formations végétales naturelles au profit des formations anthropisées. Ainsi, on note une régression de la forêt claire et des savanes arborées et arbustives (figure 4) de l'ordre de 55 % de même que la galerie forestière de 14 %. La forêt dense semi-décidue a diminué de 96 % et la savane boisée de 78 % du fait de l'exploitation du bois de chauffe et de la fabrication du charbon et de l'extension des champs de coton (Amoussou, 2005). Au sud du bassin, la régression des formations marécageuses est évaluée à 2 % montre l'ampleur de la pression humaine sur la mangrove pour la fabrication des acadjas.



GF : Galerie forestière
FDSD : Forêt dense semi décidue
FCSB : Forêt claire, savane boisée
SAA : Savane arborée arbustive
SH : Savane herbeuse
SEA : Savane à emprise agricole
SAAI : Savane arborée arbustive inondable
FM : Formation marécageuse
Pl : Plantation
MC & JP : Mosaïque des cultures et jachère sous palmier
MC & J : Mosaïque de culture et de jachère
AG : Agglomération

Figure 4 : Evolution spatiale des unités de l'occupation du sol sur le bassin versant du Couffo de 1982 à 2000.

La figure 4 l'illustre la dynamique du couvert végétal et l'influence humaine sur le milieu. Ceci renseigne sans doute sur l'état de l'écosystème et l'appauvrissement des terres et la perte remarquable des lames d'eau précipitées. Face à une telle situation, la population riveraine va vers le lit du fleuve, où existe encore la fertilité des sols. Mais, cette pratique est-elle vraiment une stratégie ?

2.3. Production agricole dans le lit du bassin-versant : stratégie d'adaptation de la population

Pendant l'étiage, la population développe la production agricole dans le lit du fleuve Couffo pour juguler les déficits alimentaires des grandes saisons pluvieuses. La photo 1 montre des champs de cultures maraîchères de décrue à Lon-Agonmè. Les cultures pratiquées sont : la tomate, le piment, le crincrin, le gombo et même le maïs dans la plaine inondable du bassin. L'ampleur des déficits hydrologiques et de l'insécurité alimentaire, a conduit à un envahissement du lit pour sa mise en valeur par les ménages.

Cliché Amoussou, février 2005.

Cliché Amoussou, janvier 2006.

Photos 1 : Cultures maraîchères de décrue sur le versant proche du lit à Lon-Agonmè (a) et production du maïs dans le fond du lit du fleuve à Tchi- Ahomadégbé (b)

Les pratiques culturales en cours dans le bassin (culture de décrue, aménagement du lit des cours d'eau en période d'étiage, etc.) constituent les réponses endogènes aux nouvelles donnes climatiques et environnementales (irrégularité des pluies, élévation du pouvoir évaporant de l'air, diminution de l'humidité au cours de la grande saison agricole, dégradation des terres, exploitation du sable, déforestation, etc.). Par conséquent, la péjoration climatique à laquelle est soumis le secteur agricole au Bénin et en particulier le bassin du Couffo sera converti dans l'optique d'un développement agricole fondé sur la pratique de l'agriculture de contre saison (Totin, 2005) sur les berges du fleuve.

2.4. Stratégies de gestion durable de l'écosystème Couffo

La sécurité alimentaire est une préoccupation importante pour les communautés rurales qui dépendent de l'agriculture pluviale. À cet effet, les différentes stratégies d'adaptation développées par les populations pour faire face aux changements climatiques sont avant tous l'exploitation des versants pour les cultures de contre-saison. Mais, cette exploitation ne doit pas affecter le débit écologique du fleuve. La figure 5 montre l'évolution du débit moyen mensuel et du débit écologique dans le bassin du Couffo de 1961 à 2000.

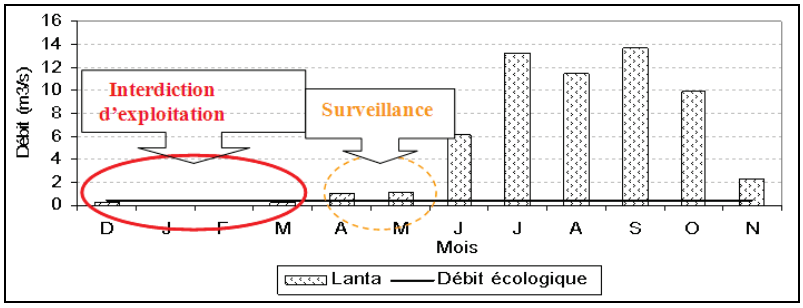


Figure 5 : Évolution du débit moyen mensuel et du débit écologique du fleuve Couffo de 1961 à 2000.

Il ressort de l'analyse que les mois où le débit moyen mensuel est inférieur au débit écologique, les écosystèmes sont plus vulnérables. Ainsi, les écosystèmes en particulier la faune aquatique est menacée de disparition. Ces périodes d'étiage, qui correspondent à la forte concentration des substances chimiques, sont un indicateur de menaces graves de l'écosystème et nécessitent une stratégie de gestion particulière. Les mois durant lesquels le débit écologique est légèrement inférieur au débit moyen mensuel (avril à mai), un contrôle ou bien certains travaux comme l'irrigation, exploitation des ressources en eau doivent être suspendus dans le but de la conservation de la biocénose.

Dans le secteur agricole, nous pouvons citer : les semis précoces sans labour avec le sarclobuttage ; les semis échelonnés et/ou semis répétés ; l'extension des terres agricoles ; la réduction des superficies consacrées à la culture du coton ; la culture de contre-saison dans les bas-fonds et non dans le lit du fleuve ; l'utilisation de nouvelles variétés de culture/semences

améliorées ; l'abandon progressif du calendrier agricole ancien. Il faut un reboisement des berges et la mise en place de barrages hydro-agricoles.

Conclusion

Dans cette étude, il ressort une diminution des lames d'eau précipitées des années 1970 à nos jours de plus de 10 % malgré la légère reprise des années 1990 et une diminution remarquable des formations végétales naturelles au profit des formations anthropiques. Cette baisse pluviométrique associée à la dégradation du couvert végétal entraîne de plus en plus une baisse des rendements agricoles nécessitant le développement des cultures de contre saison dans le lit du fleuve. Mais, cette utilisation du bassin comme mesure d'adaptation de la population riveraine doit être faite avec le respect du débit écologique dans le but de la préservation des écosystèmes pour un développement durable.

Références bibliographiques

Amoussou E., 2005 : *Variabilité hydroclimatique et dynamique des états de surface dans le bassin versant du Couffo*. Mémoire de DEA, FLASH/ Univ. d'Abomey-Calavi, 105 p.

Amoussou E., 2010. *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat unique, Université de Bourgogne, Dijon, CRC – CNRS- UMR 5210, 313 p.

Amoussou E., Vissin E. W. et Totin V.S.H., 2009 : Apport de modélisation à l'analyse de la variabilité des ressources en eau dans le bassin versant du fleuve Couffo au Bénin. *Rev. Sci. Env. Univ.*, Lomé (Togo), n°005. ISSIN 1812-1403, 65-78.

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'état ès-lettres. Uni. de Bourgogne. 2 tomes. 608 p.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques : Rapport de synthèse*. www.ipcc.ch.

Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y. et Gualde R., 1993 : *Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin*. Edition ORSTOM, 540 p.

Oyédé L. M., Lang J. et Tswlassou G., 1988 : Un exemple de sédimentation biodétritique, holocène en climat tropical humide : le ''lac'' Ahémé (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Journal of Earth Sciences*, 7, 516, 835-855.

Tapsoba D., 1997 : *Caractérisation événementielle des régimes pluviométriques ouest-africains et de leur récent changement*. Thèse de doctorat de l'Université Paris 11 (Orsay), 111 p. sans annexes.

Totin V.S.H., 2005 : *Tendances hydroclimatiques et scénarios de gestion des ressources en eau sur les plateaux du Sud Bénin*. Mémoire de DEA (MSc), Université d'Abomey- Calavi, Cotonou, Bénin, 83 p.

Totin V.S.H., Amoussou E. et Boko M., 2009 : Impacts des migrations de la mousson ouestafricaine sur la disponibilité en eau de surface dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'Ouest). *Rev. Sci.Env. Univ.*, Lomé (Togo), n°005. ISSIN 1812-1403, 35-49.

Zanou J., 1989 : *Dynamique du milieu naturel : Cas du secteur Avakpa/Long- Agonme sur le versant occidental du plateau d'Allada*. Mémoire de maîtrise, DGAT/ FLASH/ UNB, 94 p + annexes.

LES OBSERVATEURS LOCAUX DU TEMPS HIVERNAL AU PETIT ÂGE GLACIAIRE : EXEMPLES FRANÇAIS ET HOLLANDAIS

Pierre HUAT [1] et Alexis METZGER [2]

[1] *Université de Reims, France – pierre.huat@etudiant.univ-reims.fr.*
[2] *Université Paris 1 – ENEC UMR 8185 CNRS, 190 avenue de France, 75013 Paris, France. alexis.metzger@yahoo.fr*

Résumé : *Les fluctuations thermométriques du Petit Âge Glaciaire sont aujourd'hui bien connues. Elles ne permettent cependant pas de connaître précisément le déroulement des hivers. Grâce à certains passionnés du temps, ou « météophiles », il est possible de mieux connaître ces hivers. Cette connaissance est subjective : les faits « bruts » relevés sont liés aux perceptions du temps. David Fabricius, pasteur frison, et Paulin Lebas, fils d'agriculteur ardennais, tous deux météophiles, le prouvent. Car si leurs carnets sont riches en notations météorologiques, ils ne rapportent pas les mêmes phénomènes. Chaque observation du temps est donc dépendante d'un « contexte » propre à l'observateur.*

Mots-clés : *Petit Âge Glaciaire, hiver, Hollande, France.*

Abstract: The local observers of winter weather during the Little Ice Age: French and Dutch examples. *The thermometric fluctuations of the Little Ice Age are, to this day, well known. However, they do not allow us to know precisely how winters are progressing. Thanks to some people passionated in the weather, it is possible to know better these winters. This knowledge is subjective: "raw" facts that were picked out are linked to time perceptions. David Fabricius, a Frisian minister, and Paulin Lebas, son of a farmer from the French Ardennes, both two "weather lovers", are proving it. Indeed, even if their notebooks are full of meteorological notes, they do not report the same phenomena. Each weather observation is in fact, depending on a proper user "context".*

Keywords: *Little Ice Age, winter, Netherlands, France.*

Introduction

Les méthodes pour reconstituer le climat en Europe de l'Ouest depuis l'an mil jusqu'aux premiers relevés instrumentaux systématiques à la fin du XVII[e] siècle sont multiples. Dendrochronologie, palynologie, études des bans de vendange ou même analyses de peintures sont autant de méthodes qui ont fait leurs preuves[6]. Elles ont cependant deux défauts ou limites : ne pas permettre une connaissance fine des évènements météorologiques quotidiens pour privilégier les excès et permettre bien souvent une reconstitution des caractères de la saison estivale plus qu'hivernale. De plus, certaines méthodes qu'on croyait révélatrices d'un climat « absolu » se révèlent très liées aux sociétés. C'est le cas des bans de vendange dont les dates traduisent peut-être la maturité (choisie) des raisins et dépendent des goûts des sociétés.

Nous avons donc choisi d'aborder le « *chantier* » (Garnier, 2010) de l'histoire du climat sous l'angle des sociétés. Depuis l'Antiquité, de nombreux lettrés ont noté le temps qu'il faisait. Ces notes ne constituent pas la réalité climatique mais la représentation que chacun s'en faisait. Chaque groupe social, selon son mode de vie, sa connaissance, sa religion, bref, selon une sorte de paradigme original très conjoncturel, vit le climat à sa façon. Cet impondérable rappelle, pour les historiens du climat, les limites des sources narratives : elles sont biaisées, car dépendantes d'une observation forcément subjective, et ne sont pas continues dans le temps. Pour reconstituer des fluctuations climatiques, il est en effet nécessaire de compiler plusieurs sources narratives dont les lieux et les auteurs sont différents. Mais, cependant, ces limites peuvent devenir des atouts pour construire une histoire du climat « subjective » et territorialisée.

[6] L'analyse de peintures reste encore marginale. Nous proposons néanmoins deux références en bibliographie.

Actuellement, l'objectif de construire des séries et des courbes est primordial chez les historiens du climat, à raison bien évidemment. Dans cet article, nous nous en démarquons en valorisant la subjectivité. Il n'est pas question de s'intéresser à des fluctuations climatiques mais à des fluctuations météorologiques pour une saison, l'hiver, dont le temps a été relevé d'une certaine façon par des observateurs.

Nous nous appuierons sur deux exemples précis : David Fabricius (1564-1617) et Paulin Lebas (1862-1939)[7]. Comme dirait Martin de la Soudière, sociologue à l'EHESS, ce sont deux « météophiles », c'est-à-dire des individus au contact du temps, ayant une expérience kinesthésique, et une connaissance subjective du temps qu'il fait « *par une attention ténue à un ensemble de détails*[8] ». Ces sources, parmi d'autres, ont été négligées jusqu'à présent. En effet, un long travail préliminaire est indispensable pour les situer : quels métiers faisaient ces observateurs ? Quel est leur niveau de connaissance ? Autant de recherches à faire avant de s'intéresser aux relevés. La seconde difficulté est que ces sources sont éparses et dans des langues anciennes difficiles à déchiffrer. David Fabricius utilise par exemple le dialecte frison du XVIe siècle, assez éloigné du néerlandais d'aujourd'hui. Enfin, troisième difficulté, inhérente aux sources qualitatives : pouvoir faire de ces écrits des « données » comparables. Alors que les indices chiffrés sont devenus une norme tant en climatologie historique qu'en climatologie « prédictive » (modèles et courbes du réchauffement climatique), nous verrons s'il est possible de faire de même pour ces sources.

Le choix de ces observateurs météophiles est malgré tout justifié parce qu'ils ont fait des relevés tous les jours et n'ont pas privilégié les évènements extrêmes[9]. Leurs relevés météo sont donc d'une richesse incroyable et permettent de connaître le déroulement météorologique de certaines années jour après jour, selon la façon dont les observateurs vivent le temps. Ils ne font donc pas partie de ces carnets du « fort privé » qui parlent d'évènements météorologiques au détour de remarques plus générales sur la vie quotidienne. Nous limiterons notre analyse au temps d'une saison, l'hiver, car très bien rapportée par ces deux météophiles.

1. David Fabricius : le pasteur qui aimait la météo

Pasteur à Resterhafe puis à Osteel, au nord de la Frise, David Fabricus a tenu ce qui peut être considéré comme le plus ancien carnet météorologique européen. A notre connaissance, il est le premier à avoir relevé le temps quotidiennement sur au moins un hiver. Ses relevés couvrent la période allant de la fin des années 1580 à 1612, une période marquée par un refroidissement des températures, voire un « *hyper-PAG* » selon Emmanuel Le Roy Ladurie (Le Roy Ladurie, 2004). Selon les chercheurs, la fin du XVIe siècle serait en effet considérée soit comme le début du Petit Âge Glaciaire, soit comme son recommencement après une première moitié de XVIe siècle douce. Comme le dit un historien du climat hollandais grâce auquel nous avons pris connaissance de ce journal, « *Le degré de couverture [du temps] entre 1590 et 1612 est presque de 100 % pour 17 de ces 23 années !* » (Buisman, 2000). Ce carnet, conservé aux archives d'Aurich (Allemagne) comporte à la fois un calendrier météorologique et plusieurs notes diverses traitant d'astronomie par exemple. Nous nous focaliserons sur un hiver rude : 1607-1608.

[7] Il s'agit d'une première analyse de ces carnets dans le cadre de deux thèses de géographie (Université de Reims et Université de Paris-1 Panthéon Sorbonne).

[8] Martin de la Soudière, « Météo Passion : des savoirs populaires à la popularisation de la météo ». Intervention lors d'un séminaire proposé par le Modys – Cresal à Saint-Étienne en avril 2007.

[9] Accorder aux évènements météorologiques « sortant de l'ordinaire » une place prépondérante dans les journaux est un défaut relevé par plusieurs historiens du climat. Voir notamment l'ouvrage d'Emmanuel Garnier cité en bibliographie, page 35.

L'hiver est bien connu dans l'histoire néerlandaise : il est associé à la fin des hostilités avec l'Espagne. Des pourparlers de paix, qui aboutiront à la Trêve, sont en effet engagés entre les belligérants. Ainsi, la délégation espagnole arrive à la Haye le 1er février 1608 par un froid « *sibérien* » (Buisman, 2000). Elle compte quatre carrosses et 40 chevaux. Elle est passée le 31 janvier sur la nouvelle Meuse comme s'il s'agissait de la route normale entre Rotterdam et Delfshaven (ancienne commune, aujourd'hui quartier de Rotterdam). Durant cet hiver, l'intensité du froid est bien nommée par David Fabricius. A chaque terme a été associé un indice afin de construire une courbe du froid perçu (tableau 1).

Tableau 1 : Mots et degrés de froid, d'après David Fabricius (1587-1617).

Très doux - Doux	1
Gel dans la nuit - Un peu de gel	2
Gel - Froid	3
Froid sévère - Plus froid - Rude - Très rude	4
Extrêmement rude - Froid qui fige les doigts	5

Les bornes de cet hiver sont assez « normales » (mi-décembre - mi-mars) et David Fabricius ne relève pas de neiges ou gelées précoces. Mais on distingue ensuite trois grandes périodes de froid sévère : la seconde quinzaine de janvier, la première dizaine de jours de janvier et la première moitié du mois de février (figure 1). Durant ces périodes, la neige tombe assez souvent, mais sans être très abondante. Sans-doute s'agit-il de cristaux de neige très froids et très fins, apportés par des courants de Nord-Nord-Est. Les périodes où de la neige tombe lorsque le temps est doux ou moyennement froid (selon David Fabricius) sont d'ailleurs rares.

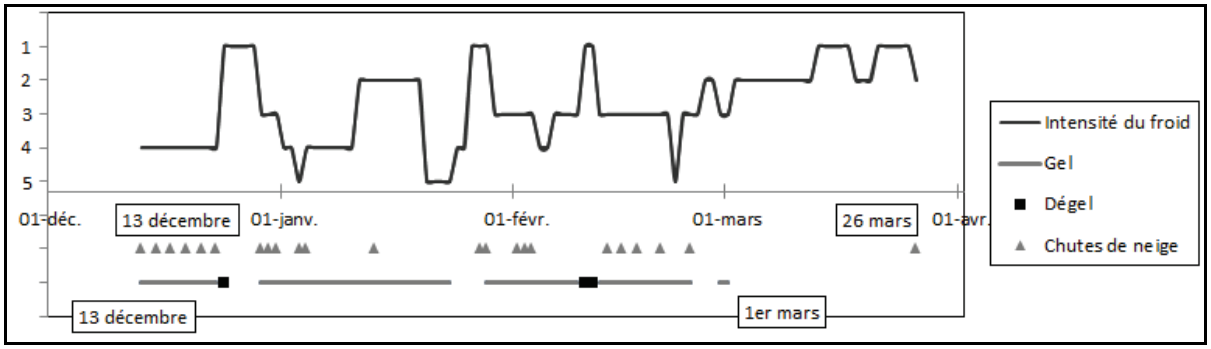


Figure 1 : Déroulement météorologique de l'hiver 1608 rapporté par David Fabricius (Fabricius, 1587-1617).

2. Paulin Lebas : le fils d'agriculteur qui notait le temps

Paulin Lebas est un fils d'agriculteur né en 1862, dans la commune de Sévigné-la-forêt, près de Rocroi, dans le massif de l'Ardenne (situé à une altitude d'environ 380 mètres). Il est lui-même devenu agriculteur, en reprenant la ferme de ses parents. Il a commencé à écrire ses carnets en 1876, donc à l'âge de 14 ans, et jusqu'à sa mort en 1939, de façon plus ou moins suivie. Ces notes couvrent donc la toute fin du Petit Âge Glaciaire et le début du réchauffement contemporain. Paulin Lebas est de plus historien de son village, puisqu'il en a écrit une monographie.

Dans ses carnets, il se focalise sur les effets du froid (glace, neige, manteau neigeux…) et ne parle que peu de l'intensité du froid. A la différence de David Fabricius, il est donc impossible de construire des courbes du froid perçu. A travers l'exemple des quatre premiers hivers couverts par le carnet (tableau 2), il est cependant possible de souligner la diversité des hivers ardennais.

Tableau 2 : Les hivers 1877 à 1880 d'après Paulin Lebas (Lebas, 2003-2012).

	Nombre de jours de gel	Nombre de jours avec chute de neige	Nombre de jours avec un manteau neigeux
1877	38	18	23
1878	61	28	47
1879	90	43	72
1880	90	14	76

Les deux premiers sont plutôt doux et peu à moyennement neigeux. Les deux suivant sont rudes. 1879 est très neigeux alors que 1880 est très sec. Dans le détail, les deux premiers hivers sont doux, puisqu'il ne gèle que respectivement 38 et 61 jours, des chiffres très faibles pour une région de moyenne montagne comme l'Ardenne. Les chutes de neige y sont elles aussi relativement rares, tout comme la persistance du manteau neigeux. Les deux hivers suivant sont bien différents ; 1879 est un hiver très long et très neigeux, puisqu'il neige quasiment toutes les semaines entre début novembre et fin mars (43 jours de chutes de neiges). Néanmoins, il s'agit parfois de neiges éphémères, le manteau neigeux disparaissant de nombreuses fois durant l'hiver, avant de se reformer par la suite. L'hiver 1880 suit un autre schéma, bien que très froid et très long comme le précèdent, il est aussi très sec (figure 2). Les chutes de neige se concentrent uniquement au début des quatre périodes de grands froids qui vont se succéder durant l'hiver (exception faite du mois de décembre, plus neigeux). En revanche, bien que faible, ces chutes de neige suivies d'un grand froid permettent la persistance d'une couche de neige de façon exceptionnellement longue (76 jours).

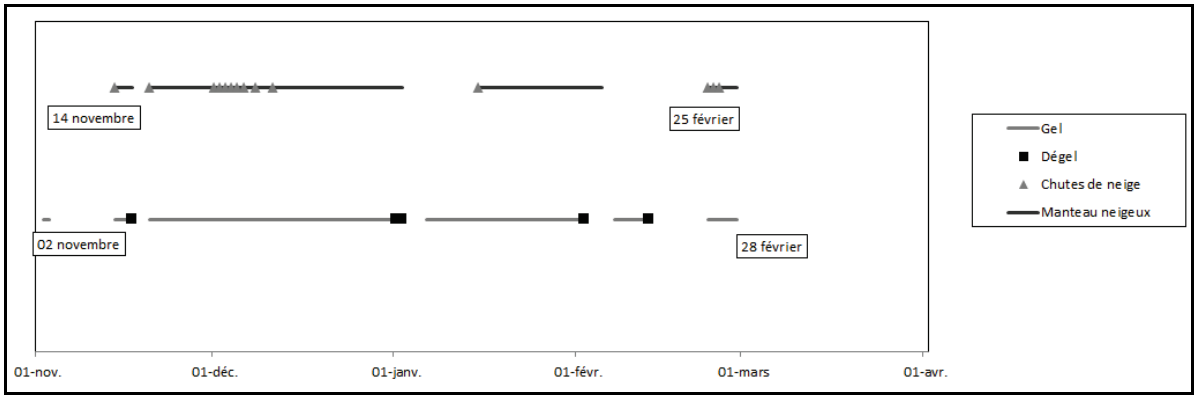


Figure 2 : Déroulement météorologique de l'hiver 1879-1880 rapporté par Paulin Lebas (Lebas, 2003-2012).

3. Relever le temps qu'il fait, un acte subjectif

Ces relevés montrent-ils « directement » le réel météorologique ? On pourrait le croire après les deux présentations succinctes que nous venons de faire, à dessein. Or de même que le cadrage d'une photographie est toujours choisi (on ne prend en photo que ce que l'on veut montrer), de même des phénomènes météorologiques identiques sont vus et perçus différemment. Noter le temps qu'il fait dépend foncièrement de l'observateur. Nous allons à présent montrer à quel point les observations des deux météophiles sont subjectives. Et c'est justement cette subjectivité qui retient notre attention car elle est révélatrice des interactions entre climat et sociétés.

Soulignons tout d'abord que les deux météophiles ont noté les jours de neige. Ces phénomènes météorologiques faisaient certainement grande impression, aussi bien en moyenne montagne que sur le littoral. La date des premières neiges est souvent plus précoce dans les Ardennes, ce qui s'explique certainement par l'altitude. Quant au manteau neigeux, il

n'est noté que par Paulin Lebas. Pour lui, en tant qu'agriculteur, un manteau neigeux protège les blés et fait office d'isolant même en cas de fortes gelées. Cette connaissance vernaculaire de l'effet du manteau neigeux est donc importante. *A contrario*, le manteau neigeux ne retient pas l'attention de David Fabricius, très certainement parce qu'il ne se déplaçait pas sur de longues distances et qu'il n'a donc pas été gêné par ces masses de neige qui pouvaient dépasser plusieurs centimètres (Buisman, 2000).

La pluie est très souvent mentionnée par David Fabricius mais peu par Paulin Lebas. L'emplacement géographique des météophiles explique cette différence. Dans les Provinces-Unies, à topographie majoritairement plate, les pluies d'hiver abondantes peuvent provoquer des inondations dramatiques. C'est un souci constant pour ses habitants. Paulin Lebas n'avait quant à lui pas à se soucier de la pluie car il n'était pas situé près de zones inondables. Or la pluie fait bien partie de l'hiver météorologique…

L'intensité du froid est enfin bien précisée par David Fabricius, quasiment jamais par Paulin Lebas. Pourquoi David Fabricius était-il plus sensible au degré de froidure ? Sans doute parce qu'il devait sortir tous les jours et marcher pour se rendre à son église. Sans doute également parce que les conditions pour se protéger du froid n'étaient pas les mêmes que celles de la seconde moitié du XIX^{e} siècle, à commencer par le mode de chauffage. Ayant plus de moyens pour faire face au froid, Paulin Lebas n'était donc certainement pas aussi sujet à son intensité que le pasteur. Bien qu'il sortît également tous les jours, c'était le plus souvent pour aller à l'école, où le chauffage fonctionnait. Le ressenti en terme de froid ne devait donc pas être aussi intense pour lui.

Conclusion

Les écarts entre les relevés effectués par David Fabricius et Paulin Lebas rappellent les limites de l'historien du climat lorsqu'il a recours aux sources narratives. Mais ils révèlent aussi à quel point le temps est perçu par les sociétés. Comme le dit Martin de la Soudière « *l'hiver est tout autant mental que météorologique* » (La Soudière, 1987). Selon les individus, leur profession, leur lieu de vie, les mêmes phénomènes météorologiques vont être perçus comme intéressants à relever, ou pas. Grâce à ces deux exemples, on entrevoit combien le temps qui passe est loin d'être le même pour tous, hier comme aujourd'hui[10].

Ce qui nous a intéressés dans cette présentation n'était donc pas de comparer les hivers selon des indices très synthétiques mais de comparer les hivers selon leur perception. Nous avons voulu non pas reconstituer le temps mesuré de quelques hivers, mais le temps tel qu'il était perçu par deux météophiles de lieux et d'époques différents. Le choix d'indices « subjectifs » du temps s'écarte délibérément d'un objectif de connaissance absolue du climat passé. N'est-il pas aussi intéressant de comprendre comment une société vit, pense et se représente le temps qu'il fait ? Alors qu'Armand Frémont avait proposé la notion d'« espace vécu » dans les années soixante-dix, notion qui a ouvert plusieurs champs en géographie, il est important de rappeler celle de « climat vécu », pertinente hier comme aujourd'hui.

Références bibliographiques

Buisman J., 2000 : *Duizend jaar weer, Wind en Water in de Lage Landen.* WJNI – KNMI, 767 pages.

Camuffo D., 2010 : Le niveau de la mer à Venise d'après l'œuvre picturale de Véronèse, Canaletto et Bellotto. *Revue d'histoire moderne et contemporaine*, 57-3, 92-110.

Fabricius D., 1587-1617 : *Tagebuch Calendarium Historicum.* Dep.I, Msc 90, Staatsarchiv Aurich, 380 pages.

[10] C'est une thématique qu'explore le séminaire « perception du climat » à l'EHESS, coordonné par Martine Tabeaud, Martin de la Soudière, Esther Katz et Anouchka Vasak. Voir le site www.perceptionclimat.net.

Garnier E., 2010 : *Les dérangements du temps. 500 ans de chaud et de froid en Europe.* Plon, 244 pages.

La Soudière M. de, 1987 : *L'hiver. A la recherche d'une morte saison*. La Manufacture, 267 pages.

Le Roy Ladurie E., 2004 : *Histoire humaine et comparée du climat*. Fayard, 740 pages.

Lebas P., 2003-2012 : Notes, mémoires et souvenirs de Paulin Lebas : 1876-1939. *La Revue du Plateau de Rocroi*, 4 à 24.

Nussbaumer S. U., Zumbühl H. J. et Steiner D., 2007 : Fluctuations of the «Mer de Glace» (Mont Blanc area, France) AD 1500-2050. Part I : The history of the Mer de Glace AD 1570-2003 according to pictorial and written documents. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 40, 1-183.

Pichard G. et Roucaute E., 2012 : *Les hivers du Petit Âge Glaciaire en Provence*. Dans Berchtold J., Le Roy Ladurie E., Sermain J. et Vasak A. (dir.) : *Canicules et froids extrêmes. L'évènement climatique et ses représentations (II)*, Hermann, 361-379.

Tabeaud M. et La Soudière M. de, 2012 : *Les météophiles sont-ils tous fêlés de records ?* Dans Berchtold J., Le Roy Ladurie E., Sermain J. et Vasak A. (dir.) : *Canicules et froids extrêmes. L'évènement climatique et ses représentations (II)*, Hermann, 287-296.

van Engelen A., 2006 : *Le climat du dernier millénaire en Europe*. Dans Bard E. (dir.) : *L'Homme face au climat*, Odile Jacob, 319-340.

SCÉNARIO CLIMATIQUE ET RENDEMENTS DES CULTURES DANS LE MOYEN-BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

Maman-Sani ISSA, Euloge OGOUWALE et Constant HOUNDENOU

Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement', Université d'Abomey-Calavi, 01 BP 526, Cotonou 01, Bénin. issa.42@live.com ; ogkelson@yahoo.fr ; constant500@yahoo.fr

Résumé : *Les simulations des impacts potentiels des changements climatiques sur les rendements des cultures dans le Moyen Bénin à l'horizon 2050 ont été réalisées à partir de l'approche synthétique de Carter et al. (1994), en utilisant le logiciel DSSAT V4.0 et le scénario 'réduction de 10 % de la durée de la saison culturale (DuSC) avec une augmentation de température de 1,5°C sur tout type de sol'. Dans un tel contexte, les rendements des cultures vont chuter avec des ampleurs variables : le gombo (-48 %), l'arachide (-43 %), le riz (-36,5 %), le maïs (-32 %) et le mil (-28 %).*

Mots-clés *: Moyen Bénin, changements climatiques, scenarii, rendements agricoles.*

Abstract: Climate scenario and crop yields in the middle region of Benin (Western Africa).
Simulations of the potential impacts of climate change on crop yields in the Middle Benin in 2050 were based on the synthetic approach of Carter et al. (1994), DSSAT V4.0 software and the scenario "10% reduction of the length of the growing season (DuSC) with a temperature increase of 1.5°C on any soil type". In this context, crop yields will decrease: okra (-48%), peanuts (43%), rice (-36.5%), corn (-32%) and millet (28%).

Keywords: *Middle Benin, climate change, scenarios, yields.*

Introduction

Les changements climatiques vont affecter significativement l'agriculture des pays en développement (IPCC, 2001). Au Bénin, Issa (1995), Houndénou (1999) et Ogouwalé (2001 et 2006) ont montré la forte corrélation entre le rendement des cultures et les précipitations au cours de la grande saison agricole dans les différentes régions. En outre, les implications agricoles de la vulnérabilité climatique ont été largement abordées dans les études de Boko (1988), Afouda (1990), Houndénou (1999) et Ogouwalé (2006). Selon ces auteurs, l'augmentation des températures et la forte variabilité des hauteurs de pluies et les différents contrastes saisonniers caractérisant le climat déterminent l'évolution des rendements agricoles dans les différentes régions agricoles du Bénin. La baisse des rendements agricoles sera aggravée par les changements climatiques qui seront dus à l'accroissement atmosphérique des gaz à effet de serre (IPCC, 2001).

Cette étude est une contribution à une évaluation des impacts des changements climatiques sur les rendements des cultures dans le Moyen Bénin.

1. Données et méthodes

Les données sur les rendements agricoles (de 1990 à 2005) du secteur d'étude comprenant les deux départements du Borgou et de la Donga et, la commune de Pehounco (figure 1), sont tirées des compendiums du service des statistiques du Ministère de l'Agriculture, de l'Elevage et de la Pêche (MAEP). Ces données sont élaborées par les Agents Polyvalents de Vulgarisation (APV) en utilisant la méthode des carrés de rendement.

Cette méthode scientifiquement éprouvée dans plusieurs agrosystèmes traditionnels tropicaux reste moins précise que les Enquêtes Agricoles Annuelles (EAA). Par ailleurs, les APV ne tiennent pas compte des associations de cultures. Les superficies étant agrégées sans tenir compte des types de cultures (culture pure et cultures associées), les rendements aussi ont été élaborés suivant la même logique, c'est-à-dire culture pure et culture associée confondues.

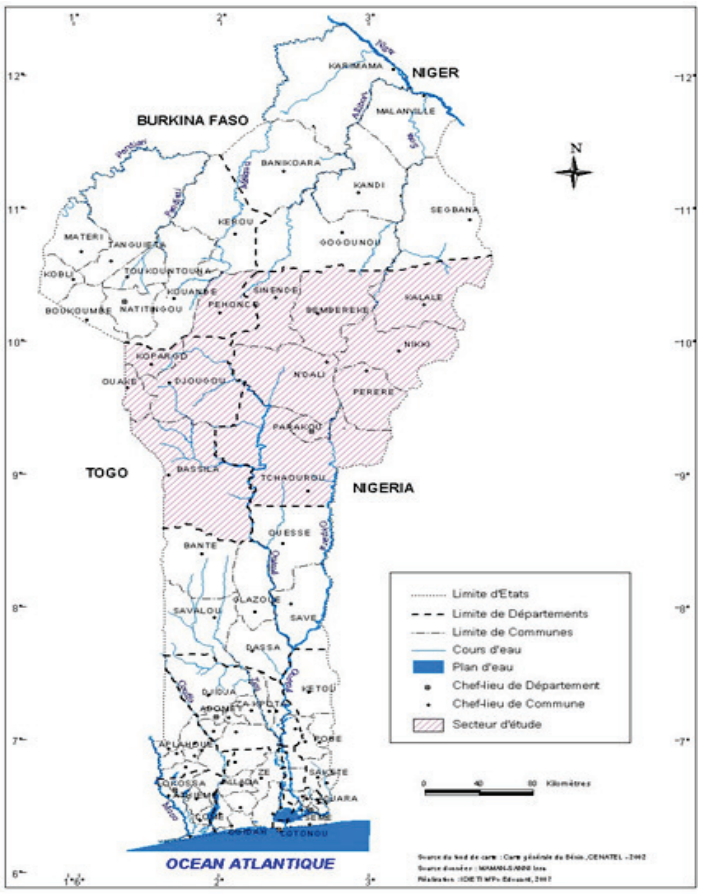


Figure 1 : Situation géographique du Moyen Bénin.

Les cultures alimentaires (maïs, manioc, igname, arachide, niébé, piment, riz et tomate) sont choisies en fonction de leur importance dans les habitudes alimentaires des populations du Moyen Bénin.

En raison de toutes les contraintes liées au problème des données et de l'incertitude sur l'avenir des variables explicatives socio-économiques (utilisation des intrants, innovations, irrigation, etc.), et en tenant compte des recommandations du GIEC (1996) et UNFCCC (2005), l'année 2050 a été retenue comme horizon temporel dans le cadre de cette étude. La normale climatique 1961-1990 constitue la période de référence.

L'approche synthétique (Carter *et al.*, 1994) a été privilégiée pour définir les scenarii climatiques futurs devant servir de variables explicatives des rendements et de la dynamique des agrosystèmes du Moyen Bénin à l'horizon 2050. Elle est déclinée en sept étapes séquentielles comportant chacune des sous-étapes fournissant des informations de synthèses de plusieurs expériences ainsi que des suggestions d'outils et techniques. Les différentes étapes sont : (i) la définition du problème, (ii) la sélection de la méthode, (iii) le test de la méthode, (iv) la formulation des données d'entrée et des suppositions de base, (v) l'estimation des impacts biophysiques ou socio-économiques, (vi) l'analyse des capacités d'auto-ajustement et (vii) l'évaluation des stratégies d'adaptation.

Plusieurs scenarii fondés sur le binôme température et durée de la saison de croissance ont été formulés et retenus sur la base des considérations suivantes : (i) les amplitudes de changement simulées par les modèles climatiques ; (ii) les tendances générales des variables climatiques observées par les stations météorologiques des localités du Moyen Bénin ; et (iii) le choix raisonnable d'approcher l'analyse du risque alimentaire par les scenarios pessimistes (principe de précaution).

Dans le présent article, c'est le scénario 'réduction de 10 % de la durée de la saison culturale (DuSC) avec une augmentation de température de 1,5°C' qui est utilisé. La DuSC est fonction des dates de début et de fin des saisons de culture (Traoré *et al*., 2000). La date de début de la saison correspond généralement aux périodes de préparation du sol et aux premiers semis dans les systèmes traditionnels tandis que celle de fin de saison correspond au moment où la pluviométrie ne compense plus l'évapotranspiration ou généralement à la maturation du grain qui se fait grâce à l'eau stockée dans le sol et aux dernières pluies.

Les rendements futurs ont été simulés grâce au DSSAT V.4. C'est un modèle de simulation initialement calibré pour seize cultures (maïs, sorgho, millet, riz, blé, haricot, arachide, pomme de terre, orge, etc.) qui a été testé avec succès depuis une vingtaine d'années (milieu des années 1980) dans divers environnements et régions du monde, sous différents scenarii climatiques et agronomiques. Sur la base des expériences acquises, sa version actuelle (version 4.x DSSAT-CSM) focalisée sur les composantes scientifiques de base de la modélisation agroclimatique (sol, culture, climat, mode de gestion) permet une plus grande flexibilité (addition de sous-modules, simulation de tout type de culture, etc.). Ce modèle, déjà utilisé par Ogouwalé (2006), inclut la réponse physiologique des cultures aux paramètres climatiques et édaphiques en simulant les processus de la photosynthèse, la respiration, la transpiration, la translocation des carbohydrates et le développement phénologique des plantes. Le DSSAT V.4 utilise les résultats du modèle de photosynthèse élaboré par De Wit (1965) et dans lequel l'évaluation des rendements des cultures est fondée sur la méthodologie développée par la FAO en 1978 (FAO, 1978). Le modèle nécessite, pour estimer les rendements de cultures, les données climatologiques (précipitations, températures, durée de l'insolation, vitesse de vents, etc.), les données sur les sols, les informations techniques d'utilisation des terres, etc.

2. Résultats

2.1. Climats actuels et futurs dans le Moyen Bénin

Les tendances des températures maximales et minimales sur la période 1961-1990, des stations synoptiques représentatives du secteur d'étude, montrent une tendance générale à l'augmentation des températures. L'examen de la figure 2 révèle que les températures maximales ont constamment augmenté au cours des trente dernières années. La hausse observée est en moyenne de 0,9°C. Quant aux températures minimales, elles ont également connu une évolution à la hausse. Elles sont en effet, passées de 20 à 21,5°C à Parakou, 20 à 21,3°C à Natitingou entre 1961 et 1990, soit une augmentation générale de plus 1,4°C au cours de la période.

Les simulations faites montrent que les valeurs thermiques connaîtront une augmentation comprise entre 1 et 3°C en référence aux valeurs de la période 1961-1990. Au même moment, le contexte pluviométrique, au regard des tendances actuelles (figure 3), va être encore plus fluctuant avec une tendance à la péjoration. Il ressort de l'examen de la figure 3 que la plupart des stations ont présenté une tendance pluviométrique à la baisse des hauteurs de pluies en dehors de la station de Parakou qui se distingue par une relative stabilité des hauteurs de pluie sur la normale considérée. Les projections montrent que les régimes pluviométriques ne connaîtront pas de modification fondamentale à l'horizon 2050. Cependant, dans tous les cas, les pluies des mois de la saison agricole (avril-octobre) connaîtront des modifications. Globalement, les pluies vont diminuer de hauteur aux phases sensibles du calendrier agricole (début, cœur et fin) alors qu'on assisterait à une augmentation des pluies en août-septembre lorsque la saison de croissance tend vers sa fin. Cette physionomie climatique engendrera des conséquences sur les rendements des cultures.

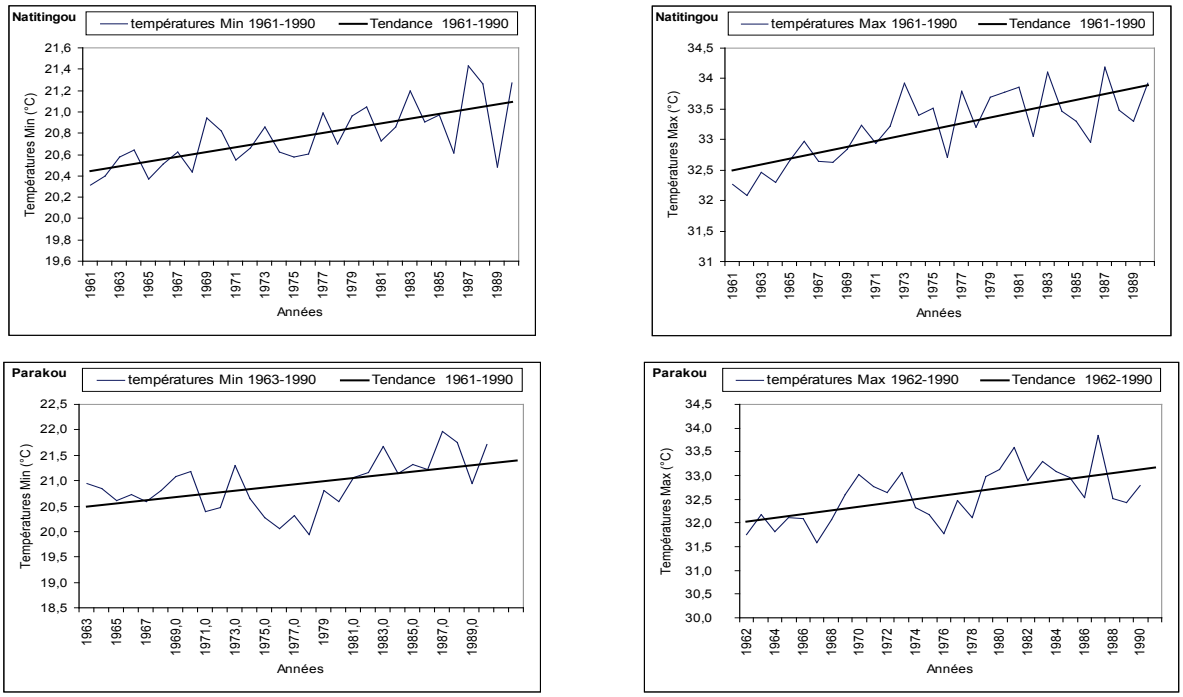


Figure 2 : Tendances thermométriques dans le Moyen Bénin (1961-1990).

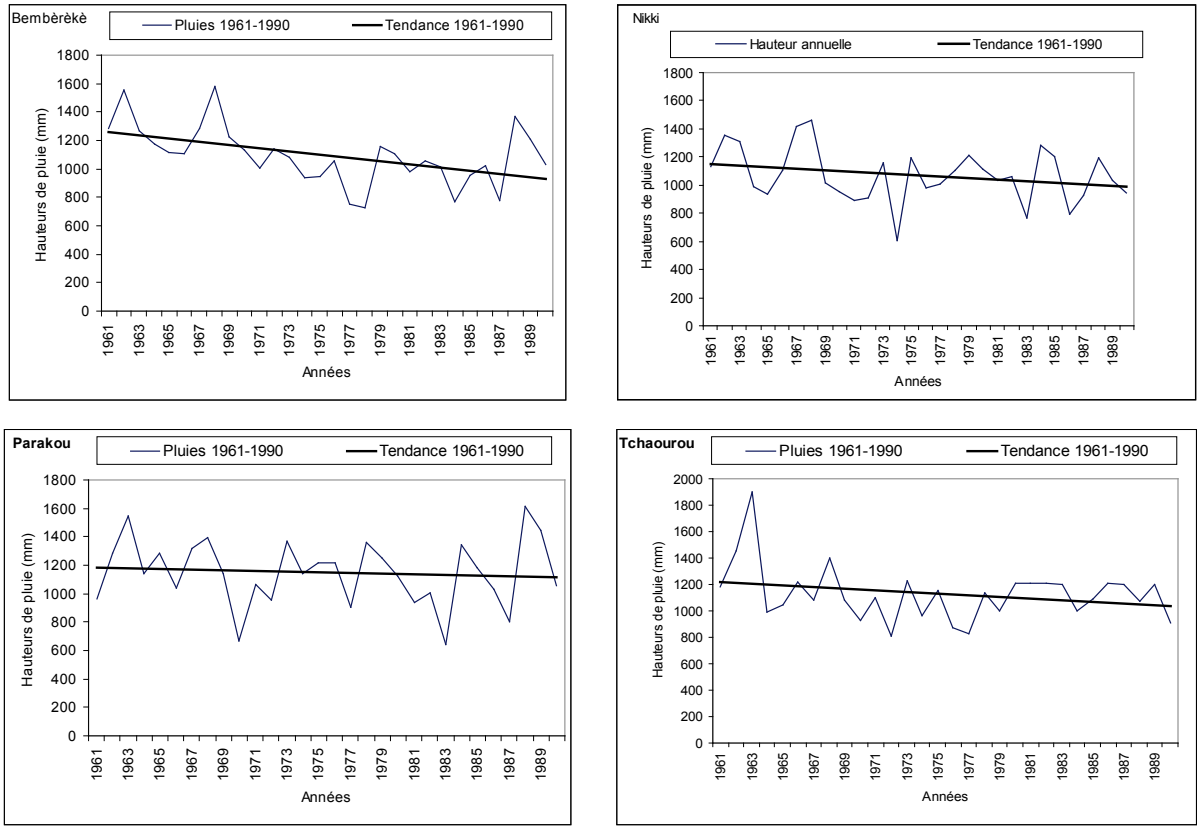


Figure 3 : Tendances pluviométriques (1961-1990) dans le Moyen Bénin.

2.2. Evolution probable des rendements moyens à l'horizon 2050

En considérant une période plus récente (1990-2005), pendant laquelle les pratiques culturales se sont améliorées et ont sensiblement contribué à améliorer les rendements moyens en

comparaison aux standards connus, une analyse comparative avec des rendements futurs indique une détérioration des rendements (figure 4) à l'horizon 2050 selon le scénario retenu.

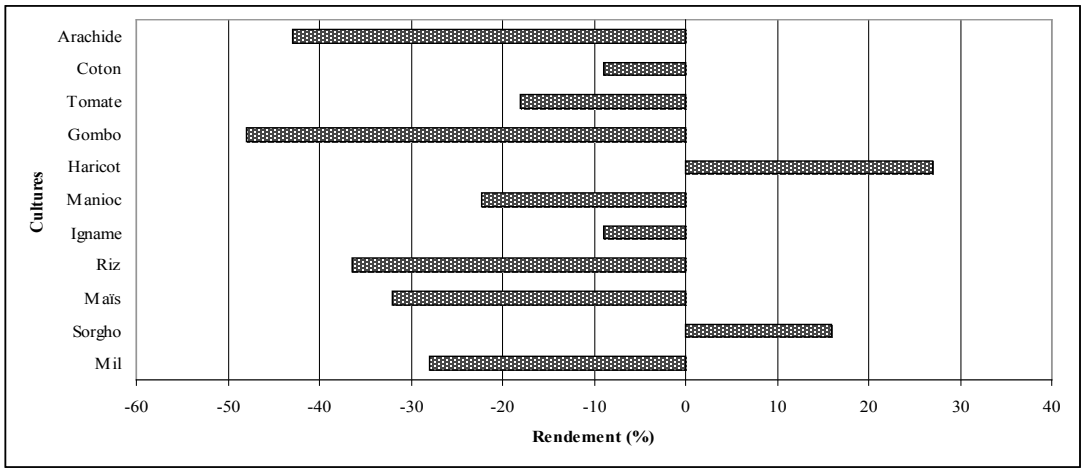


Figure 4 : Ecart entre les rendements futurs et les rendements sur une période récente (1990-2005).

La figure 4 montre qu'en dehors du sorgho et du haricot, toutes les autres cultures devraient voir leur rendement chuter avec des ampleurs variables : le gombo (-48 %), l'arachide (-43 %), le riz (-36,5 %), le maïs (-32 %) et le mil (-28 %), seraient les plus affectés. En d'autres termes, si le contexte actuel d'utilisation des terres se maintient, les productions des principales cultures alimentaires baisseraient considérablement. Le rendement du coton va décroître considérablement induisant soit un changement dans la politique de diversification des produits d'exportation soit un surdosage en intrant qui pourrait en retour être dommageable à l'environnement.

3. Discussion

Les climats futurs dans le Moyen Bénin seront caractérisés par une augmentation des températures et une importante fluctuation des précipitations. Selon Issa (1995) et Ogouwalé (2006), une augmentation thermique est source de stress supplémentaire pour les plantes et les sols, avec pour conséquence la réduction des rendements agricoles dans les différentes zones agro-écologiques. Pour nombres d'auteurs tels que FAO (1997), Sombroek et Gommes (1997) et Ogouwalé (2006), les répercussions des changements climatiques sur les rendements des cultures vont varier considérablement. L'ampleur de l'action des ravageurs et des agents pathogènes, les effets directs du dioxyde de carbone sur les plantes, la dynamique de la nutrition minérale, les réactions adaptatives, etc. sont autant de facteurs qui peuvent influencer les rendements des cultures (IPCC, 2001) et qu'il faut mieux prendre en compte dans l'analyse.

Conclusion

Les cultures sont vulnérables aux changements climatiques. Dans le scénario retenu dans le présent article (une diminution de 10 % de la DuSC et des augmentations thermiques de 1,5°C sur tous les types de sols), elles connaîtront des baisses globales comprises entre 8 et 48 %. Les principales cultures (celles entrant le plus dans les habitudes alimentaires des populations du Moyen Bénin) à savoir le gombo, l'arachide, le riz, le maïs et le mil seront les plus touchées avec des baisses qui seraient respectivement de -48 %, -43 %, -36,5 %, -32 % et -28 %. Cette situation associée à une forte croissance démographique des années à venir va engendrer des problèmes de sécurité alimentaire.

Références bibliographiques

Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de Doctorat nouveau régime, Univ. Paris IV (Sorbonne), Institut de Géographie, 428 p.

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat ès Lettres et Sciences Humaines. CRC, URA 909 du CNRS, Univ. de Bourgogne, Dijon, 1 et 2, 601 p.

Carter T. R., Rybicki N. B., Landwehr J. M. et Turtora M., 1994 : *Directives techniques du GIEC pour l'évaluation des incidences de l'évolution du climat et des stratégies d'adaptation*. Island Press, Washington, 62 p.

De Wit C. T., 1965 : *Photosynthesis of Leaf Canopies*. Agriculture Reports 663, Centre for Agriculture, Wageningen, Netherland, 58 p.

FAO, 1978 : *Calendriers culturaux*. Rome, 57 p.

FAO, 1997 : *Changement du climat et production agricole*. Rome, Polytechnica, Paris, 375 p.

GIEC, 1996 : *Climate change 1995. The Science of Climate Change*. Contribution of Working group I to the second assessment Report of the IPCC, Press. Caveli, California, 572 p.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de Doctorat de géographie, UMR 5080, CNRS, Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie, 341 p.

Issa M. S., 1995 : *Impacts potentiels d'un changement climatique dû au doublement du CO_2 atmosphérique sur l'agriculture en République du Bénin*. Mémoire de DESS, Université Senghor d'Alexandrie, 113 p.

IPCC, 2001 : *Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Rapport spécial sur l'Evaluation de la vulnérabilité en Afrique*. Island Press, Washington, 53 p.

Ogouwalé E., 2001 : *Vulnérabilité/Adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC/FLASH, 119 p.

Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : indicateurs, scenarii et prospective de la sécurité alimentaire*. Thèse unique de doctorat de l'UAC, 302 p.

Sombroek W. G. et Gommes R., 1997 : *L'énigme : changement de climat-agriculture*. In Changement du climat et production agricole, FAO, 3-17.

Traoré S. B., Reyniers F. N., Vaksmann M., 2000 : Adaptation à la sécheresse des écotypes locaux de sorghos du Mali. *Sécheresse*, 11, 227-237.

UNFCCC, 2005 : *Préserver le climat, guide de la Convention sur les changements climatiques et du Protocole de Kyoto*. Secrétariat des changements climatiques, édition révisée, Bonn, 50 p.

VERS UNE MEILLEURE CARTOGRAPHIE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR EN ZONE DE MONTAGNE

Eric JABOT [1], Isabella ZIN [1], Thierry LEBEL [1], Alain GAUTHERON [2] et Charles OBLED [1]

[1] *LTHE (UJF-CNRS-IRD-INPG, UMR 5564), BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France*
Tél. : 04.76.52.09.74 ; eric.jabot@ujf-grenoble.fr

[2] *DDT de l'Isère, Service Prévention des Risques, Cellule de Prévision des Crues, 17 Bd Joseph Vallier, BP 45, 38040 Grenoble cedex 9, France*

Résumé *: L'étude proposée présente une cartographie de la température de l'air sur l'ensemble des Alpes françaises du Nord, à une résolution kilométrique et au pas de temps 6 h, sur la période 2000-2009. L'information apportée par les gradients altimétriques de température permet de mieux estimer les températures en montagne par rapport à des méthodes d'interpolation utilisant un gradient supposé constant. La méthode utilisée est celle du krigeage avec dérive externe, qui permet de considérer au mieux l'altitude comme variable externe explicative des températures. L'accent est mis sur i) l'intérêt de considérer un gradient altimétrique variable à chaque pas de temps, et non un gradient supposé constant de l'ordre de -6,5°C/km, ii) l'importance du calcul d'un gradient local plutôt que régional pour améliorer la cartographie des températures.*

Mots-clés *: Températures, régionalisation, cartographie, Alpes.*

Abstract*: **Towards a better air temperature mapping in mountainous areas.***
The study presents an air temperatures mapping of the Northern French Alps for the 2000-2009 period at a 1km² resolution and with a 6 hourly time step. The goal is to improve temperatures mapping by studying elevation lapse rate instead of considering a steady lapse rate. A geostatistical method is used (kriging with external drift), with altitude as an external variable. We aim to improve air temperature mapping by i) taking an elevation lapse rate which varies at each time step, and not a constant lapse rate of -6,5°C/km for e.g., ii) taking a local lapse rate instead of a regional lapse rate.

Keywords*: Temperatures, regional scale, mapping, Alps.*

Introduction

L'accumulation et la fonte du manteau neigeux ont un fort impact sur le régime des cours d'eau alpins, avec des conséquences importantes sur la ressource en eau et les risques hydrométéorologiques. La température contrôlant la phase des précipitations ainsi que l'accumulation et la fonte de la neige, est donc une des variables clés pour la modélisation des bilans en eau en zone de montagne. Or, l'estimation de champs de température infra-journaliers à l'échelle régionale reste un défi important sur les Alpes, du fait de gradients de température mal échantillonnés notamment en altitude, à cause d'un réseau d'observation dont les stations sont majoritairement concentrées dans les vallées.

Un important réseau transfrontalier de stations de températures a permis de mieux appréhender sur les Alpes du Nord la cartographie des températures ; 282 postes horaires appartenant aux réseaux opérationnels français (Météo-France et EDF), italiens (ARPA Piemonte et ARPA Valle d'Aosta) et suisses (MeteoSwiss), ainsi qu'au réseau du Service d'Observation GLACIOCLIM, ont été utilisés sur une fenêtre de 2,5° x 2° (4°38'-7°6'E ; 44°25'-46°36'N). Sur les 282 stations disponibles, un sous-ensemble spatialement homogène de stations a été sélectionné pour l'interpolation (194 stations), tandis que les stations restantes ont été conservées pour une validation indépendante. Ces stations ont été utilisées avec des valeurs à 6 h, notamment parce que le calcul de la température moyenne journalière avec 24 valeurs horaires ou 4 valeurs toutes les 6 h donne des résultats similaires.

1. Analyse des gradients altimétriques

Le gradient altimétrique témoigne de la dépendance des températures avec l'altitude. A partir d'un ensemble de stations, on peut déterminer la droite – relation statistique, liant linéairement la température T à l'altitude Z. La pente de cette droite donne alors le gradient altimétrique moyen sur la zone couverte par les stations, en °C/km, tandis que l'ordonnée à l'origine renseigne sur la température attendue selon ce gradient au niveau de la mer. Une analyse des données disponibles sur la zone des Alpes françaises du Nord nous a permis de déterminer les principaux modes de variabilité des gradients de température à l'échelle saisonnière et journalière, en prenant les valeurs de températures horaires toutes les 6 heures, soit à minuit, 6 h, midi et 18 h TU. Les gradients présentent une structure journalière suivant un cycle diurne, avec des valeurs absolues plus faibles la nuit (0 h, 6 h) que le jour (12 h, 18 h) (figure 1). Les gradients interannuels journaliers oscillent entre -7 et -2°C/km, et la moyenne autour de -5,5/-6°C/km. Les gradients estivaux sont généralement plus stables que les gradients hivernaux, avec une variabilité moins forte d'un jour à l'autre et des valeurs plus élevées en absolu, ce qui a déjà été montré par le passé dans la littérature. Les valeurs d'été sont bien dissociées entre la nuit et le jour, avec des valeurs nocturnes autour de -5°C/km et des valeurs diurnes autour de -7°C/km. En hiver, les valeurs de gradient sont quasiment confondues entre le jour et la nuit, et situées en moyenne autour de -4°C/km (figure 1, bas – cf. extrémités).

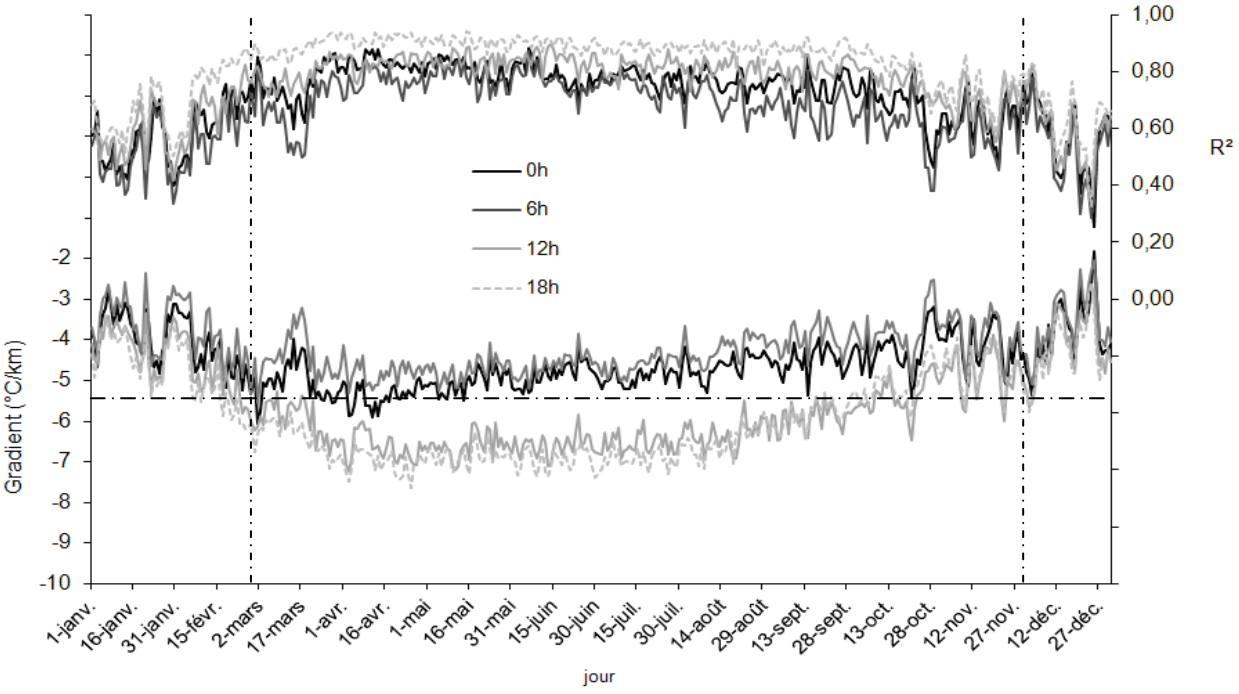


Figure 6 : Moyenne interannuelle sur 2000-2009 pour 194 stations des gradients altimétriques horaires (bas) et des valeurs de R² associées à la régression T=f(Z) (haut). Le trait horizontal pointillé désigne le gradient moyen. Les traits verticaux pointillés matérialisent la saison hivernale avec des gradients confondus.

Cette étude préliminaire permet de valider l'hypothèse d'un gradient altimétrique linéaire, qui est vérifiée dans la majorité des cas. Elle montre aussi la variabilité annuelle et journalière du gradient, et l'intérêt d'analyser les résultats d'interpolation en fonction de cette variabilité. Il y a 2 saisons contrastées, l'hiver et l'été, avec un comportement bien distinct.

2. Choix d'une méthode de spatialisation

2.1. Krigeage utilisant une dérive linéaire externe

Parmi toutes les techniques d'interpolation de variables météorologiques, le krigeage a été retenu dans cette étude pour sa qualité de meilleur estimateur linéaire non biaisé, ainsi que pour son approche prenant en compte la répartition spatiale des points à interpoler (Goovaerts, 1997). La comparaison de différentes techniques de krigeage a fait ressortir le krigeage avec dérive externe comme le plus efficace (par rapport au krigeage ordinaire ou au krigeage ordinaire des résidus). Seuls les résultats obtenus avec cette méthode sont donc présentés ici, des détails sur l'intercomparaison des différents krigeages ayant par ailleurs été effectués (Jabot *et al.,* 2012). Dans l'utilisation que nous en avons faite pour cette étude, c'est l'altitude qui a été utilisée comme variable externe la plus explicative. A chaque pas de temps et sur toute la zone, la dérive est calculée en fonction de l'altitude (T=f(Z)). Le Modèle Numérique d'Elévation utilisé ici est le SRTM à 90 m, ré-échantillonné à 1000 m pour les besoins de l'étude. Pour établir les outils nécessaire à l'interpolation (variogrammes des résidus), l'année a été séparée en 3 saisons, déterminées d'après la figure 1 (hiver : décembre, janvier et février ; été : juin, juillet, août ; saison intermédiaire : les autres mois restants), avec pour chaque saison un découpage diurne/nocturne. Les résultats d'interpolation sont présentés seulement pour l'été et l'hiver, les deux saisons les plus contrastées en termes de gradient mais aussi de température.

Les erreurs entre les valeurs observées et celles estimées se situent en moyenne entre 1 et 1,6°C en biais absolu (moyenne des écarts absolus entre la valeur prédite et la valeur observée). Elles sont généralement plus importantes l'hiver que l'été, ainsi qu'aux heures froides de la journée (0 h et 6 h) par rapport aux heures chaudes (12 h et 18 h) (figure 2 – courbes noires). La figure 2 montre les résultats de krigeage utilisant un gradient global (courbes noires), *i.e.* unique sur toute la zone, et ceux utilisant un gradient local (courbes grises), *i.e.* calculé en chaque point avec les 30 stations les plus proches en distance euclidienne (cf. paragraphe 3.2). Cela va de pair avec les résultats obtenus sur les gradients altimétriques, ce qui conforte l'idée que le gradient altimétrique pilote l'interpolation des températures en zone alpine à l'échelle régionale. Une analyse sur les stations d'altitude montre que les erreurs sont plus importantes au-delà de 1500 m. Cependant le krigeage avec dérive externe permet de les compenser en partie et donne des résultats significativement meilleurs que d'autres méthodes dans ces zones.

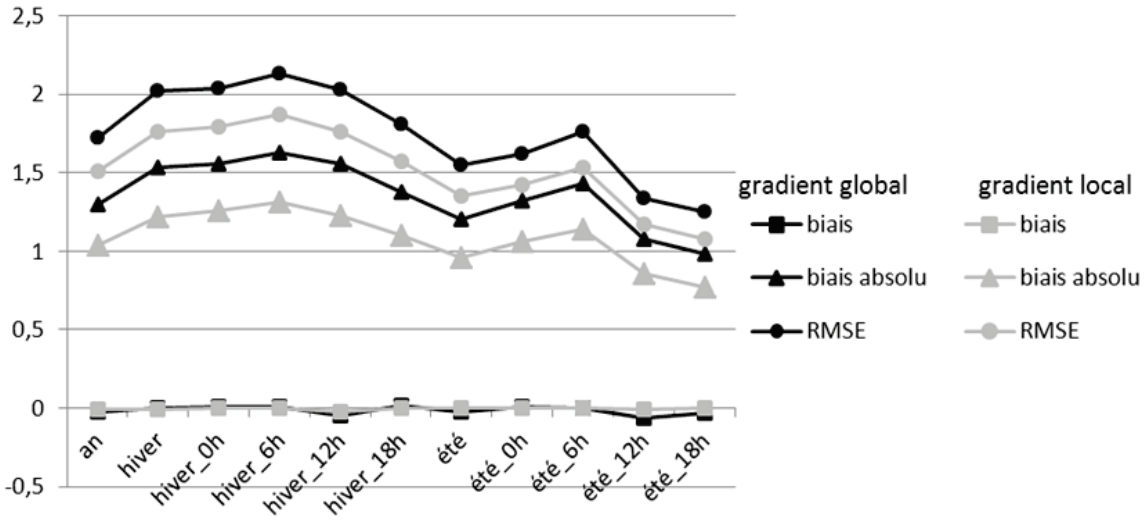


Figure 7 : Résultats de validation croisée pour un krigeage avec gradient global (et variable dans le temps) et un krigeage avec gradient local (et variable dans le temps), sur la période 2000-2009 pour 194 stations.

La validation sur un jeu de 88 stations n'ayant pas servi à l'interpolation donne des résultats très satisfaisants en zone d'altitude non échantillonnée, avec en moyenne des écarts entre les valeurs aux stations et les valeurs interpolées supérieurs de 0,5°C par rapport à ceux obtenus en validation croisée.

2.2. Comparaison entre un gradient fixe et un gradient variable

Pour réfuter l'hypothèse d'un gradient altimétrique constant dans le temps, un krigeage ordinaire a été effectué à chaque pas de temps de deux manières différentes : la première consiste à calculer à chaque pas de temps le gradient altimétrique moyen, puis à interpoler directement les résidus de température de la régression T=f(Z) ; la seconde consiste à interpoler les températures ramenées artificiellement au niveau de la mer en considérant un gradient constant de -6,5°C/km (qui est la référence dans les études hydrologiques ou glaciologiques, *e.g.* Dodson et Marks, 1997 ; Roe et O'Neal, 2010). La comparaison des résultats en validation croisée permet alors d'apprécier la fiabilité du modèle et surtout en moyenne la pertinence d'un gradient constant. Sans surprise, l'utilisation d'un gradient fixe pénalise l'interpolation, avec des écarts entre la méthode utilisant un gradient fixe et celle utilisant un gradient variable dans le temps compris entre 0,1°C et 0,5°C (figure 3 – biais absolu et RMSE).

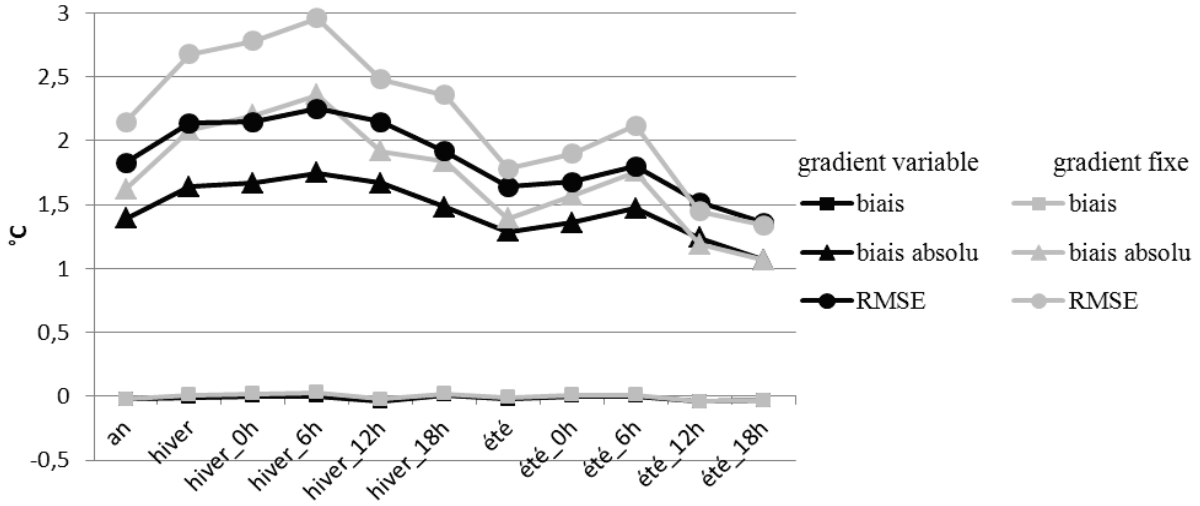


Figure 8 : Résultats de validation croisée avec 194 stations comparant un krigeage avec gradient fixe et un krigeage avec gradient variable à chaque pas de temps, sur le période 2000-2009.

Seule exception à l'utilisation d'un gradient fixe, les pas de temps de l'été à 12 h et 18 h, qui montrent des résultats tout aussi bons en biais absolu et RMSE que le krigeage avec un gradient variable. L'explication physique simple, qui se retrouve avec les gradients calculés en premier lieu (figure 1), est que les pas de temps estivaux diurnes correspondent à des masses d'air homogénéisées (principalement par la convection) où le gradient altimétrique est bien établi et fiable (R^2 élevé – figure 1). En hiver, la stratification des couches atmosphériques est plus fréquente, ce qui tend à bloquer cette homogénéisation et induit donc un gradient plus variable et plus faible en valeur absolue (figure 1).

3. Prise en compte d'un gradient altimétrique variable spatialement

Bien que le recours à des gradients calculés à chaque pas de temps donne de meilleurs résultats que ceux obtenus en utilisant des gradients fixes (cf. §2.1), l'hypothèse d'un gradient global – *i.e.* unique pour toute la zone - est assez forte. Un gradient local, comme proposé par

F. Gottardi (2009), doit permettre de mieux apprécier la variabilité des masses d'air au sein des différents massifs alpins.

3.1. Structure spatiale des gradients altimétriques

Une étude consistant à calculer les gradients altimétriques horaires localement (avec un rayon de recherche de 30 stations) nous a permis de mettre en évidence leur structuration en fonction des types de circulation atmosphérique établis par EDF sur la base des précipitations (Paquet *et al.*, 2006) à l'échelle des Alpes. Ainsi par exemple, en situation de retour d'Est, les gradients altimétriques infra journaliers calculés localement et moyennés sur la période 2000-2006 mettent en relief la frontière franco-italienne, où les masses d'air précipitantes venues du Golfe de Gênes sont soulevées par l'arc alpin. Tous les types de circulation mettent en avant une structuration des gradients dans l'espace, fortement liée au relief, sauf le type de circulation n°8 qui regroupe un ensemble de situations hétérogènes. Cela ne signifie pas qu'il faut interpoler la température en fonction de la circulation - cette circulation grande échelle ne permet pas forcément de tenir compte des effets locaux, mais que le recours à un gradient global doit être évité autant que possible, les gradients ayant une variabilité spatiale induite par la circulation atmosphérique. Cela doit permettre d'obtenir dans bien des situations de meilleurs champs de températures par krigeage avec dérive externe altitudinale.

3.2. Interpolation locale avec un gradient variable temporellement

La variabilité spatiale et temporelle des gradients altimétriques étant avérée, on interpole alors les températures à l'aide d'un gradient local et variable à chaque pas de temps, en utilisant un krigeage avec dérive externe altitudinale. Le gradient local est calculé avec les 30 stations disponibles les plus proches, à chaque pas de temps (0 h, 6 h, 12 h et 18 h). Ceci assure un nombre suffisant de points pour établir la régression T=f(Z). Les résultats de krigeage avec ce gradient local (et variable dans le temps) sont ainsi comparés à ceux du paragraphe 1.2 (figure 2 - courbes noires), qui correspondent à un gradient variable dans le temps mais unique pour toute la zone (« gradient global »). Le gain en validation croisée par rapport à un krigeage utilisant un gradient global est de l'ordre de 0,3°C en biais absolu et erreur quadratique moyenne (figure 2). Les valeurs de biais absolu descendent alors aux alentours de 1°C en été ; elles sont même inférieures à 1°C pour les heures chaudes (12 h et 18 h).

Malgré une mise en œuvre plus lourde du krigeage local par rapport au krigeage global (les deux avec une variabilité temporelle), les résultats de validation croisée en local sont meilleurs en termes d'écart aux valeurs observées, ce qui laisse présager de leur pleine utilité dans l'interpolation des températures en montagne.

Conclusion

La cartographie des températures à l'échelle kilométrique infra journalière donne de très bons résultats en utilisant les outils géostatistiques. La variabilité spatiale et temporelle des gradients altimétriques indique qu'il est nécessaire de considérer un gradient à la fois local et calculé à chaque pas de temps à partir du réseau de stations disponibles. L'hypothèse d'un gradient linéaire constant environ égal à -6,5°C/km (ou une autre valeur proche) dans les Alpes doit être proscrite des études climatiques et hydrologiques si le réseau de stations de mesure est suffisant. Cela permet dans la majorité des cas – ceux pour lesquels l'hypothèse d'un gradient linéaire est valide – d'améliorer la cartographie des températures, en réduisant les écarts entre les valeurs mesurées et les valeurs interpolées. Pour les cas de non linéarité du gradient, cette méthode n'est pas mieux adaptée qu'un gradient constant.

Références bibliographiques

Dodson R. and Marks D., 1997 : Daily air temperature interpolated at high spatial resolution over a large mountainous region. *Climate Research*, 8, 1-20.

Goovaerts P., 1997 : *Geostatistics for natural resources evaluation*. Oxford University Press, 483 p.

Gottardi F., 2009 : *Estimation statistique et réanalyse des précipitations en montagne – Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement – application aux grands massifs montagneux français.* Thèse de doctorat, Institut polytechnique de Grenoble, 260 p.

Jabot E., Zin I., Lebel T., Gautheron A. et Obled C., 2012 : Spatial interpolation of sub-daily air temperatures for snow and hydrologic applications in mesoscale Alpine catchments. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.9423.

Paquet E., Gailhard J. et Garçon R., 2006 : Évolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*, 5, 80-90.

Roe G.H, O'Neal M.A., 2010 : The response of glaciers to intrinsic climate variability: observations and models of late Holocene variations. *Journal of Glaciology*, 55(193), 839-854.

ANALYSE D'UNE ANNÉE D'ENREGISTREMENTS DES TEMPÉRATURES À PAS HORAIRE POUR ÉTABLIR UN MODÈLE SPATIAL D'INTERPOLATION

Daniel JOLY [1], Christian DEBORD [2] et Marc RAYNAL [2]

[1] *ThéMA UMR 6049, CNRS et UFC, 32 rue Mégevand, 25030 Besançon cedex, France.*
Tél. : 0381665402 ; daniel.joly@univ-fcomte.fr
[2] *Institut Français de la Vigne et du Vin, Vinopôle, 39 rue M. Montaigne, 33290 Blanquefort, France.*
Tél. : 05 56 35 58 80 ; Christian.DEBORD / Marc.RAYNAL@vignevin.com

Résumé : *Une méthode d'analyse spatiale permettant de construire des champs continus est appliquée à la région viticole du Bordelais. La chronique des températures enregistrées à pas horaire de septembre 2010 à août 2011 en 78 stations sert d'abord de base à des régressions qui permettent d'identifier les variables significatives au seuil de 5 % parmi 13 variables spatiales. Le calcul de leur fréquence moyenne pour chaque heure de chaque mois indique que neuf d'entre elles sont très structurantes : distance à l'océan (52 %), altitude (37 %), pente (8 %) et, déclinée selon trois niveaux d'échelle, ampleur des creux (4 %) et des bosses (2,3 %). La fréquence et le gradient moyens sont ensuite utilisés pour calculer une température en tout point de grille, pour chacune des 24 h de chaque mois. La comparaison avec les températures observées montre que l'écart type d'erreur est de 0,5°C.*

Mots-clés *: Températures, variables explicatives, vignoble bordelais*

Abstract: One year of hourly temperature records analysis to establish a spatial interpolation model.
A spatial analysis method for constructing continuous fields is applied to the vine region of Bordeaux. Temperature hourly recorded from September 2010 to August 2011 in 78 stations provides the basis for regressions that identify variables significant at the 5% threshold among 13 spatial variables. Calculating their average frequency for each hour of each month indicates that nine of them are very structuring: distance to the ocean (52%), altitude (37%), slope (8%) and, calculated for three scale levels, amplitude of hollows (4%) and humps (2.3%). The frequency and gradient means are then used to calculate a temperature at any grid point for each of the 24 hours of each month. The standard deviation of error is 0.5°C.

Keywords: *Temperature, explanatory variables, Bordeaux vineyard.*

Introduction

L'Institut Français de la Vigne et du Vin (IFV), centre technique interprofessionnel, a pour vocation de conduire des études de portée générale pour l'ensemble de la filière viti-vinicole. L'un des objectifs du groupe chargé des risques d'épidémie sur le vignoble est de modéliser les conditions propices au développement des principales maladies (mildiou, oïdium, black rot, …) qui provoquent des destructions parfois très sévères du vignoble. Le projet Ecophyto vise ainsi à limiter la consommation de produits phytosanitaires. Les modèles mathématiques utilisés nécessitent que soient connues les températures à pas horaire de septembre à août pour estimer le risque et ainsi prévoir la survenue imminente de maladie. Ces modèles sont d'ordinaire appliqués aux postes climatiques. Ils peuvent l'être à l'ensemble du vignoble pour peu que les températures soient connues partout : c'est là que réside l'objectif prioritaire de cette étude qui porte sur la région viticole du Bordelais.

Classiquement, les interpolations reposent sur des techniques statistiques (régressions) ou géostatistiques (krigeage). La méthode d'interpolation, ici, est différente car elle s'appuie sur les résultats d'une modélisation spatiale préalable. L'idée est d'analyser la manière dont les variables topographiques structurent la variation spatio-temporelle des températures afin d'en déceler les régularités. Pour ce faire, une première étape portera sur des régressions pour identifier le gradient et la fréquence avec lesquels neuf variables explicatives expliquent significativement la température sur l'aire d'étude. Ces valeurs serviront ensuite à paramètrer les indices qui permettront d'estimer les températures. Des modèles horaires moyens seront

établis pour chacun des douze mois (septembre 2010 - août 2011) au cours desquels l'étude a été menée. Enfin, ce sont ces résultats qui seront appliqués en vue d'interpoler les températures en tout point de l'espace.

La permière section concerne la nature des données et la méthode utilisée pour déterminer le gradient et la fréquence des variables qui expliquent significativement la variation des températures. La seconde section présentera les résultats en limitant le propos à la variation horaire et mensuelle des fréquences et du signe du gradient des cinq principales variables jouant un rôle significatif sur la variation spatiale des températures. La troisième section critiquera les modélisations spatiales obtenues en utilisant les résultats (fréquence et signe) de la section 2.

1. Données et méthode

L'analyse par régression des valeurs thermiques requiert deux types de données : les données collectées dans des stations climatiques et les données géographiques décrivant l'environnement de chaque station. Ces variables explicatives ont été choisies en fonction de nos connaissances préalables des processus qui règlent l'organisation spatiale de la température (Joly *et al.*, 2012). Les données de température concernent l'aire couverte par le vignoble dans les départements de Gironde et de Dordogne. Elles ont été enregistrées en 78 stations d'un réseau professionnel, DEMETER, géré par la « FREDON Aquitaine », et déployé sur le vignoble, du 1er septembre 2010 au 31 août 2011. Au total, l'analyse a porté sur 8760 situations thermiques horaires en vue d'identifier les variables explicatives les plus fréquemment significatives. Elle a consisté à régresser les températures sur treize variables calculées à partir d'une image de l'occupation du sol et d'un MNT de l'IGN à pas de 50 m :

- la distance à la mer ;
- cinq variables topographiques (altitude, rugosité, pente, cosinus et sinus des versants) calculées dans la cadre d'une fenêtre circulaire dont le diamètre est de 3 pixels (Joly et Brossard, 2007) ;
- le rayonnement global (fenêtre 3*3) ;
- les formes topographiques sont décrites selon les deux modalités suivantes : les formes en relief, émergentes, que nous appellerons « bosses » et les formes en creux (Joly *et al.*, 2012). Leur ampleur est déclinée selon trois échelles : ont été identifiées les formes à grande échelle (250 m, fenêtre 5*5), à échelle moyenne (1750 m, fenêtre 35*35) et à petite échelle (5050 m, fenêtre 101*101).

L'intérêt de la démarche proposée est qu'elle procède d'une manière expérimentale pour établir le degré de significativité de ces variables et pour calibrer leur contribution à l'explication de variation spatiale de la température. Les résultats pourraient être faussés s'il existait des variables colinéaires. De fait, l'altitude covarie avec la distance à la mer (r = 0,70), ou avec l'ampleur des bosses (r = 0,53), le rayonnement global avec le cosinus des versants (r = -0,81). Nous avons résolu ces problèmes de multi colinéarité en recourant à la corrélation partielle. Une corrélation partielle est la corrélation entre deux variables lorsque l'influence de l'une sur l'autre est annulée. Il s'agit d'une statistique particulièrement utile lorsqu'on cherche à interpréter les relations entre plusieurs variables en termes de causalité (Foucart, 2006), ce qui est notre cas. Le fait que la colinéarité puisse changer le signe d'un coefficient est gênant pour étudier l'effet propre de toute variable, sur la température. Grâce à la corrélation partielle, chaque variable explicative est dégagée de l'influence que pourrait avoir chacune des douze autres variables sur elle et, ainsi, les résultats ne seront pas biaisés. Le coefficient de corrélation partielle permettra de juger la performance des modèles

statistiques ainsi que de calculer la fréquence avec laquelle chaque variable est significative au seuil de 5 %, heure par heure et pour chacun des 12 mois analysés, indépendamment les uns des autres.

2. Résultats

Nous avons réalisé 8760 analyses. Pour chacune d'entre elles, les treize variables explicatives ont été régressées indépendamment les unes des autres sur les températures observées aux 78 stations. Il en ressort treize coefficients de corrélation linéaire pour chacune des 8760 analyses. Les variables qui obtiennent un r significatif au seuil de 5 % sont incrémentées en gardant en mémoire l'heure et le mois auxquels elles appartiennent. A l'issue des analyses, la somme des occurrences est transformée en fréquence. La valeur du coefficient de régression (pente qui est le gradient altitudinal pour l'altitude par exemple) est également mémorisée quand la variable est significative. Une moyenne horaire pour chacun des douze mois est établie. Les résultats présentés ci-dessous concernent des moyennes annuelles. Globalement, de septembre 2010 à août 2011, deux variables se dégagent nettement : la distance à l'océan et l'altitude expliquent significativement la température dans respectivement 52 et 37 % des situations. Elles sont suivies par la pente (8 %), l'ampleur des creux (4 %) et des bosses (2,3 %). La fréquence de toutes les autres variables est inférieure à 2 %.

2.1. Distance à l'océan, altitude et pente

La fréquence avec laquelle la distance à la mer explique la température présente un mode (60 %) centré sur 14 h (figure 1A) et un minimum (40 %) au début de la matinée. Les gradients positifs très abondants durant le jour (50 %, soit près de 90 % des occurrences : pendant la journée, quand la distance à l'océan influence la température, cette dernière croît presque toujours à mesure que l'on s'enfonce à l'intérieur des terres). Inversement, durant la nuit, le gradient est très souvent négatif (la température est plus froide à l'intérieur des terres qu'au bord de l'océan). Ce comportement est conforme au schéma d'une terre qui s'échauffe, au cours de la journée, et se refroidit, au cours de la nuit, plus que l'océan et la frange côtière.

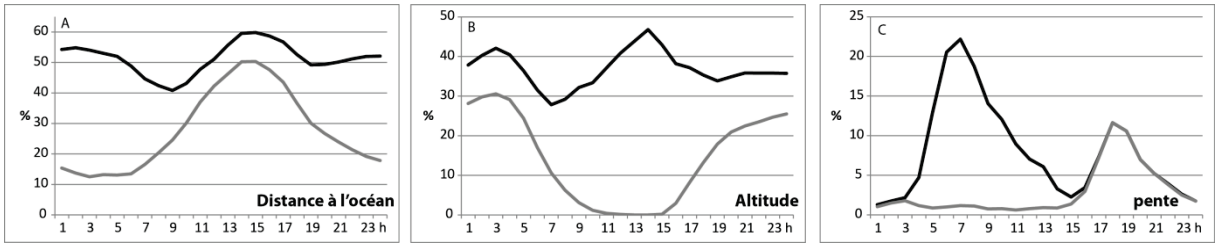


Figure 1 : Variation horaire de la fréquence avec laquelle la distance à la mer, l'altitude et la pente expliquent significativement la température ; en noir = fréquences totales, en gris : fréquence des gradients > 0.

L'influence de l'altitude sur les températures présente un schéma analogue avec un creux et un pic qui se produisent deux heures plus tôt (figure 1B). Le gradient altitudinal est toujours négatif au cœur de la journée (la température diminue avec l'altitude) et très souvent positif durant la nuit. Cette fréquence élevée d'inversions thermique pourrait être expliquée par les formes en creux (influence des vallées, quelle que soit leur échelle, où l'air froid stagne). Ce n'est pas le cas car l'influence de l'ampleur des creux sur l'altitude est contrôlée par la corrélation partielle. En l'état actuel de nos recherches, aucune hypothèse n'a été formulée pour expliquer ce phénomène qui rejoint des observations faites dans le même sens (Joly *et al.*, 2011 ; Joly, 2012).

Enfin, la pente (figure 1C) présente deux modes, l'un en début de matinée (23 %), le second (12 %) en fin d'après-midi. Durant la matinée, le signe de la corrélation est négatif (les pentes fortes sont plus froides que les pentes douces) tandis qu'en fin d'après-midi, il est exclusivement positif (plus la pente est vigoureuse, plus les températures sont élevées). Le rôle des vents adiabatiques et anabatiques est ainsi mis en évidence.

2.2. Ampleur des creux et des bosses

Concernant l'ampleur des creux et des bosses, quatre analyses ont été effectuées. Les trois premières portent sur chaque fenêtre, individuellement. La quatrième inclut les trois fenêtres en tant que variables explicatives de la température (l'analyse comporte alors 13 variables explicatives au lieu de neuf pour les trois premières analyses).

Globalement, l'ampleur des creux des deux plus grandes échelles (4,4 et 4,0 %) explique la température deux fois plus fréquemment que celle des bosses (1,9 et 1,8 %). La fréquence de l'ampleur des bosses à petite échelle augmente sensiblement sa fréquence (5,3 %) pour égaler presque celle des creux (6 %). Lorsque les trois fenêtres sont intégrées dans l'analyse, on ne comptabilise que l'échelle qui obtient le coefficient de corrélation le plus élevé. La fréquence des bosses et des creux est assez élevée (10 % pour les bosses et 14 % pour les creux). Ce score correspond, à peu de choses près, à la somme des fréquences individuelles obtenues par chacune des trois fenêtres. Cela signifie sans doute que les processus thermiques associés à ces trois échelles sont indépendants les uns des autres et qu'ils expliquent la température à tour de rôle.

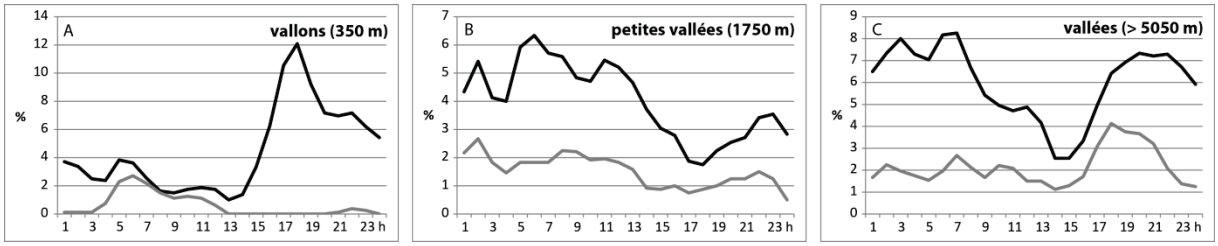


Figure 2 : Variation horaire de la fréquence avec laquelle de l'ampleur des creux explique significativement la température ; en noir = fréquences totales, en gris : fréquence des gradients > 0.

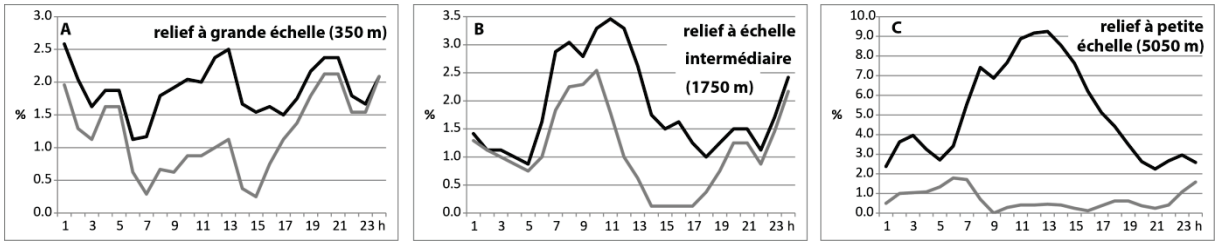


Figure 3 : Variation horaire de la fréquence avec laquelle de l'ampleur des bosses explique significativement la température ; en noir = fréquences totales, en gris : fréquence des gradients > 0.

La fréquence des creux à grande échelle en tant que variable explicative (figure 2A) est faible (1-4 %) jusqu'à 15 h et beaucoup plus élevée ensuite, avec un pic de 14 % à 18 h. Le signe de la corrélation est positif uniquement le matin. Les creux à plus petite échelle (figures 2B et 2C) expliquent plus fréquemment la température le matin et en soirée (avec un gradient le plus souvent négatif (plus les creux sont amples, plus la température est froide) qu'en fin d'après-midi ; le signe est alors positif dans environ 40 % des cas. L'opposition entre les creux à grande échelle (fréquence maximum en fin d'après-midi) et les creux aux deux autres échelles montre que la variation spatiale de la température dépend fortement de l'échelle des formes topographiques. La fin d'après-midi est un moment où la température est d'autant plus

faible que les vallons sont profonds alors que l'ampleur des vallées joue un rôle mineur sur les températures, comme si la turbulence thermique brassait plus facilement l'air des milieux topographiques ouverts que fermés. C'est l'inverse qui se produit durant la nuit, à un moment où l'air, plus calme s'accumule au fond des vallées en proportion de leur profondeur.

La fréquence des bosses oppose à nouveau les fréquences obtenues par la grande échelle (pas de variation cyclique ; figure 3A) aux échelles moyennes et petites (figures 3B et 3C) qui présentent une fréquence maximale centrée vers midi (3 %, 9 %) et des fréquences minimales durant la nuit. Le signe est dans presque tous les cas négatif le jour et positif durant la nuit.

A l'issue de ces analyses, neuf variables (distance à la mer ; altitude ; pente ; ampleur des bosses et des creux * trois niveaux d'échelle) sont identifiées comme exerçant une influence régulière sur la température. Pour chacune d'entre elles, nous avons calculé la fréquence et le gradient moyens pour chaque heure, en moyenne mensuelle. Il s'avère en effet que la valeur de l'une et l'autre de ces deux indices se modifie assez sensiblement selon les saisons. Cette variation n'est pas présentée ici faute de place.

3. Modélisation spatiale

Pour conduire la construction du champ continu de température par modélisation spatiale (et non par interpolation), nous disposons de 12 fichiers mensuels qui archivent chacun la fréquence et le gradient pour chaque heure du jour et chacune des neuf variables retenues. La température en chaque point de grille $p_{i,j}$ est d'abord déclarée égale à la moyenne thermique de l'heure et du mois de calcul. Ensuite, cette température est ajoutée au produit de la fréquence, du gradient et de la valeur de chaque variable en $p_{i,j}$. Pour une heure et un mois donnés, on aura, pour le point $p_{i,j}$ à une heure et un mois donnés :

$$Temp_{i,j} = f1*b1x1_{i,j} + f2*b2x2_{i,j} + \ldots + f9*b9x9_{i,j} + \overline{m}$$

Où i, j = latitude, longitude de la grille spatiale ; f1, …, f9 = fréquence de la variable 1 à la variable 9 ; b1, …, b9 = gradient de la variable 1 à la variable 9 ; x1, … x9 = valeur des variables 1 à 9 ; $\overline{m}$ = moyenne de l'heure et du mois concernés.

La température obtenue sera inférieure à la moyenne si la somme des neuf produits fournit une valeur négative ; elle sera positive dans le cas contraire. Ainsi, une différenciation spatiale des températures prend place qui oppose les secteurs plus frais aux secteurs plus chauds que la moyenne. A titre d'exemple, nous décrirons les modèles spatiaux de 6 et 15 h en janvier et juillet 2011 (les cartes ne sont pas reproduites). Le fait saillant est le basculement ouest-est des pôles les plus chauds, du matin à l'après-midi, conformément à l'océan qui influence la température, notamment à 6 h en janvier (54 % des cas) et en juillet, à 15 h (64 %). Le gradient s'établit entre -0,027°C/km et +0,033°C/km. L'altitude joue un grand rôle également, surtout à 6 h en juillet en raison d'une fréquence élevée (29 %) et d'un gradient de -1,1°C/100 m. A l'exception de la pente à 6 h en juillet (fréquence de 48 % et gradient de -0,2°C/degré), l'influence des autres variables est plus discrète car leur fréquence est moindre.

Les points de grille qui supportent une station d'observation constituent un sous-ensemble des champs continus tels qu'ils viennent d'être réalisés. En effectuant la différence entre la température observée et la valeur du modèleau pixel qui supporte la station, on obtient une valeur de résidu qui permet de valider le résultat des modèles. L'écart-type des résidus, calculé sur la base des 78 stations et des 24 modèles horaires, est minimal en hiver (0,4°C) et maximal en été (0,6°C). Avec 0,4°C, ils sont plus faibles au cours de la journée (figure 4) et plus élevés durant la nuit (0,6°C en été, 0,8°C au printemps et 1°C en septembre). Il est probable que ces différences sont dues au brassage de l'air qui, en journée, estompe les différences locales de température. En hiver, les brouillards et situations perturbées

contribuent également à effacer les écarts thermiques. La conjonction de ces deux facteurs facilite l'interpolation.

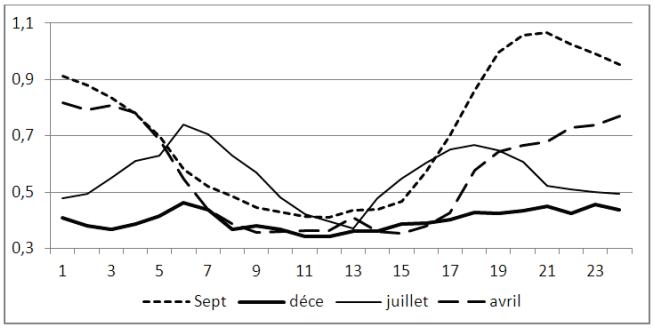


Figure 4 : Variation de l'écart-type d'erreur pour les 24 modèles horaires et quatre mois.

Conclusion

Les régularités discernées dans la chronique des températures à pas horaire enregistrée pendant un an a permis d'identifier les variables qui expliquent le plus fréquemment la température. Il s'agit de la distance à la mer, de l'altitude et de la pente auxquelles il convient d'ajouter l'ampleur des bosses et des creux à trois niveaux d'échelle. La fréquence et le gradient moyens de ces variables ont été calculés pour chacune des 24 heures et pour chacun des 12 mois de la chronique. Ces deux valeurs ont permis de construire le champ continu de la température sur l'ensemble de l'aire couverte par le vignoble bordelais sur les départements de Gironde et de Dordogne. La comparaison avec les données enregistrées aux 78 stations a montré que les modèles spatiaux reconstituent bien les températures : l'écart type d'erreur est de 0,5°C seulement. De plus, il est probable que fréquences et gradients dépendent étroitement des conditions atmosphériques (la fréquence de la distance à la mer, ou de tout autre variable, en tant que variable explicative de la température n'est sans doute pas la même par temps anticyclonique que par temps perturbé d'ouest). Or nous avons travaillé en moyenne mensuelle, ce qui a sans doute contribué à mélanger plusieurs structures différentes et donc, à édulcorer, voire, à fausser le signal. Il serait du plus haut intérêt de segmenter l'information selon les types de temps les plus représentatifs et reproduire, pour chacun d'eux, les calculs qui ont été présentés ici. Le gain de précision attendu d'une telle expérience mériterait d'être précisé par des recherches complémentaires prenant en compte plusieurs années, ce qui permettrait, en outre, de vérifier la robustesse des résultats.

Pour autant, les valeurs produites par ces modèles ne vaudront jamais les estimations fournies par la méthode statistique (régression puis krigeage des résidus) car, en ce cas, le résultat des analyses est ajusté à chaque situation horaire. Mais s'il s'agit d'interpoler des températures concernant des prévisions de température (utilisant les sorties du modèle Safran par exemple), la méthode statistique n'est plus adaptée. Alors, notre méthode devient une alternative intéressante, la résolution spatiale de Safran étant trop grossière pour les applications agroclimatologiques envisagées.

Références bibliographiques

Foucart T., 2006 : Colinéarité et régression linéaire. *Math. & Sci. Humaines*, 173(1), 5-25.

Joly D., Brossard T., 2007 : Contribution of environmental factors to temperature distribution at different resolution levels on the forefield of the Loven Glaciers (Svalbard). *Polar Record*, 43(4), 353-359.

Joly D., Bois B., Zaksek K., 2012 : Rank-ordering of topographic variables correlated with temperature. *Atmospheric and Climate Science*, 2(2), 139-147. DOI: 10.4236/acs.2012.22015DOI.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhès J., Hilal M., Wavresky P., 2011 : Temperature Interpolation by local information; the example of France. *International Journal of Climatology*, 31(14), 2141-2153.

LA VARIABILITÉ INTRA-SAISONNIÈRE DE LA CONVECTION DANS LE GOLFE DE GUINÉE : ANALYSE D'UN MODE DE VARIABILITÉ AUTOUR DE 15 JOURS

Pierre-Honoré KAMSU-TAMO [1], Serge JANICOT [1], David MONKAM [2] et André LENOUO [2]

[1] *IRD, LOCEAN, UPMC, 4 Place Jussieu, 75005 Paris, France. jslod@locean-ipsl.upmc.fr*
[2] *Université de Douala, LPA, BP24157, Douala, Cameroun.*

***Résumé** : Nos objectifs sont d'explorer et documenter les échelles spatio-temporelles de la variabilité intra-saisonnière durant les saisons de printemps et d'automne (seules les analyses pour le printemps sont présentées ici) en Afrique centrale et sur la côte guinéenne. Dans ce but, nous appliquons des outils statistiques aux estimations satellitales de la pluie (TRMM) et de la convection (rayonnement sortant par ondes longues-, NOAA) et aux réanalyses atmosphériques (ERAI). Une analyse spectrale du printemps boréal (MAMJ) pour chacune des années de 1998 à 2010 dans cette région met en évidence des périodicités inférieures à 10 jours, entre 10 et 25 jours, et entre 25 et 60 jours. Une analyse de régression (entre un indice de pluie pris dans le golfe de Guinée et les autres champs) de l'échelle de 10 à 25 jours permet d'identifier un mode dominant de variabilité autour de 15 jours associé à une oscillation stationnaire de l'activité convective le long de la côte guinéenne, probablement impulsé par une activité atmosphérique ondulatoire de type onde de Kelvin se propageant vers l'est.*

***Mots-clés** : Golfe de Guinée, convection atmosphérique, variabilité intra-saisonnière, régression.*

Abstract: The intra-seasonal variability of the convection in the Gulf of Guinea: analysis of a 15-day mode of variability.
Our objectives are to explore and document the spatial and temporal scales of the intra-seasonal variability during boreal spring and autumn (only spring times are showed here) in Central Africa and the Guinean Coast. For this purpose we use statistical tools to satellite estimates of rainfall (TRMM) and convection (Outgoing Longwave Radiation, NOAA) and to atmospheric reanalyses (ERAI). A spectral analysis of the spring season (MAMJ) for each year from 1998 to 2010 in this region reveals patterns of variability of less than 10 days, between 10 and 25 days, and between 25 and 60 day. Regression analysis (between a precipitation, taken in the gulf of Guinea, and fields data) of the scale 10-25-day enables to identify a dominant mode of variability associated with stationary oscillation of convective activity along the Guinean coast, probably triggered by an eastward Kelvin wave.

***Keywords**: Gulf of Guinea, Atmospheric convection, intra-seasonal variability, regression analysis.*

Introduction

Durant la première phase du projet « Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine » (AMMA), bon nombre de travaux ont permis de documenter l'activité pluvieuse en Afrique de l'Ouest, principalement durant la saison d'été boréal. Ceux-ci ont notamment mis en lumière le rôle du système terre-océan-atmosphère dans le déclenchement et la modulation de la mousson Ouest Africaine. L'analyse de la variabilité des pluies durant l'été boréal a été réalisée sur les systèmes convectifs de méso-échelle, sur l'échelle synoptique et aussi sur les échelles des temps régissant les variabilités intra-saisonnière, interannuelle et décennale. De part ses impacts socio-économiques, l'échelle intra-saisonnière est celle qui, dans le cadre de la phase 2 d'AMMA, focalise actuellement le plus l'attention des différents groupes de recherche.

La caractérisation de la variabilité intra-saisonnière pour les échelles de temps couvrant l'intervalle 10-90 jours a permis de mettre en évidence deux gammes de périodicité statistiquement dominantes : une première entre 10 et 25 jours, et une seconde entre 25 et 90 jours (Janicot *et al.*, 2011). Cependant les résultats afférents ont principalement porté sur l'été boréal, laissant très peu explorée l'occurrence de ces modes de variabilité pour les autres saisons. La répartition de l'activité pluvieuse en Afrique de l'Ouest présente une structure

zonale. Si les latitudes sahéliennes connaissent une saison des pluies unique en été boréal, le golfe de Guinée et l'Afrique Centrale en connaissent deux, au printemps et à l'automne boréal. Le cadre général de nos travaux est l'exploration et la documentation de la variabilité intra-saisonnière en Afrique Centrale et dans le golfe de Guinée durant ces deux saisons.

Mounier *et al.* (2008) ont montré l'existence en été boréal d'un mode dominant autour de 15 jours de la variabilité de l'activité convective au-dessus de la côte guinéenne et de l'Afrique Centrale, mode dénommé QBZD (Quasi-Biweekly Zonal Dipole). Par ailleurs Coëtlogon *et al.* (2010), en étudiant la variabilité des interactions air-mer dans le golfe de Guinée au printemps et en été boréal, ont aussi mis en évidence l'existence d'un pic de variance autour de 15 jours, mais sans relation directe avec le mode QBZD. Par la suite, Leduc-Leballeur *et al.* (2011) ont mis en évidence l'influence du golfe de Guinée sur la mousson africaine à travers la modulation des pluies printanières par les températures de mer sur une gamme de périodicité de l'ordre de 15 jours. Notre objectif est ici de reprendre l'analyse de la variabilité intra-saisonnière des pluies et de la convection au printemps boréal en se concentrant sur cette échelle de 15 jours. Pour cela, nous utilisons les produits satellitaires de suivi de la pluie (TRMM 3B42) et de la convection (NOAA-OLR), ainsi que les réanalyses atmosphériques (ERA-Interim) pour caractériser la structure spatiale et l'évolution temporelle du mode dominant de variabilité sur la côte guinéenne et l'Afrique Centrale.

1. Données utilisées

Ces données, qui ont fait leur preuve dans de nombreuses études, porteront essentiellement sur les observations de précipitation et de l'activité convective (rayonnement ondes longues sortant) et seront associées aux réanalyses atmosphériques.

1.1. Les précipitations (TRMM)

La Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM ; Huffman *et al.*, 2007) fût la première mission dédiée à la mesure, à haute résolution (0,25 × 0,25°, toutes les 3 heures), des taux de pluie dans les zones tropicale et subtropicale. Cette mission a pour but de détecter les zones de pluie et leur intensité. Le produit 3B42, agrégé en données journalières, est utilisé sur la période 1998-2010.

1.2. La radiation ondes longues sortantes (NOAA)

Ces mesures sont fournies par les satellites à orbite polaire de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Les mesures sont fournies deux fois par jour depuis 1974 à l'échelle du globe sur une grille de 2,5 × 2,5°. Malgré la dérive subie par ces satellites, ces données ont été largement utilisées sur la période post-1978. Nous utilisons les données journalières prétraitées à partir de l'algorithme de Liebmann et Smith (1996). La période étudiée est la même que celle des données TRMM.

1.3. Les réanalyses atmosphériques (ERA-Interim -ERAI)

Les données de géopotentiel et de vent horizontal, utilisées ici, sont issues des réanalyses du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Ce jeu de données (Simmons *et al.*, 2007) couvre la période 1979 à 2010 sur l'ensemble du globe. Ces données sont produites toutes les 6 heures sur une grille régulière de résolution 0,75 × 0,75° et sur 31 niveaux verticaux. Nous exploitons ici les valeurs quotidiennes de ce jeu de données au niveau 925 hPa sur la période 1998-2010 en lien avec les données TRMM.

2. Méthodes

La saison qui nous intéresse ici couvre la période allant du 1er mars au 30 juin (MAMJ). Ce choix est motivé par le démarrage des pluies en mars en Afrique centrale, avec l'avantage qu'elle prend aussi en compte la première saison des pluies dans le golfe de Guinée. Les différentes analyses statistiques utilisées sont : une analyse spectrale grâce à une transformée rapide de Fourier en appliquant les traitements décrits par Roehrig (2010) ; un filtre de Fourier passe-bande pour extraire la gamme 10-25 jours ; une décomposition en composantes principales avec utilisation des tests de Scree et de North (Roehrig, 2010) pour le choix du nombre de vecteurs propres ; une régression d'un champ donné (dans notre cas l'OLR, le géopotentiel et le vent horizontal à 925 hPa) sur un indice local (représentant la moyenne spatiale de l'ensemble des séries de pluie, filtrées, pris en chaque point de grille d'un domaine du golfe de Guinée), représentatif de la première composante principale, afin d'étudier la structure spatio-temporelle qui lui est associée.

3. Résultats

3.1. Climat moyen

Un bref rappel de la climatologie de la saison MAMJ dans cette zone est nécessaire afin de mieux situer le cadre de la variabilité intra-saisonnière qui lui est associée. Comme on le voit sur la figure 1, durant cette période, la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) est positionnée le long de la côte guinéenne. Elle est bien marquée dans la bande 2°N-8°N à l'ouest de 10°W sur l'axe de convergence décrit par les alizés. Les pluies sont plus importantes au-dessus de la mer qu'au-dessus du continent, en particulier à cause des eaux chaudes à cette période de l'année. Le Golfe de Guinée est soumis au flux de mousson circulant depuis le sud de l'équateur au-dessus de l'océan Atlantique. On observe une accélération du vent de basses couches au niveau de la côte. Le même phénomène est observé sur la côte est du continent avec la présence d'un flux de mousson de l'océan Indien. Les vents associés sont ralentis autour de 30°E du fait de la présence des reliefs d'Afrique de l'Est.

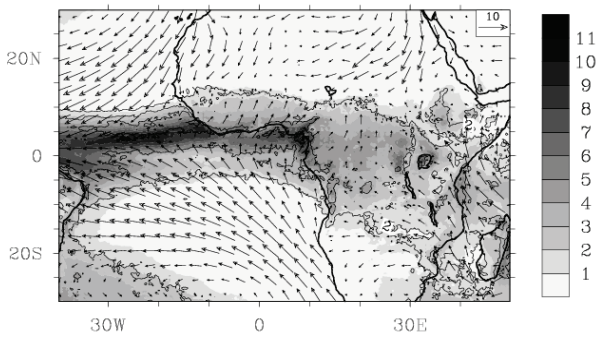


Figure 1 : Moyenne des précipitations TRMM (couleur de gris – en mm/j) durant la saison MAMJ, établie sur la période 1998-2010 ; l'écart-type associé est représenté en contours. Les vecteurs représentent le vent moyen à 925 hPa sur la base des données ERAI pour la même saison de 1998 à 2010.

Sur la figure 1, on peut également remarquer que les zones de fortes variances (les contours indiquent l'écart-type) sont associées à celle de maximum de précipitations (cf. 0°-4°N ; 0°-10°E et à l'ouest de 10°W dans la bande 2°N-6°N). Dans la suite, l'analyse de la variabilité intra-saisonnière se fait au moyen d'un indice de pluie construit à partir de la série moyenne de l'ensemble des séries standardisées prises en chaque point de grille sur un domaine qui appartient à la région de variance maximale. Ceci sera confirmé a posteriori par l'analyse en composantes principales.

3.2. Échelle de variabilité

La figure 2 montre la densité spectrale de l'indice de pluie dessaisonalisé représentant la série moyenne de l'ensemble des séries désaisonnalisées de chacun des points de grilles du

domaine [0°-5°N ; 20°W-10°E]. Chacun des panneaux correspond au spectre pour la saison MAMJ dont l'année est indiquée dans le coin supérieur droit (seules quelques années sont présentées). La représentation graphique choisie ici permet de dilater l'échelle des fréquences tout en renforçant le spectre des hautes fréquences (généralement associé à une variance plus faible). Il s'agit ici de la répartition des gammes de périodes associées à la variabilité intra-saisonnière. Trois gammes en ressortent : 1) les échelles synoptiques inférieures à 10 jours (pouvant être séparées en deux sous échelles : inférieure à 5 jours et entre 5 et 10 jours) qui correspondent aux gammes d'échelles des ondes de Kelvin et de pulsations de mousson ; 2) la variabilité à 10-25 jours, avec un pic à 15 jours pour 1999 (non présenté), 2000, 2001, 2005 et 2008, correspond aux gammes d'échelles de la QBZD (Mounier *et al.*, 2008) ; 3) la variabilité lente entre 25 et 60 jours, correspondant probablement à la gamme d'échelles de la MJO (Madden-Julian Oscillation).

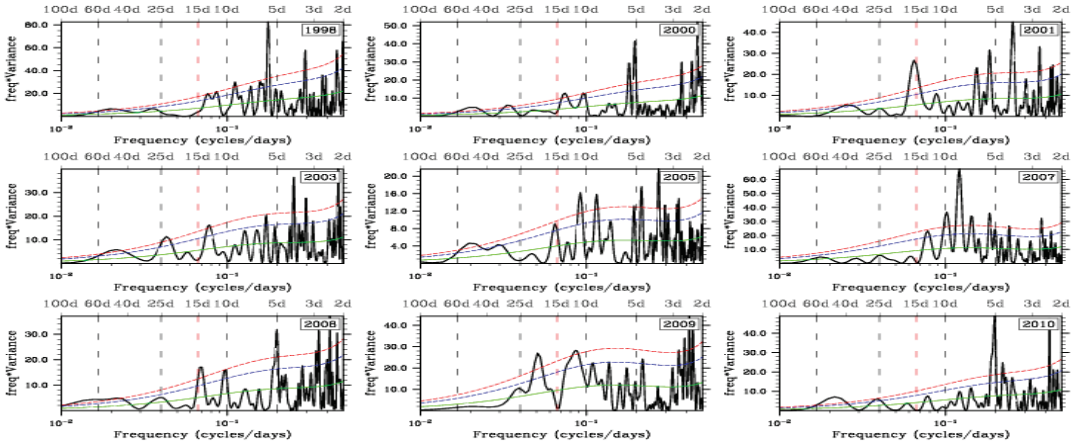


Figure 2 : Densité spectrale (en unité de variance) multipliée par la fréquence des précipitations TRMM pour l'indice (0°-5°N, 20°W-10°E) sur chacune des saisons MAMJ dont les années sont indiquées dans le coin supérieur droit (1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2007, 2008, 2009, 2010). En abscisse, l'axe de fréquence (en cycles par jour) exprimé en échelle logarithmique, l'équivalent en période (jour) est indiqué sur le bord supérieur de chaque panneau. Le spectre de bruit rouge correspondant aux données initiales, les seuils de significativité associés à 95 % et à 99 % sont également présentés respectivement par la courbe du bas (en vert), du milieu (en bleu) et du haut (en rouge). Le trait vertical de couleur rouge matérialise la fréquence correspondante à une période de 15 jours.

Dans la suite nous nous intéressons à la gamme 10-25 jours, également mise en évidence par Coëtlogon *et al.* (2010) dans leur analyse de la variabilité des interactions air-mer dans le Golfe de Guinée au printemps et en été boréal. Le résultat de l'analyse en composantes principales des pluies TRMM filtrées entre 10 et 25 jours donne un premier vecteur propre (figure 3 ; 7,1% de la variance expliquée) dont la structure se superpose à celle de la variance du cycle saisonnier (voir les zones de maximum d'écart-type en contour sur la figure 1). Ce mode dominant de variabilité intra-saisonnière s'étend le long de la côte guinéenne au-dessus de l'océan.

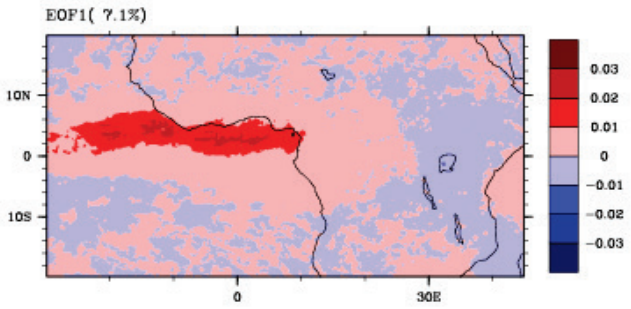


Figure 3 : Vecteur propre de la première composante principale des pluies TRMM filtrées entre 10 et 25 jours pour la saison MAMJ sur le domaine (10°S-20°N, 30°W-45°E).

3.3. Structure spatiale de la variabilité 10-25 jours durant la saison MAMJ

Pour caractériser ce mode de variabilité, on calcule sur la période MAMJ 1998-2010 les champs de régression décalés dans le temps, de -8 jours à +8 jours par rapport à la date de référence T0 (montrés en figure 4 par pas de 2 jours), entre l'indice des pluies TRMM filtrées 10-25 jours et les champs filtrés d'OLR, de géopotentiel et de vent à 925 hPa. L'indice de pluie filtré est calculé sur le domaine [3,5°-7°N ; 5°W-5°E] pour se centrer sur le domaine d'étude de Leduc-Leballeur *et al.* (2011), mais les résultats sont similaires si on prend comme référence l'indice de la première composante principale de la figure 3. La figure 5 montre les régressions similaires sous forme de diagramme temps-longitude, et sur les données de pluie TRMM au lieu des données d'OLR.

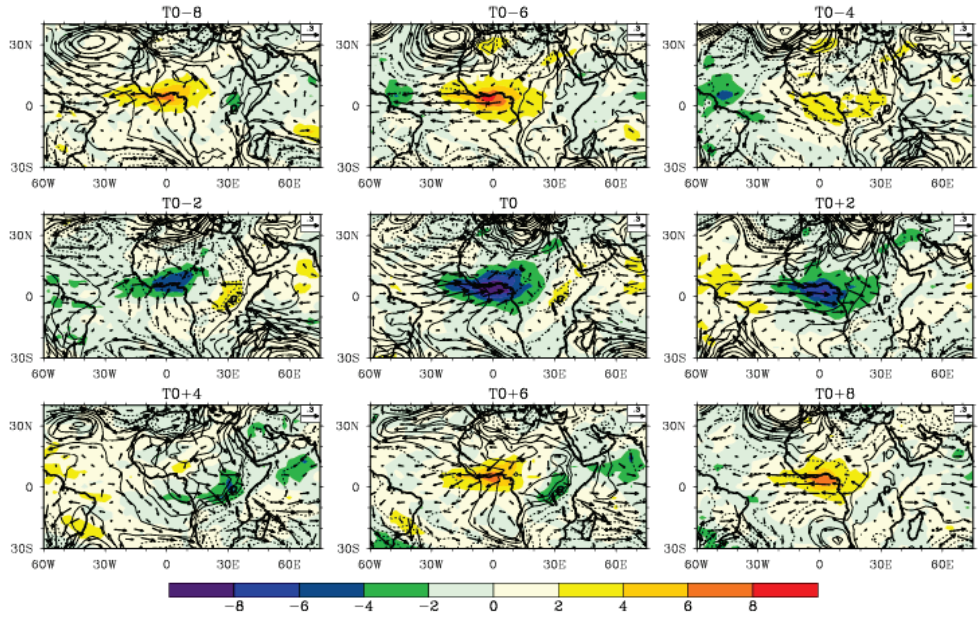


Figure 4 : Régressions à différents décalages temporels d'un indice de pluie filtré (10-25 jours) et standardisé sur les champs filtrés d'OLR (couleur ; W/m²), de vecteurs vent (m/s) et de hauteurs géopotentiels [trait plein (discontinu) pour les valeurs positives (négatives)] à 925 hPa. L'indice de pluie utilisé est la moyenne spatiale de l'ensemble des séries de pluie (filtrée 10-25 jours) pris en chaque point de grille du domaine 3,5°N-7°N, 5°W-5°E pour les périodes Mars-Juin des années 1998-2010. Les décalages temporels vont de -8 à +8 jours par pas de 2 jours. Pour le champ d'OLR, seuls les coefficients significatifs à 95 % sont représentés.

Ces deux figures mettent d'abord en évidence le caractère stationnaire de l'oscillation de pluie et de convection dans le golfe de Guinée, ainsi qu'une modulation importante (près de +/-1,5 mm/jour et +/-10 W/m^2 pour une variation de l'indice d'un écart-type). Ces variations en termes de pluie et d'OLR sont très cohérentes. Cette structure est principalement monopolaire, avec cependant un pôle de signe opposé mais faible entre 30°W et 50°W. On observe aussi dans les jours qui suivent T0 une désagrégation du signal au-dessus des reliefs d'Afrique de l'Est, en même temps que se construit la phase opposée au-dessus du Golfe de Guinée (T0+4). Cette séquence temporelle montre une périodicité moyenne autour de 14 jours (phases positives maximales de l'OLR à T0-7 et T0+7 sur la figure 5). La structure ainsi mise en évidence est très similaire à celle du mode QBZD mis en évidence par Mounier *et al.* (2008) sur la saison d'été.

La dynamique des champs atmosphériques associés à cette structure est très cohérente et montre un signal clair de propagation vers l'est. Il associe le renforcement des pluies sur la côte guinéenne avec un renforcement de la composante ouest de la mousson (associé à un renforcement de la convergence, non montré) lié à l'arrivée par l'ouest d'une structure de forts géopotentiels renforçant le gradient de pression et donc le vent zonal. Ce gradient est visible

sur la figure 5 à 60°W entre T0-6 et T0-2, précédant donc le renforcement des pluies dans le Golfe de Guinée. Inversement, la structure de la circulation atmosphérique à T0-2 et T0 (quand la convection est forte) incluant deux circulations cycloniques situées respectivement au nord-ouest et au sud-ouest de la zone convective est typique dans la zone inter-tropicale d'une réponse atmosphérique de type Gill à une source de chaleur diabatique.

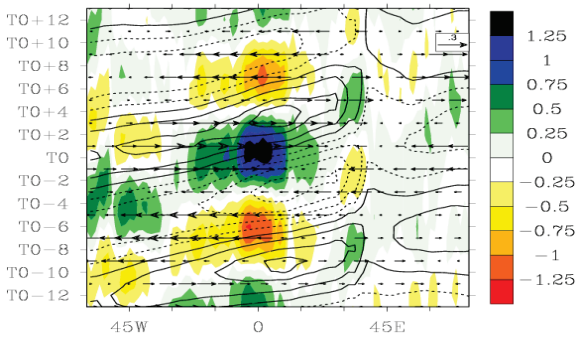


Figure 5 : Diagramme longitude-temps des coefficients de régression des pluies TRMM, du vent zonal (vecteurs) et des géopotentiels (contours ; trait plein (discontinu) pour les valeurs positives (négatives)), filtrés (10-25 jours) dans la bande (5°S-5°N) de T0-12 jours à T0+12 jours, par rapport à l'indice de référence utilisé dans la figure 4. Seules les valeurs significatives à 95 % sont représentées pour le champ de pluie.

On observe donc une rétroaction positive entre dynamique atmosphérique et convection dans cette zone à cette échelle de temps. Cela souligne également le rôle important du caractère zonal de la circulation de basses couches associée à ces structures. On peut noter aussi l'effet du relief à 30°E sur le blocage de la propagation vers l'est des structures atmosphériques. Un comportement similaire s'observe dans les phases opposées (T0+/-7).

Conclusion

Nous avons montré l'existence d'une modulation intra-saisonnière bi-hebdomadaire des pluies et de la convection au printemps le long de la côte guinéenne, associée une structure atmosphérique se propageant vers l'Est. Ce signal ressemble au mode QBZD mis en évidence en été par Mounier *et al.* (2008) et associant cette dynamique atmosphérique à des ondes de Kelvin. Dans la suite nous allons approfondir ce point par des décompositions spectrales plus fines, puis étudier le rôle des interactions air-mer pour mieux comprendre le positionnement de ce mode sur le golfe de Guinée, et enfin étudier sa prévisibilité.

Références bibliographiques

Coëtlogon G., Janicot S. et Lazar A., 2010 : Intraseasonal variability of the ocean – atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136(S 1), 426-441.

Huffman GJ, Adler R.F., Bolvin D.T., Gu G., Nelkin E.J., Bowman K.P., Stocker E.F.,Wolff D.B., 2007 : The TRMM multi-satellite precipitation analysis: Quasi-global, multi-year, combined-sensor precipitation estimates at fine scale. *J. Hydrometeor.,* 8, 33-55.

Janicot S., *et al.*, 2011 : Intra-seasonal variability of the West African monsoon. *Atmos. Sci. Lett.,* Special issue on AMMA, doi: 10.1002/asl280, 12, 1, 58-66.

Leduc-Leballeur M., Eymard L., De Coëtlogon G., 2011 : Observation of the marine atmospheric boundary layer in the Gulf of Guinea during the 2006 boreal spring. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,* 137, 657, 992-1003.

Liebmann B. et C.A. Smith, 1996 : Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.,* 77, 1275-1277.

Mounier F., Janicot S. et Kiladis G., 2008 : The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. *Journal of Climate*, 21, 1911-1928.

Roehrig R., 2010 : *Variabilité Intrasaisonnière de la Mousson Africaine : Caractérisation et Modélisation.* Thèse de Doctorat, Université Paris Est, Paris, 395 pages.

Simmons A., Uppala S., Dee D. et Kobayashi S., 2007 : ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter,* 110, 25-35.

Wheeler M. et G. N. Kiladis, 1999 : Convectively coupled equatorial waves analysis of clouds and temperature in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, 56, 374-399.

PRÉVISIBILITÉ DES HAUTES EAUX AVEC LE MODÈLE CONCEPTUEL GR2M DANS LE BASSIN-VERSANT DU ZOU AU BÉNIN (AFRIQUE L'OUEST)

Domiho Japhet KODJA, Expédit W. VISSIN, Ernest AMOUSSOU et Michel BOKO

Laboratoire Pierre Pagney, Climat, Eau, Ecosystème et Développement (LACEEDE), 03 BP1122, Cotonou, Bénin. conforlad@yahoo.fr, exlaure@yahoo.fr, ajernest@yahoo.fr, bokomichel@gmail.com

Résumé : *Cette étude vise à prédire les hautes eaux exceptionnelles sur le bassin-versant du Zou à Atchérigbé avec le modèle GR2M. Les données climatologiques (pluie, ETP) et hydrométriques (débits) utilisées couvrent la période 1965 à 2004 et ont permis de tester l'efficacité du GR2M à simuler les hautes eaux. La prédiction est réalisée avec les données de pluie simulées par le modèle REMO du programme IMPETUS et celles de l'ETP par le logiciel ET0Calc de la FAO, de 2005 à 2050. Les résultats obtenus montrent que les fluctuations hydrologiques sont sensibles au forçage pluviométrique dont le déficit a un impact sur l'écoulement en région de socle que sur le bassin sédimentaire. Quant aux simulations, le Nash appliqué aux écoulements donne des valeurs significatives confirmant la robustesse du modèle GR2M à simuler les hautes eaux.*

Mots-clés : *Bassin versant du Zou, prévisibilité, hautes eaux, risque.*

Abstract*:* ***Predictability of high water with the conceptual model GR2M on Zou catchment (Benin, Western Africa).***
This study aims to predict the exceptional high water on Zou catchment at Atchérigbé using the GR2M model. Climatological (rainfall, ETP) and hydrological (flow) data were used (covering the period from 1965 to 2004) to simulate high waters with the GR2M model. The prediction is performed with rainfall data simulated by the model REMO IMPETUS program and those of the ETP by software ET0Calc of FAO from 2005 to 2050. The results show that hydrological fluctuations are sensitive to rainfall forcing whose deficit has an impact on flow both in the socle region, and in sedimentary basins. As for simulations, the Nash applied to the flow gives significant values confirming the robustness of the model GR2M to simulate high water.

Keywords*: Zou Catchment, predictability, high water, risk.*

Introduction

Aujourd'hui, les risques climatiques deviennent de plus en plus déterminants et accentuent la vulnérabilité des populations dont celles de l'Afrique subsaharienne. Au Bénin les régimes fluviaux enregistrent des variations interannuelles très sensibles aux fluctuations pluviométriques. Plusieurs études ont été réalisées sur les impacts de la variabilité pluviométrique sur les écoulements des cours d'eau (Gbatcho, 1992 ; Le lay, 2002 ; Vissin, 2007). Cependant, l'étude de la prévision des hautes eaux exceptionnelles qui occasionnent des crises sociales, économiques et environnementales, n'est pas encore faite.

Le bassin versant du Zou à Atchérigbé, sous bassin de l'Ouémé, est en proie à la variabilité des paramètres hydroclimatiques. L'impact des pluies intenses contribue à l'élévation du niveau des cours d'eaux, qui génère des crues. A partir de ces constats, cette recherche se propose d'étudier la variabilité hydropluviométrique sur la période 2005 à 2050 et d'identifier, avec le modèle GR2M, les années de survenance de crues exceptionnelles sur le bassin du Zou à Atchérigbé, dans le souci d'alerter tout usager du bassin sur le risque d'inondations.

Le bassin du Zou à Atchérigbé est situé dans la partie méridionale du Benin (figure 1), entre 7°14'30''N et 8°33'52''N, et 1°30'58''E et 2°13'32''E. Il couvre une superficie d'environ 6950 km^2. Il est caractérisé par un climat intermédiaire entre le climat subéquatorial de la côte et celui soudano-sahélien du nord Bénin. Il est façonné sur le socle précambrien (dahoméyen) composé de gneiss et de granite, recouvert par des formations du Continental

terminal (sablo-argileux) à l'aval du bassin. Les cours d'eau sont fortement encaissés, avec une pente longitudinale faible qui témoigne du comblement dans le lit fluvial.

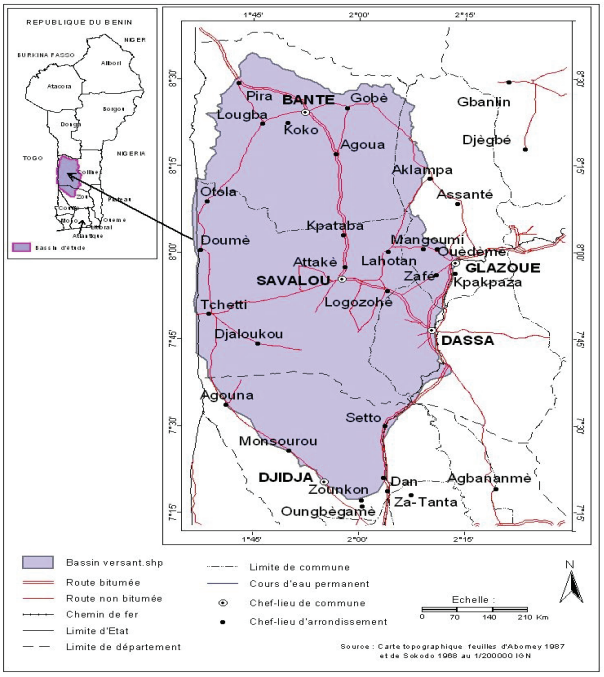


Figure 1 : Situation du bassin-versant de Zou à Atchérigbé.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données utilisées concernent des données climatologiques mensuelles (pluie et ETP) de l'ASECNA de 1965 à 2004, des données hydrométriques (débits mensuels) du Service de l'Hydrologie de la Direction Générale de l'Eau (de 1965 à 2004) et des données REMO mensuelles du programme IMPETUS collectées au Laboratoire Pierre Pagney '*Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement'* (LACEEDE), pour la période 2005-2050 (il s'agit de la pluie, du rayonnement solaire, de la température, de l'humidité et de la vitesse du vent).

1.*2. Méthodes*

L'ETP projetée est calculée avec le logiciel ET0 Calc de la FAO pour la période du 2005 à 2050. La méthode d'estimation utilisée est celle de Penman-Monteith (Allen *et al.,* 1998) et testée par (Amoussou, 2010). Elle est déterminée par la formule :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)},$$

où : ET_o = l'évapotranspiration de référence (mm/jour) ; R_n = le rayonnement net à la surface (MJ/m^2/jour) ; G = la densité de flux de chaleur du sol (MJ/m^2/jour) ; T = la température moyenne quotidienne de l'air à 2 m de hauteur (°C) ; u_2 = la vitesse du vent à 2 m de hauteur (m/s) ; e_s = la pression de vapeur saturante (kPa) ; e_a = la pression de vapeur réelle (kPa) ; e_s - e_a = le déficit de pression de vapeur saturante (kPa) ; Δ la pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C) ; γ = la constante psychométrique (kPa/°C).

La moyenne arithmétique $\bar{X}$ calculée sur une série de quarante ans a permis de caractériser l'état hydroclimatique moyen et de calculer les indices pluviométriques. Ces derniers ont permis de cibler les années humides ou excédentaires et les années sèches ou déficitaires dont

la moyenne mobile est calculée sur 3 ans. Cette démarche vise à standardiser les données à l'aide d'une transformation centrée-réduite qui consiste simplement à centrer les données xi par rapport à leur moyenne $\overline{x}$, et à les réduire par rapport à l'écart-type σx :

$$xi \to zi = \frac{x - \overline{x}}{\sigma x}$$

avec x la valeur de la variable ; $\overline{x}$ la moyenne de la série ; σx l'écart type de la série.

Le Nash (ln(Q)) est le critère d'optimisation (en %) pour apprécier la performance du modèle GR2M (Mouelhi, 2003) et utiliser pour simuler l'écoulement des hautes eaux dans cette étude. Une fois le Nash bien ajusté, le modèle est considéré comme efficace quand la valeur du « Nash » se rapproche de 100 %.

$$Nash(\ln(Q)) = 100\left[1 - \frac{\sum_i \left(\ln\left(Q^i_{obs}\right) - \ln\left(Q^i_{cal}\right)\right)^2}{\sum_i \left(\ln\left(Q^i_{obs}\right) - \ln\left(Q^i_{moy}\right)\right)^2}\right]$$

Le GR2M est un modèle conceptuel et empirique, global qui tourne au pas de temps mensuel. Il utilise en entrées la pluie et l'ETP et a été élaboré au CEMAGREF d'Antony par Michel (1983). Son originalité s'inscrit dans sa capacité à tester les débits mensuels. Il a été expérimenté sur certains bassins-versants au Bénin par Le Lay (2002) sur le bassin de l'Ouémé à Bétérou (Bénin), par Vissin (2007) sur la partie béninoise du bassin du Niger et sur le bassin-versant du Mono par Amoussou (2010). Le tableau 1 présente les sous-périodes (calage et validation) pour cette étude. Ainsi, le calage et la validation avec le modèle GR2M ont été appliqués à des sous-périodes qui sont homogènes et appartiennent à la séquence sèche ou humide. Le diagnostic des séquences pluvieuses et sèches a été fait à partir des analyses des indices pluviométriques à l'échelle du bassin du Zou à Atchérigbé (Kodja, 2011).

Tableau 1 : Tableau des sous-périodes de calage/validation pour le modèle GR2M.

Les périodes pour tester l'efficacité du GR2M à simuler les hautes eaux	
Calage	**Validation**
1965-1969 (Période-humide)	1970-1974(Période humide)
1975-1979 (Période sèche)	1980-1984 (Période sèche)

Les périodes de projection des hautes eaux	
Calage	**Validation**
2009-2013	2014-2018
2020-2024	2025-2029
2035-2039	2040-2044

La prédiction de l'écoulement des hautes eaux exceptionnelles a été réalisée grâce aux données pluviométriques relatives à la pluie simulée par le programme REMO de IMPETUS et l'ETP FAO avec le modèle GR2M. Ainsi, par rapport aux débits simulés et les valeurs des Nash optimisées, les années de la survenance de hautes eaux exceptionnelles susceptibles d'avoir un incident sur les plans socio-économique et environnemental sont connues.

2. Résultats

2.1. Analyse de l'efficacité du GR2M à simuler l'écoulement des hautes eaux à l'exutoire du bassin du Zou à Atchérigbé

De l'analyse des figures 2 et 3, on constate que les débits observés et simulés présentent quasiment la même évolution. Ils évoluent au rythme de la pluviométrie et atteignent le maximum au cœur de la saison pluvieuse. Toutefois, les maxima des débits observés ont un léger décalage par rapport aux maxima des débits simulés. Le décalage observé serait dû au

temps de réponse du bassin-versant du Zou à Atchérigbé aux évènements pluvieux. Pour cette étude, les différentes valeurs des Nash obtenues sont supérieures à 60 % et varient de 63,4 à 89,9 %. On peut conclure que le modèle GR2M est efficace et performant à simuler l'écoulement des hautes eaux.

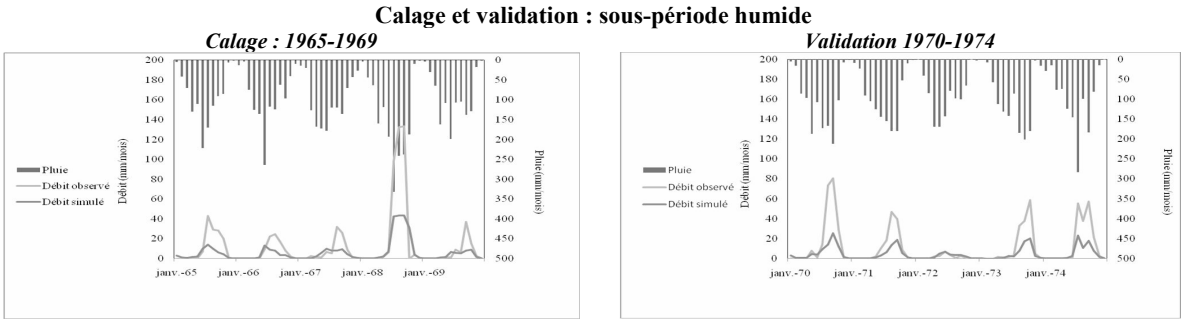


Figure 2 : Variabilité des pluies et débits observés et simulés sur sous-période humide en calage et validation.

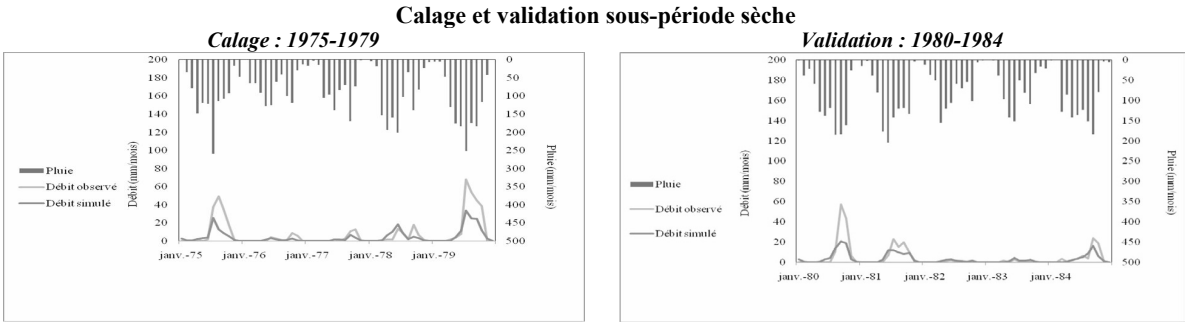


Figure 3 : Variabilité des pluies et débits observés et simulés sur sous-période sèche en calage et validation.

2.2. Projection de l'écoulement des eaux hautes

2.2.1. Evolution interannuelle de la pluie virtuelle sur le bassin du Zou à l'exutoire d'Atchérigbé

La figure 4 met en relief l'évolution interannuelle des pluies tandis que la figure 5 montre le régime pluviométrique annuel dans le bassin du Zou-Atchérigbé de 2005 à 2050.

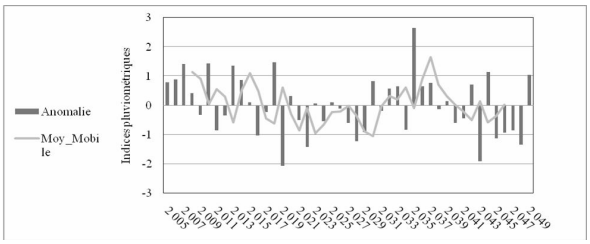


Figure 4 : Variabilité interannuelle des indices pluviométriques virtuels sur le bassin de Zou à l'exutoire d'Atchérigbé.

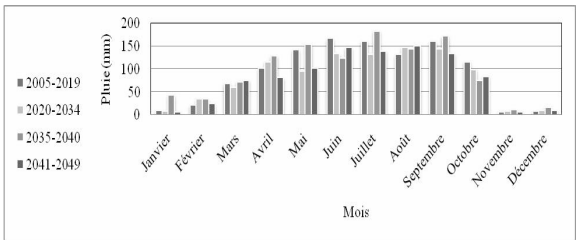


Figure 5 : Régime pluviométrique suivant les quatre sous-périodes annuelles (2005-2019, 2020-2034, 2035-2040, 2041-2049).

L'analyse de la figure 4 a permis d'identifier quatre grandes sous-périodes sur la période 2005 à 2050 avec les déficits pluviométriques inhérents. Ainsi, la période 2005 à 2019 s'annonce humide avec les anomalies positives, tandis que la période 2020 à 2034 est caractérisée par une sensibilité à la récession pluviométrique dont les anomalies sont à dominance négatives. Sur cette période, la sous-période 2029 à 2033 présente une atténuation relevant d'un léger renouvellement tendant à une baisse pluviométrique moins importante.

D'autre part, la période 2035 à 2040 s'identifie par une tendance à une forte pluviométrie dont la plus marquée sera 2034-2038. Par ailleurs la période 2041 à 2049, et surtout les années 2038 à 2043 et 2045 à 2048, seront aussi marquées par une récession pluviométrique.

Quant à la figure 5, on note la baisse de la pluie de 4,47 % entre la sous-période 2005-2019 et 2020-2034, ce qui permet également d'observer que la sous-période 2005-2019 serait plus humide. Les sous-périodes 2020-2034 et 2035-2040 auraient un déficit pluviométrique de 13 % et 2035-2040 et 2041-2049 un déficit de 20,27 %. Au cours de la sous-période 2005-2019, on devrait observer une augmentation des pluies de tous les mois par rapport à la sous-période 2020-2034, à l'exception des mois de février, avril, août, octobre et novembre. Pour la sous-période 2035-2040, on devrait noter une augmentation des pluies de tous les mois, ce qui ne serait pas le cas pour la sous période 2020-2034, à l'exception des pluies des mois de juin, août, octobre. Enfin, seuls les mois de juin, août de la sous-période 2041-2049 connaîtraient une augmentation de pluie sur les autres mois de la sous-période 2035-2040.

2.2.2. Projection des périodes de crues exceptionnelles de 2011 à 2050 dans le bassin du Zou à Atchérigbé avec le GR2M

Les valeurs virtuelles, simulées de l'ETP et celles de la pluie étant disponibles sur la période 2005 à 2050, les projections des années de hautes eaux à risque d'inondation sont identifiées avec le GR2M. La figure 6 présente l'évolution des débits simulés avec pluies projetées après optimisation, pour d'éventuelle survenance des hautes eaux sur le bassin versant du Zou à Atchérigbé.

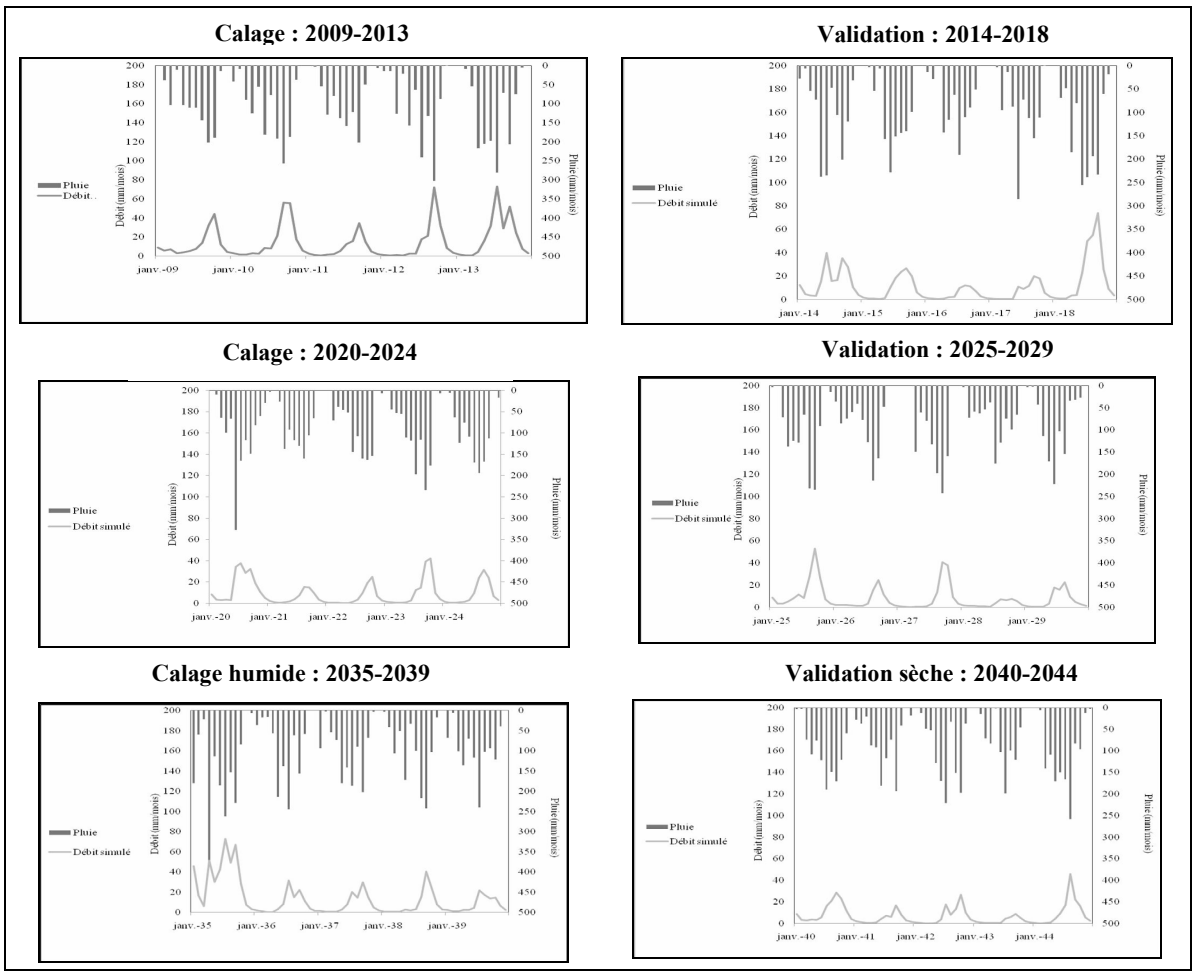


Figure 6 : Variabilité des débits simulés pour l'écoulement des hautes eaux en calage et validation.

Sur les différentes courbes en calage comme en validation, les débits simulés évoluent au rythme de la pluviométrie. Aussi, il y a un léger décalage (un mois environ) entre les pics de pluie et ceux des débits simulés au cours des différentes sous périodes par exemple (pluie et débits simulés en mai 2014). Ceci signifie que la réponse du sol par rapport à la lame d'eau précipitée n'a pas été automatique et pourrait être due au temps de réponse du bassin versant aux événements pluvieux, compte tenu des caractéristiques du substratum géologique.

Les débits simulés étant efficaces (figure 6), il faut dire que les différentes valeurs des Nash (sécheresse, basses eaux, hautes eaux) sont plus intéressantes, édifiantes et supérieures à 90 %.

Conclusion

Au terme de cette recherche, on retient que les évènements climatiques sont l'un des facteurs majeurs influençant l'écoulement. Les différentes valeurs des Nash obtenues sont supérieures à 60 %. Elles sont plus intéressantes, édifiantes et permettent de dire que le GR2M a une certaine efficacité à simuler l'écoulement des hautes eaux dans le bassin versant du Zou à Atchérigbé.

L'utilisation du GR2M n'est pas sans limite. Cependant, il n'est pas évident d'obtenir des résultats fiables avec le GR2M sur des bassins dont les données ne sont pas disponibles (Vissin, 2007 ; Vodounon, 2008). Aussi, faut-il faire une étude comparée avec un modèle intégrant les propriétés hydrodynamiques physiques afin de mieux apprécier la prévision de l'écoulement des hautes eaux à l'échelle du bassin versant du Zou à Atchérigbé.

La prise de conscience de l'impact des évènements pluviométriques extrêmes contribue donc à prendre des décisions pour une bonne gestion des ressources en eau à l'échelle du bassin versant du Zou à Atchérigbé.

Références bibliographiques

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D. et Smith M., 1998 : Crop evapotranspiration: Guidelins for computing crop water requirements. FAO, *Irr. and Drain. Paper,* n° 39, Rome Italy.

Amoussou E., 2010 : *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie CNRS-UMR 5210, 313 pages.

Gbatcho A.M., 1992 : *Contribution à l'étude des rythmes pluviométriques et hydrologiques du bassin de l'Ouémé au pont de Savè*. Mémoire de maîtrise, Université Nationale du Bénin. FLASH/DGAT, 68 pages.

Kodja D. J., 2011 : *Prévision des crues dans le bassin versant du Zou à Atchérigbé avec le modèle GR2M*. Mémoire de Maîtrise, DGAT/FLASH/UAC 104 pages.

Le Lay M., 2002 : *Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la haute vallée de l'Ouémé (Bénin)*. Rapport de DEA/MMGE, Université Joseph Fourrier, 40 pages + Annexes.

Michel C., 1983 : Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? *La houille Blanche*, 1, 39-44.

Mouelhi S., 2003 : *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Thèse de Doctorat, ENGREF/CEMAGREF, Paris, 312 p.

Vissin E. W., 2007 : *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Centre de Recherche de Climatologie CNRS-UMR 5210, 286 pages.

Vodounnon A. J., 2008 : *Contribution à l'étude de la caractérisation hydropluviométrique du bassin de l'Ouémé avec le modèle GR2M*. Mémoire de maitrise de géographique, DGAT/ FLASH/ UAC, 83 pages.

HOMOGÉNÉISATION ET RECONSTITUTION DE LONGUES SÉRIES HYDRO-CLIMATIQUES SUR LE BASSIN DE LA DURANCE

Anna KUENTZ [1, 2], Thibault MATHEVET [1], Joël GAILHARD [1], Rémy GARÇON [1], Christian PERRET [1] et Vazken ANDRÉASSIAN [2]

[1] *EDF-DTG, 21 avenue de l'Europe, BP41, 38040 Grenoble Cedex 9, France. anna.kuentz@edf.fr*
[2] *IRSTEA, UR Hydrosystèmes et Bioprocédés, 1 rue Pierre-Gilles de Gennes CS 10030, 92761, Antony cedex, France. vazken.andreassian@irstea.fr*

Résumé *: Cet article présente nos premiers résultats obtenus avec une méthode d'homogénéisation et de reconstitution de longues séries hydro-climatiques, basée sur une approche par analogie sur des variables météorologiques, l'exploitation de témoins régionaux et l'utilisation de modèles hydrologiques. Nous montrons comment cette méthode permet de reconstituer les forçages climatiques (précipitation et température d'air) et les débits de la Durance à Embrun, sur la période 1901-2002. Nos résultats comparables sur la période historique (1904-1943) et récente (1960-2002) valident à la fois la capacité de la méthode à reproduire des séries hydro-climatiques de référence ainsi que la qualité de la série historique.*

Mots-clés *: Homogénéisation, longues séries, hydrométéorologie, spatial.*

Abstract: Homogenization and reconstruction of historical climatic and hydrologic time series on the Durance river watershed.
This paper presents a method which aims at detecting inhomogeneities and reconstructing climatic and hydrologic time series. This method is based on an analog method on meteorological fields, regional observation and Rainfall-Runoff modeling. Results show that this method allows a good reconstruction of historical time series of streamflow on the 1901-2002 period. These results both validate the climatic forcing reconstruction (precipitation and temperature) and the quality of historical streamflows.

Keywords*: Homogenization, historical time-series, hydrometeorology, spatial.*

Introduction

La caractérisation de la sensibilité des systèmes naturels à la variabilité climatique passée et future représente actuellement un intérêt fort, aussi bien pour la communauté scientifique que pour la société civile. La caractérisation de la variabilité passée repose généralement sur l'analyse de longues séries climatiques et hydrologiques, alors que la caractérisation de la variabilité future repose sur l'analyse de projections climatiques et hydrologiques.

Les longues séries climatiques et hydrologiques sont des données très précieuses et de fameuses stations hydrologiques, comme celles de la Loire à Blois ou du Rhin à Bâle, sont très souvent utilisées. Néanmoins, l'utilisation de longues séries pose le problème de leur disponibilité spatio-temporelle et de leur résolution, qui sont très variables et décroissantes au fur et mesure que l'on remonte dans le temps. Ces séries, aussi précieuses soient-elles, posent également la question de leur qualité et de leur homogénéité avec les mesures récentes, du fait notamment de l'évolution des instruments, des sites et des techniques de mesures (concernant l'hydrologie de la Durance : Kuentz *et al.,* 2011).

De ce fait, la caractérisation de la variabilité climatique et hydrologique d'un bassin versant passe nécessairement par des méthodes de reconstitution, qui permettent d'augmenter la profondeur temporelle et la densité spatiale des séries. Dans cet article, nous nous intéressons à l'analyse de l'homogénéité et à la reconstitution de séries de températures, précipitations et de débits. Pour cela, nous avons développé une méthode de reconstitution basée sur une analogie avec des variables météorologiques de grande échelle (observations ou reconstitutions de champs de pression), couplée avec l'utilisation de témoins locaux ou régionaux des variables que l'on cherche à reconstituer. Nous illustrerons nos propos sur le

bassin versant de la Durance, sur lequel nous avons reconstitué des séries de température de l'air, de précipitations et de débits sur la période 1901-2002.

1. Méthodes de reconstitution et données disponibles

Classiquement, la reconstitution des variables climatologiques est basée sur l'utilisation de séries témoins (réputées homogènes) à partir desquelles on construit un modèle de reconstitution calé sur une période d'observations communes avec la série cible. De manière générale, on utilise des régressions linéaires multiples, directement entre les variables (précipitations) ou les écarts à un régime inter-annuel mensualisés (température de l'air).

La méthode ANATEM (Gailhard, 2011), que nous introduisons dans cet article, est basée sur l'utilisation de la méthode des analogues (Obled *et al.*, 2002), éventuellement améliorée dans un second temps par l'utilisation d'une variable témoin locale ou régionale. ANATEM (pour ANAlogue et TEMoin) réalise son analogie à partir du champ météorologique à disposition. Dans notre cas, nous avons utilisé les archives de champs de pression EMULATE (champs de pression au niveau de la mer observés et spatialisés à un pas spatial de 5°, de 1850 à 2003, Ansell *et al.*, 2006). Cette méthode probabiliste propose ainsi un ensemble de valeurs à chaque pas de temps. Pour l'instant, la méthode ANATEM peut valoriser une série témoin locale ou régionale pour reconstituer une série de température de l'air, à partir de l'écart observé entre la série témoin et la reconstitution de cette même série témoin par analogie. De manière simplifiée, nous transférons l'erreur observée sur le témoin à la série cible.

Pour la température de l'air : $$\left[\hat{T}_j\right]_{k=1:50} = \left[T_j^{Analogues}\right]_{k=1:50} + \alpha\left[\left(Temoin_j - Temoin_j^{Analogues}\right)\right]_{k=1:50}$$

Où : j est la date considérée, k est le rang de l'analogue généré, $\hat{T}_j$ sont les valeurs estimées par ANATEM, $T_j^{Analogues}$ sont les valeurs de température des journées analogues, $Temoin_j$ est le témoin de température pour l'échéance j, $Temoin_j^{Analogues}$ sont les valeurs observées du témoin de température pour les journées analogues, α un paramètre à estimer.

La série témoin peut être l'épaisseur des champs de géopotentiels entre les niveaux 700 hPa et 1000 hPa (α ≈ 0,1, 0,1°C de décalage pour 1 m de différence d'épaisseur) ou une série locale ou régionale de température d'air (α =1). S'agissant des précipitations, seule la partie analogie est utilisée pour l'instant.

La reconstitution du débit est basée sur l'utilisation du modèle hydrologique MORDOR (Garçon, 1996), calé sur le bassin versant de la Durance à Embrun sur la période 1960-2010, en utilisant les forçages climatiques spatialisés issus de la ré-analyse SPAZM (Gottardi, 2009 ; projet R2D2 : « *Risque, Ressource et gestion Durable de la Durance en 2050* »).

Après critique et homogénéisation de la longue série de température de l'air à Marseille, (utilisé comme témoin local) nous avons utilisé la méthode ANATEM pour reconstituer les forçages climatiques (précipitation et température de l'air) du bassin de la Durance à Embrun. Nous avons ensuite validé l'ensemble de la démarche en comparant la série de débits observés de la Durance à Embrun, dont la chronique vient d'être étendue à la période 1904-1943 par des travaux récents, avec les ensembles de débits reconstitués.

2. Critique, homogénéisation et reconstitution de séries de température de l'air

Afin de reconstituer une série journalière de températures de l'air à Embrun sur la période 1900-2002, nous disposons sur la même période des séries de champs de pression au niveau de la mer (EMULATE), ainsi que d'une série journalière de températures de l'air observée à Marseille. Cela nous permet d'utiliser la méthode ANATEM, les dates analogues étant

calculées à partir des champs de pression EMULATE et la série de Marseille servant de témoin. Cependant, la première étape est la critique et l'homogénéisation éventuelle de la série témoin.

2.1. Critique et homogénéisation de la série journalière de température de l'air à Marseille

Pour la critique de la série journalière de températures de l'air à Marseille, la méthode classique de comparaison à un modèle linéaire issu de stations voisines est utilisée. En effet, il suffit à ce stade de disposer de séries de référence au pas de temps mensuel, ce qui est le cas. Il s'agit ainsi dans un premier temps d'établir un modèle linéaire représentant au mieux la série de Marseille, à partir de stations réputées homogènes disponibles sur la période voulue. Pour cela, nous avons utilisé les séries de températures d'air mensuelles homogénéisées de Météo-France (Moisselin *et al.*, 2002).

Un modèle linéaire est calé entre la série de températures mensuelles de Marseille et les séries homogénéisées de Cap Camarat, Orange, Montpellier et Toulouse. Les résidus cumulés du modèle sont ensuite analysés à l'aide des ellipses de Bois (1987) et du test de rupture d'Alexandersson (1986). La figure 1 présente les résultats de ce test d'homogénéité.

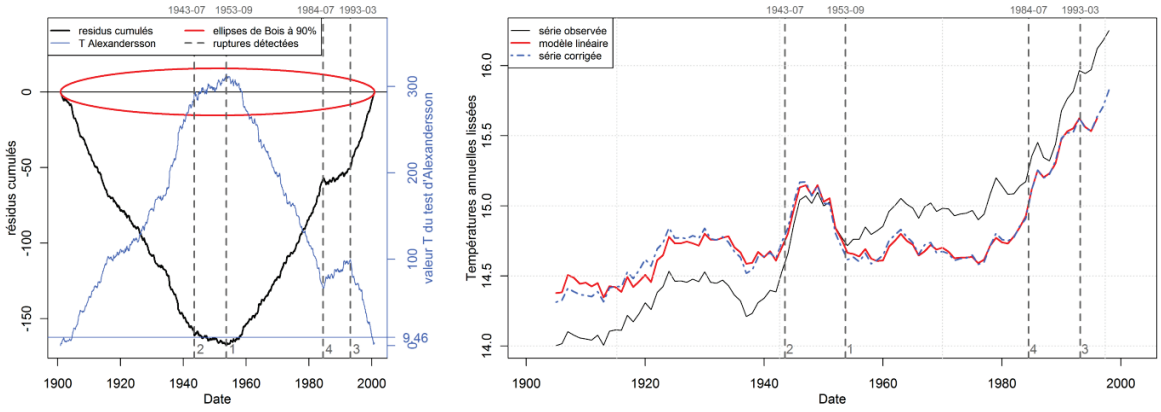


Figure 1 : Critique de la série journalière de températures de l'air à Marseille à l'aide d'une combinaison linéaire de stations réputées homogènes (plus de détail dans le texte).

Sur la figure 1 (à gauche) sont représentés les résidus cumulés du modèle avec leurs ellipses de Bois à 90 %, ainsi que la valeur T du test d'Alexandersson et sa valeur limite (9,46) à 90 %, valeur dépendant de l'effectif de la série. Les deux courbes mettent en évidence d'importantes hétérogénéités dans la série journalière de températures de l'air à Marseille. Les principales ruptures détectées sont représentées par les lignes pointillées verticales. Sur la figure 1 (à droite) sont représentées les moyennes annuelles lissées de la température de l'air observée à Marseille, du modèle linéaire utilisé pour la critique et de la série ré-homogénéisée (moyennes glissantes sur 9 ans). L'homogénéisation de la série a été faite à partir des ruptures détectées, en appliquant une correction additive correspondant aux résidus moyens du modèle entre chaque rupture. La série ainsi homogénéisée peut maintenant être utilisée comme témoin pour la reconstitution d'une série journalière de températures du bassin de la Durance à Embrun.

La méthode présentée ici consiste à comparer la série de températures observées à une référence, dans ce cas une combinaison linéaire de stations de température d'air disponibles au pas de temps mensuel. Il serait également possible d'utiliser comme série de référence une série obtenue par la méthode ANATEM, en utilisant comme témoin régional des ré-analyses de températures d'air. Les ré-analyses de la NOAA, disponibles sur la période 1871-2008, contiennent ainsi en elles les deux ingrédients qui permettraient d'utiliser la méthode en tout

point du territoire (variables de grande échelle pour l'analogie et valeurs aux points de grille pour le témoin régional). D'une certaine manière ce serait la source de donnée idéale pour la méthode ANATEM. Néanmoins le problème de l'homogénéité de cette ré-analyse se pose. Les premiers tests effectués montrent des résultats concordants dans le cas de la série de Marseille avec ceux présentés plus hauts. Néanmoins les tests d'homogénéité menés entre les deux sources de référence (réanalyses NOAA et séries homogénéisées de Météo-France) révèlent quelques légères ruptures que nous préférons encore investiguer.

2.2. Reconstitution d'une série de températures de l'air de la Durance à Embrun

La méthode ANATEM a permis la reconstruction d'une série de température de l'air du bassin de la Durance à Embrun (1901-2002). Pour cela, nous avons utilisé la série journalière de température moyenne du bassin versant de la Durance à Embrun et la série journalière de Marseille ré-homogénéisée précédemment (témoin local). Les champs de pression au niveau de la mer (archive EMULATE) nous ont permis de sélectionner les dates analogues sur la période de disponibilité de la série à reconstituer (1948-2010).

Pour chaque journée cible de la période à reconstituer, ANATEM propose 50 valeurs de température tirées parmi les n premières dates analogues, n étant un nombre à optimiser (pour l'instant n=50). Ensuite, afin d'obtenir une série journalière unique, la moyenne des 50 valeurs de chaque journée est retenue. Cependant, les 50 valeurs sont conservées pour les simulations hydrologiques.

Sur la période de disponibilité de la série observée (1948-2002), nous pouvons comparer la méthode ANATEM à d'autres méthodes de reconstitution. La figure 2 compare les trois méthodes testées. Tout d'abord, la méthode « traditionnelle » utilisée à EDF où la série est reconstituée à partir d'une série de référence disponible au pas de temps journalier (température homogénéisée à Marseille), à laquelle on ajoute un correctif mensuel. Ensuite, un modèle obtenu par combinaison linéaire des séries homogénéisées de Météo-France (modèle dit MODLIN, modèle qui ne peut être utilisé qu'au pas de temps mensuel). Enfin, le modèle ANATEM basé sur l'archive EMULATE et la série ré-homogénéisée de Marseille (modèle disponible au pas de temps journalier).

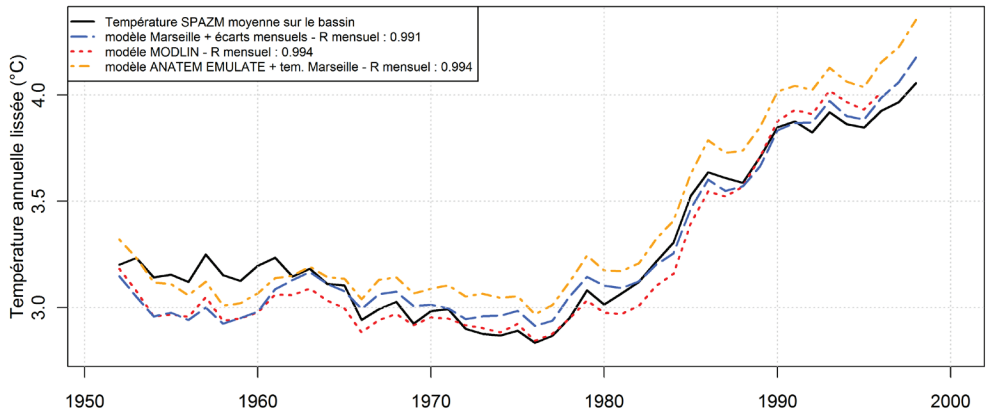


Figure 2 : Reconstitution d'une série de température d'air de la Durance à Embrun par différentes méthodes (moyenne glissante sur 9 ans des températures annuelles).

On constate que les différentes méthodes proposées fournissent toutes une assez bonne reconstitution de la série, avec un coefficient de corrélation toujours supérieur à 0,99 au pas de temps mensuel et à 0,92 en annuel. La méthode ANATEM EMULATE, que nous utilisons ici, a des performances similaires aux deux méthodes plus classiques, et a l'avantage par rapport à la méthode MODLIN de pouvoir être utilisée au pas de temps journalier.

3. Qualification de variables hydro-climatologiques reconstituées sur de longues séries historiques

La méthode ANATEM a permis de reconstituer la série de température de l'air du bassin versant de la Durance à Embrun à partir de l'archive de champs de pression au niveau de la mer (EMULATE) et d'une longue série de température homogénéisée. La série de précipitations a quant à elle été reconstituée uniquement avec les dates analogues. Un ensemble de 50 séries de température de l'air et de précipitations a ainsi été généré sur la période 1901-2002. Nous avons ensuite analysé la qualité de ces archives d'un point de vue déterministe (moyenne des 50 valeurs à chaque pas de temps) et probabiliste (ensemble de 50 scenarii), comparativement aux observations disponibles.

On peut estimer que la reconstitution d'archives climatiques est très bonne pour la température, avec des coefficients de corrélation très élevés (R : de 0,99 à 0,90, respectivement pour les pas de temps mensuels et annuels) et correcte pour les précipitations (R : 0,4 à 0,7, respectivement pour les pas de temps mensuels et annuels). Ce résultat, très encourageant, n'est pas surprenant. En effet, le champ de température possède une corrélation spatiale plus forte que celle du champ de précipitation, il est donc plus facile à reconstituer. D'un point de vue probabiliste, nous avons constaté que la méthode ANATEM respecte également la distribution statistique de chaque variable à différents pas de temps (du mensuel à l'annuel), ainsi que les quantiles 10, 50 et 90 % de leur régime mensuel. Les séries de forçages climatiques ainsi reconstituées ont été utilisées en entrée du modèle hydrologique, avec lequel nous avons généré un ensemble de 50 séries de débit sur la période 1901-2002. Grâce aux travaux de valorisation de la série historique de débits de la Durance à Embrun, nous disposons d'une longue série sur la période 1904-2010 (lacune de 1943 à 1959), qui nous a permis de qualifier l'ensemble de la chaîne de reconstitution.

La figure 3 montre que cette reconstitution des débits de la Durance est assez bonne, avec un bon respect de la variabilité interannuelle et une corrélation élevée (R : 0,9 à 0,7, respectivement pour les pas de temps mensuels et annuels). La figure 4 compare les distributions des débits moyens annuels entre les périodes 1904-1943 (figure 4, à gauche) et 1960-2002 (figure 4, à droite). Ces figures permettent d'une part de valider l'ensemble de la chaîne de reconstitution des débits, mais également de suggérer que la série historique de débits est de bonne qualité. En effet, nous obtenons une assez bonne représentation de la variabilité interannuelle des débits et une bonne calibration statistique des ensembles (pas de biais de sous-dispersion, notamment). Par ailleurs, il n'y a pas de différences significatives entre les deux périodes temporelles, alors que la reconstitution du forçage de précipitations est relativement incertaine, que le modèle a été calé sur la période 1960-2010 et que nous savons que le mode d'élaboration de la série de débits est hétérogène dans le temps (Kuentz, 2011).

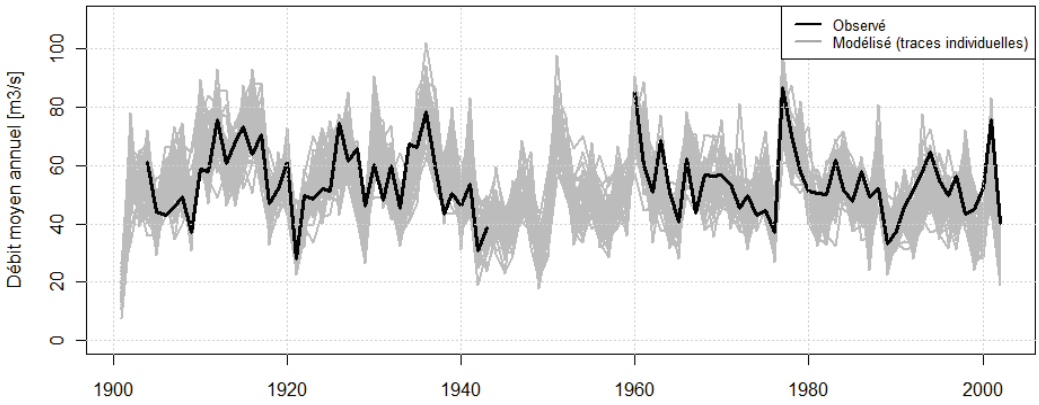


Figure 3 : Débits annuels observés et reconstitués de la Durance à la Embrun.

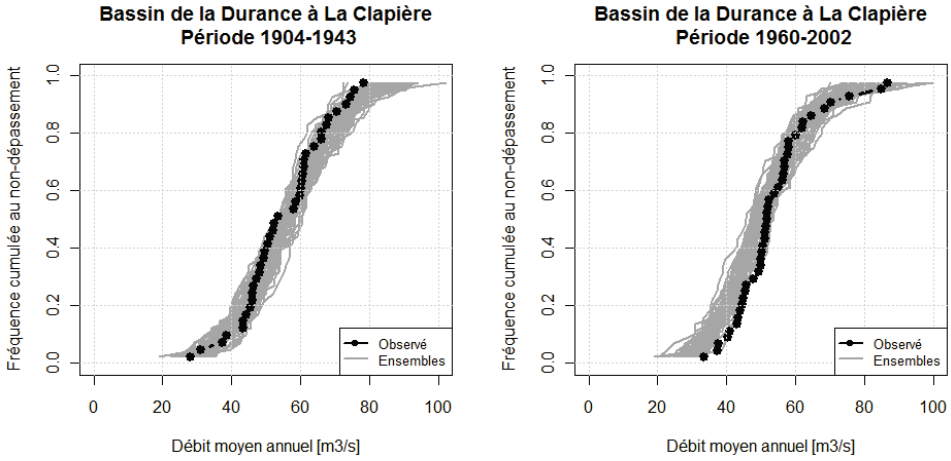


Figure 4 : Distributions des débits moyens annuels de la Durance à la Clapière observés (à gauche) et reconstitués (à droite) ; traces individuelles de l'ensemble de 50 membres.

Conclusion

Cet article présente la méthode ANATEM de reconstruction de séries hydro-climatiques, à partir de variables climatiques et de témoins locaux ou régionaux. Nous avons utilisé ANATEM pour générer un ensemble de forçages climatiques du bassin de la Durance à Embrun (période 1901-2002). Ces forçages ont ensuite été couplés à un modèle hydrologique pour générer un ensemble de débits. Nos résultats valident cette chaîne de reconstruction : en effet, la qualité des simulations est relativement bonne et homogène au cours du temps. Nous ne pouvons mettre en évidence des différences significatives entre la période récente et historique. La qualité des simulations valide ainsi à la fois la reconstitution des forçages climatiques et la qualité des observations historiques. En effet, il est bien connu qu'en hydrologie, les modèles ne donnent pas de bonnes simulations par hasard !

Références bibliographiques

Alexandersson H., 1986 : A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6, 661-675.

Ansell T., J, et coauteurs, 2006 : Daily mean sean level reconstruction for the European-North Atlantic region for the period 1850-2003. *J. Climate*, 19, 2717-2742.

Bois P., 1987 : *Contrôle de séries chronologiques corrélées par étude du cumul des résidus de la corrélation*. Deuxième journées hydrologiques de l'ORSTOM, 87-99 (Colloques et séminaires).

Gailhard J, 2011 : *Reconstitution de séries de température d'air via la méthode des analogues (et une série témoin…).* Rapport interne, EDF-DTG.

Garçon R., 1996 : Prévision opérationnelle des apports de la Durance à Serre-Ponçon à l'aide du modèle MORDOR. Bilan de l'année 1994-1995. *La Houille Blanche*, n°5 (Août 1996), 71-76.

Gottardi F., Obled C., Gailhard J., Paquet E., 2012 : Statistical reanalysis of precipitation fields based on ground network data and weather patterns: Application over French mountains. *J. Hydrology*, 432-433, 154-167.

Kuentz A., Mathevet T., Perret C., Andréassian V., 2011 : Uncertainty estimation of historical streamflow records of mountainous watersheds. *Geophysical Research Abstracts*, 13, EGU2011-8592-1, EGU General Assembly 2011.

Moisselin J.-M., Schneider M., Canellas C., Mestre O., 2002 : Les changements climatiques en France au XXème siècle. Étude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La Météorologie*, n°38.

Obled C., Bontron G., Garçon R., 2002 : Quantitative precipitation forecasts : a statistical adaptation of model outputs through an analog sorting approach. *J. of Atmospheric Research*, 63, 303-324.

MODÈLES DE DESCENTE D'ÉCHELLE STATISTIQUE POUR LES ÉTUDES D'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE : TRANSFÉRABILITE TEMPORELLE ET INCERTITUDES ASSOCIÉES DANS LES PROJECTIONS HYDROLOGIQUES FUTURES

Matthieu LAFAYSSE [1], Benoît HINGRAY [2], Abdelkader MEZGHANI [2], Joël GAILHARD [3] et Laurent TERRAY [4]

[1] *Météo-France, CNRM-GAME/CEN, 1441 rue de la Piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France. matthieu.lafaysse@meteo.fr*
[2] *LTHE/HMCI, BP53, 38041 Grenoble Cedex 09, France.*
[3] *EDF-DTG, 21 avenue de l'Europe, BP41, 38040 Grenoble Cedex 9, France.*
[4] *CERFACS, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 1, France.*

Résumé *: Les scénarios hydrologiques futurs sont habituellement simulés en forçant un modèle d'impact par des scénarios météorologiques à haute résolution, obtenus à l'aide de Modèles de Descente d'Echelle Statistique (MDES). Ces MDES sont rendus nécessaires par la basse résolution et les biais des Modèles de Circulation Générale (GCM), incompatibles avec les exigences des modèles d'impact. Nous présentons ici une méthodologie d'évaluation pour illustrer les possibilités et/ou difficultés à transférer dans le temps ces algorithmes. Nous illustrons ensuite les incertitudes dans les projections météorologiques et hydrologiques futures qui peuvent résulter de cette transférabilité imparfaite.*

Mots-clés *: Changement climatique, descente d'échelle statistique, hydrologie.*

Abstract: Statistical Downscaling models for climate change impact studies: temporal transferability and associated uncertainties in future hydrological projections.
Future hydrological scenarios are usually simulated by forcing an impact model by high resolution meteorological scenarios, get from Statistical Downscaling Models (SDMs). These SDMs are expected to fill the gap between the low resolution and the biases of General Circulation Models (GCM) and the requirements of impact models. We present here an evaluation framework to illustrate the possibilities and/or difficulties to transfer in time these algorithms. We then illustrate the uncertainties in future meteorological and hydrological projections resulting from this imperfect transferability.

Keywords*: Climate change, statistical downscaling, hydrology.*

Introduction

Les projections du GIEC montrent que l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (GES) à l'échelle planétaire devrait modifier significativement le système climatique au cours du XXIème siècle. Les impacts de ce changement global sur le régime hydrologique à l'échelle d'un bassin versant seront le résultat d'une grande diversité de processus qui interagissent et rétroagissent à différentes échelles spatiales et temporelles. Leur compréhension par la communauté scientifique a considérablement progressé depuis quelques dizaines d'années.

Les modélisateurs du climat développent des Modèles de Circulation Générale (GCM) qui permettent d'étudier comment l'augmentation des concentrations de GES modifie le bilan d'énergie du système Terre-atmosphère, la répercussion de cette modification sur les principaux éléments du climat, et les boucles de rétroaction qui peuvent se mettre en place entre les phénomènes climatiques et le bilan énergétique (vapeur d'eau, nuages, modifications de la surface, etc.). Cette communauté et celle des météorologues étudient depuis plus d'un siècle les liens entre la variabilité des circulations synoptiques et les conditions météorologiques locales ou régionales. Les outils et méthodes sont divers : modèles atmosphériques à bases physiques, méthodes statistiques. Enfin, la « communauté hydrologique » travaille sur la réponse des bassins versants à la variabilité météorologique. Une grande variété de modèles hydrologiques a été développée pour simuler l'évolution du

manteau neigeux, de l'eau dans le sol ou des débits en rivière. Par ailleurs, cette communauté a aussi proposé un grand nombre de méthodes statistiques pour adapter les sorties des modèles météorologiques ou climatiques aux exigences des modèles d'impact, en particulier celles relatives aux résolutions spatiales et temporelles requises pour la simulation du comportement des bassins.

L'estimation de l'impact hydrologique possible du changement climatique est d'un intérêt majeur pour permettre une anticipation des adaptations souhaitables, que ce soit pour des questions de gestion de la ressource et de l'environnement, des populations et secteurs d'activité qui en dépendent, ou pour des questions de gestion des risques. Cette problématique propose un défi majeur puisqu'elle nécessite de réunir les connaissances et les outils de modélisation des différentes communautés. Ceux-ci sont des représentations simplifiées des systèmes étudiés, entachées d'erreurs parfois difficiles à évaluer. De nombreux travaux visant à simuler des projections hydrologiques futures sont publiés depuis plus de deux décennies. Ces projections sont classiquement obtenues par simulation à l'aide d'un modèle hydrologique alimenté par des scénarios météorologiques futurs, construits sur la base de variables atmosphériques obtenues en sortie des GCM. Pour fournir aux modèles hydrologiques des forçages plus réalistes (en climat présent, et on l'espère en climat futur) que ceux disponibles directement en sortie des GCM, la construction des scénarios météorologiques locaux nécessite une étape dite de descente d'échelle.

Les méthodes de descente d'échelle dynamique consistent à forcer un modèle climatique à bases physiques et à aire limitée (ou RCM pour Modèle Climatique Régional) par les simulations d'un GCM aux frontières du domaine concerné. L'utilisation de ces simulations comme forçage direct d'un modèle hydrologique n'est toutefois pas aisée. Elle nécessite au préalable l'application d'une méthode statistique de débiaisage. Les modèles de descente d'échelle statistiques (MDES) sont issus de l'idée que les GCM sont à même de fournir un certain nombre de Variables Atmosphériques de Grande Echelle (VAGE) et qu'il peut être possible de construire un modèle statistique pour représenter les liens entre ces VAGE et les variables météorologiques à l'échelle d'intérêt. Ces MDES sont calibrés et évalués à partir de VAGE issues de réanalyses atmosphériques à l'échelle régionale. Ils peuvent ensuite être appliqués directement sur les sorties des GCM, ou bien sur celles des RCM.

La pertinence de l'ensemble de la méthodologie d'estimation des impacts est liée à la satisfaction de deux contraintes majeures :

1. la transférabilité de l'ensemble des modèles utilisés : GCM, RCM, MDES (y compris méthodes de débiaisage), modèles hydrologiques ;

2. la cohérence physique (spatiale, temporelle, multivariée) des forçages utilisés à chaque étape, et issus de l'étape en amont.

Si des simulations de scénarios hydrologiques futurs ont été fréquemment effectuées sur de nombreuses régions et par un grand nombre de groupes de recherche, l'évaluation de la pertinence de ces simulations et en particulier des deux points ci-dessus est rarement traitée. C'est l'objet de nos travaux, et cela peut être abordé de deux façons :

- la mise en place d'une méthodologie d'évaluation des modèles sur une période de contrôle, traitant en priorité ces deux questions ;
- la comparaison des scénarios futurs simulés par différents modèles.

La cohérence entre projections futures obtenues par différents modèles ne serait pas une preuve de leur pertinence. En revanche, leurs différences peuvent illustrer les lacunes de certains modèles, et permettre de quantifier en partie l'incertitude associée aux projections.

1. Bassin et modèles considérés

Nous nous sommes appuyés sur un cas d'étude : le bassin versant de la Haute-Durance qui possède un régime nival marqué. Les GCM utilisés sont ceux de l'expérience STREAM2 du projet européen ENSEMBLES, pour le scénario d'émission A1B. Il s'agit de 12 runs climatiques sur la période 1860-2100, basés sur 5 GCM (plusieurs exécutions du même GCM sont disponibles). Pour la descente d'échelle, nous avons choisi de considérer 3 MDES développés respectivement au CERFACS ainsi qu'au LTHE et à EDF dans le cadre du projet ANR RIWER2030 (www.lthe.fr/RIWER2030) : DSCLIM (Boé *et al.*, 2006 ; Pagé *et al.*, 2011), D2GEN (Mezghani et Hingray, 2009) et ANALOG (e.g. Obled *et al.*, 2002). Pour la modélisation hydrologique, le modèle ISBA-Durance (Lafaysse *et al.*, 2011) a été choisi pour ses bases physiques et sa discrétisation spatiale adaptée à la topographie très accidentée de la région alpine. La transférabilité de ce modèle hydrologique en climat modifié a été discutée par Lafaysse *et al.* (2011). Sa robustesse sur une longue période de simulation est l'un des arguments en faveur de sa possible application en climat futur. Les tests de sensibilité effectués en simulations futures sur les éléments du modèle identifiés comme sources de transférabilité imparfaite, suggèrent que l'incertitude associée à la modélisation hydrologique est mineure par rapport à celles associées aux autres étapes de la chaîne de simulation.

Le travail présenté ici est donc une évaluation des MDES, et des 12 runs de GCM considérés, dans l'optique de répondre à la question de leur applicabilité en climat futur. Un ensemble de projections météorologiques et hydrologiques futures est ensuite généré, de façon à estimer la sensibilité des changements simulés aux choix des modèles utilisés.

2. Descente d'échelle statistique

2.1. Evaluations

Trois versions différentes de DSCLIM (basées sur différents prédicteurs de grande échelle), trois versions de D2GEN (idem) et le modèle ANALOG ont été évalués en les forçant par les réanalyses NCEP. Pour une situation de grande échelle donnée, ces MDES stochastiques fournissent un ensemble de scénarios météorologiques locaux. La comparaison de cet ensemble de scénarios avec les conditions météorologiques locales observées montre que les MDES ont une performance équivalente sur la période ayant servi à leur apprentissage. Par construction, ils reproduisent bien les propriétés statistiques des variables observées (e.g. figure 1 pour le cycle annuel moyen des précipitations mensuelles).

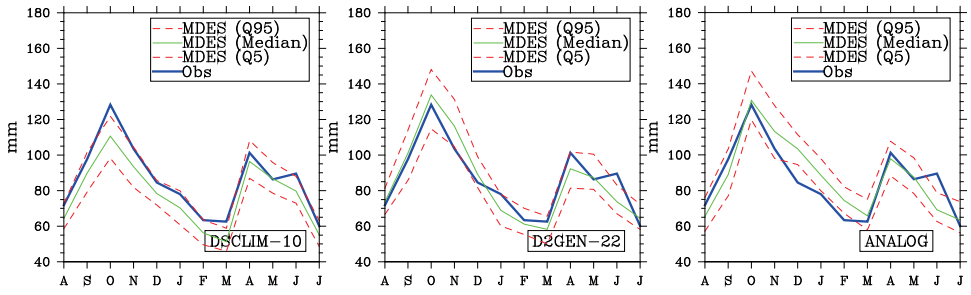


Figure 1 : Cycle saisonnier des précipitations de bassin mensuelles observées et reconstruites (quantiles 5, 50 et 95 d'un ensemble de 100 scénarios pour 3 MDES différents forcés par les réanalyses NCEP). Apprentissage et évaluation sur période 1981-2005.

Ils expliquent de plus une part intéressante de la variabilité interannuelle observée. La part non expliquée est toutefois plus forte en été qu'en hiver. La cohérence spatiale, temporelle et multivariée semble bien respectée, comme illustré par la relativement bonne qualité des simulations hydrologiques forcées par les sorties de l'un ou l'autre des MDES (non présenté).

Les évaluations sont en revanche beaucoup plus contrastées lorsqu'on évalue les modèles sur une période distincte de la période d'apprentissage (figure 2 pour le cycle annuel moyen des précipitations mensuelles). Certains modèles (DSCLIM et surtout D2GEN) accusent en effet une baisse de performance sensible. Toutefois, la détermination de la transférabilité temporelle est rendue complexe par la possible hétérogénéité des données de forçage et de validation entre périodes. Par exemple, l'utilisation de l'humidité comme prédicteur dans certaines versions de D2GEN est très pénalisante dans cette évaluation, les données utilisées pour l'estimation de cette variable ayant fortement évolué entre le début et la fin de la période couverte par les réanalyses. Ces hétérogénéités de données rendent difficile l'identification des MDES les plus pertinents pour une étude d'impact du changement climatique.

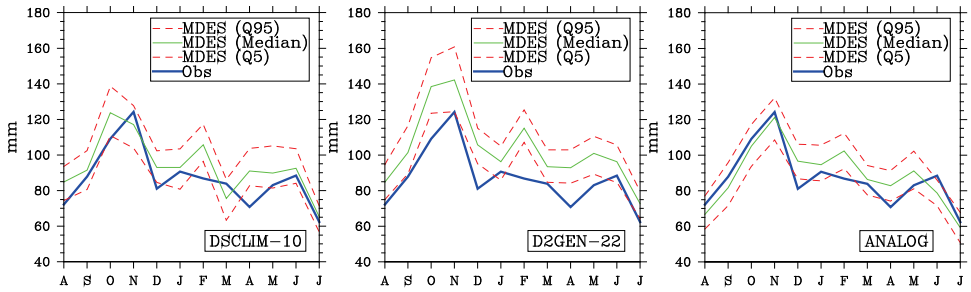


Figure 2 : Cycle saisonnier des précipitations de bassin mensuelles observées et reconstruites (quantiles 5, 50 et 95 d'un ensemble de 100 scénarios pour 3 MDES différents forcés par les réanalyses NCEP). Apprentissage sur période 1981-2005. Evaluation sur période 1959-1981.

Cependant, les résultats contrastés de l'évaluation de la transférabilité des modèles suggère tout de même que leurs comportements dans un contexte climatique modifié puissent être altérés par des défauts de stationnarité des liens d'échelle représentés.

2.2. Incertitudes associées dans les projections

Le choix de la méthode de descente d'échelle s'avère en effet être un facteur très significatif des changements simulés dans nos projections futures (figure 3 pour les précipitations et figure 4 pour les débits). L'inclusion de prédicteurs thermodynamiques par exemple (température ou humidité) conduit à simuler des précipitations plus élevées dans le futur que si ces prédicteurs sont exclus. Une telle sensibilité est évidemment problématique et plaide pour une meilleure compréhension des processus responsables de la variabilité des variables météorologiques d'intérêt. Par ailleurs, une incertitude non négligeable dans les changements simulés est également portée par le caractère stochastique des algorithmes de descente d'échelle. Elle justifie la génération multiple de scénarios météorologiques et hydrologiques, même si cette source d'incertitude est moins forte que celle associée au modèle de descente d'échelle lui-même ou aux variables explicatives choisies.

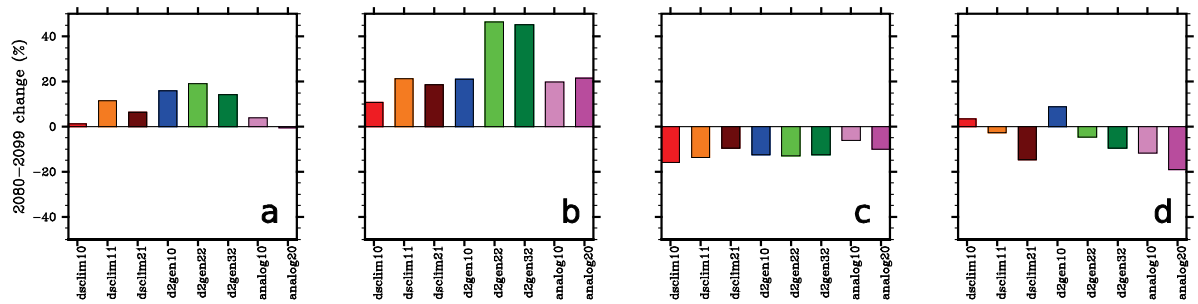


Figure 3 : Changements de précipitations de bassin simulés entre les périodes 2080-2099 et 1980-1999 par les différents MDES forcés par le GCM DMIEH5C-1 (a : SON, b : DJF, c : MAM, d : JJA).

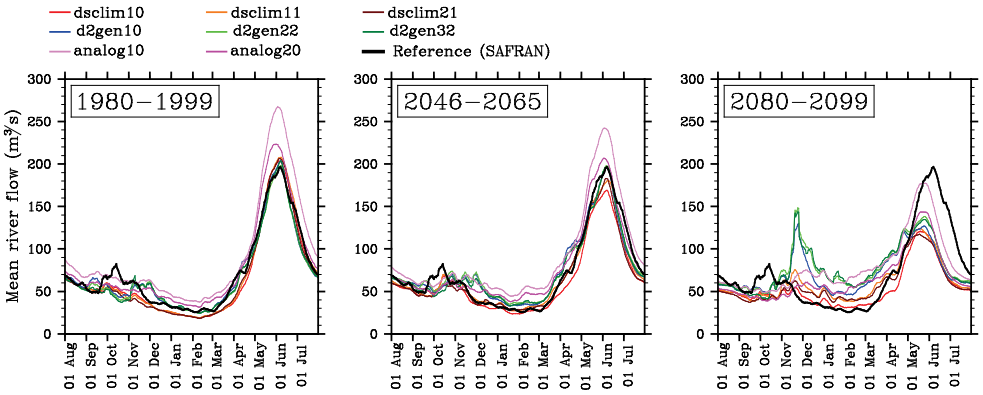


Figure 4 : Cycle annuel moyen des débits quotidiens à Serre-Ponçon pour les périodes 1980-1999, 2046-2065 et 2080-2099, obtenus en forçant le modèle hydrologique ISBA-Durance par les sorties des différents MDES (différentes courbes), eux-mêmes forcés par le GCM DMIEH5C-1 (en noir : cycle observé).

3. Modèles climatiques

3.1. Evaluations

Le seul forçage imposé aux GCM est celui des concentrations de gaz à effet de serre. Hormis cette contrainte, les GCM évoluent librement et développent leur propre variabilité naturelle. On peut donc attendre d'un GCM qu'il soit capable de reproduire la climatologie observée des VAGE (moyenne et variabilité), mais on ne peut en aucun cas leur demander de reproduire les séquences chronologiques observées, quel que soit le pas de temps considéré. Même une évaluation climatologique (capacité du GCM à reproduire les statistiques globales observées des variables sélectionnées) sur une période de contrôle (1961-2000) est un exercice délicat. En effet, la climatologie d'un GCM pour une période donnée est influencée par une variabilité naturelle d'échelle décennale ou pluri-décennale. La présence de biais entre GCM et observations n'est donc pas nécessairement représentative d'un défaut du modèle.

Par exemple, les fréquences d'occurrence des régimes de temps sur l'Europe de l'Ouest font preuve d'une variabilité basse fréquence très marquée entre 1860 et 2000, alors que les concentrations de gaz à effet de serre n'évoluent que faiblement dans les GCM sur cette période. De plus, une forte variabilité apparaît également entre différents runs du même GCM, qui ne diffèrent que par une faible perturbation des conditions initiales. Les différences entre les fréquences d'occurrence des régimes de temps dans un GCM donné et les fréquences estimées pour les réanalyses sont du même ordre de grandeur que la variabilité naturelle de cette variable, telle que simulée par les modèles. Nous ne pouvons donc pas assimiler ces différences à des erreurs de modélisation. Evaluer la performance des GCM est donc un problème à part entière qui nécessite la mise en place de stratégies d'évaluations spécifiques à développer.

3.2. Incertitudes associées dans les projections

Dans notre étude, la dispersion des projections futures en termes de circulations ou de température est particulièrement importante. Il en résulte une forte dispersion de nos projections météorologiques (figure 5) et hydrologiques (figure 6), pour un MDES donné. Il est possible de comprendre en partie la dispersion des changements à partir de la dispersion dans l'évolution future de certains types de temps. Une quantification plus précise de la part d'incertitude propre aux GCM et de la part propre aux MDES peut être appréhendée par une analyse de variance. Toutefois, les conclusions sont fortement influencées par la sélection du groupe de GCM et de MDES considérés. Dans notre cas, les incertitudes associées aux choix du GCM ou au choix du MDES semblent du même ordre de grandeur.

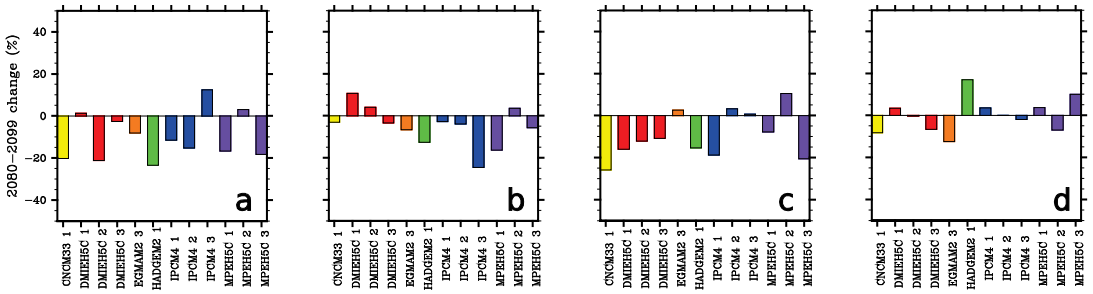


Figure 5 : Changements de précipitations de bassin simulés entre les périodes 2080-2099 et 1980-1999 en forçant le MDES DSCLIM-10 par les différents GCM de ENSEMBLES (a : SON, b : DJF, c : MAM, d : JJA).

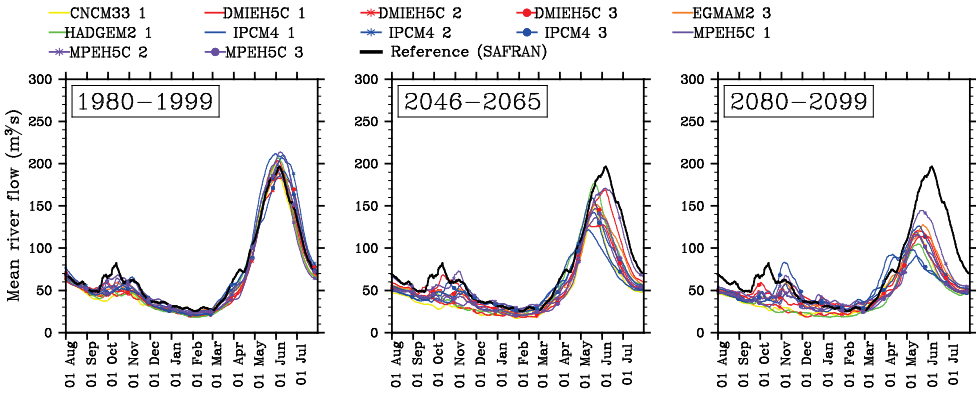


Figure 6 : Cycle annuel moyen des débits quotidiens à Serre-Ponçon pour les périodes 1980-1999, 2046-2065 et 2080-2099, obtenus en forçant le modèle hydrologique ISBA-Durance par les sorties du MDES DSCLIM-10, lui-même forcé par les différents GCM du projet ENSEMBLES (différentes courbes) (en noir : cycle observé).

Conclusion

Les résultats présentés montrent que l'approche multi-modèles et multi-runs est incontournable pour toute étude d'impact hydrologique du changement climatique afin de prendre en compte les incertitudes associées d'une part aux erreurs de modélisation (GCM et descente d'échelle) et d'autre part à la variabilité naturelle et chaotique du climat. La dispersion résultant de l'ensemble des scénarios hydrologiques simulés sur le bassin de la Durance est ainsi particulièrement importante. L'évolution des débits globaux est par conséquent très incertaine. Cependant, la forte réduction de l'enneigement associée au réchauffement simulé par tous les GCM pris en compte permet dans le cas particulier d'un bassin alpin d'obtenir un signal robuste d'évolution de la saisonnalité des débits.

Références bibliographiques

Boé J., Terray L., Habets F. et Martin E., 2006 : A simple statistical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *J. Geophys. Res.*, 111.

Lafaysse M., Hingray B., Etchevers P., Martin E. et Obled C., 2011 : Influence of spatial discretization, underground water storage and glacier melt on a physically-based hydrological model of the Upper Durance River basin. *J. Hydrol.*, 403(1-2), 116-129.

Mezghani A. et Hingray B., 2009 : A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain: Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *J. Hydrol.*, 377(3-4), 245-260.

Obled C., Bontron G. et Garcon R., 2002 : Quantitative precipitation forecasts: a statistical adaptation of model outputs through an analogues sorting approach. *Atmos. Res.*, 63(3-4), 303-324.

Pagé C., Sanchez-Gomez E. et Terray L., 2011 : DSCLIM: A software to provide climate projections using a weather typing based statistical downscaling methodology. Submitted to *Environmental Modelling & Software*. www.cerfacs.fr/~page/dsclim.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES SITUATIONS THERMIQUES EXTRÊMES DANS LA TUNISIE CENTRALE : CAS DES STATIONS DE MONASTIR ET DE KAIROUAN

Leila LAHMAR et Latifa HENIA

Université de Tunis, FSHS, UR « GREVACHOT », Tunisie. lahmarleila@yahoo.fr, latifahenia@yahoo.fr

Résumé : *La question du risque et notamment les méthodes de détermination des périodes à risque demeurent toujours au centre de la biométéorologie humaine. L'intérêt d'une telle question réside dans le fait que c'est au cours de ces situations biométéorologiques extrêmes que la vulnérabilité de la population humaine augmente. Une simple analyse fréquentielle des valeurs extrêmes des deux indices K et THI, calculées à partir des données météorologiques tri-horaires recueillies de l'Institut National de la Météorologie, pour les deux stations de Monastir et Kairouan, permet d'identifier les périodes à risque aux échelles quotidienne et saisonnière. L'étude révèle que, contrairement à ce que l'on pense, l'inconfort thermique, lors des situations extrêmes est nettement plus marqué sur la côte (Monastir) qu'à l'intérieur (Kairouan). C'est, en fait, l'effet de la forte humidité relative de l'air en été et la fréquence de vent fort en hiver sur la côte.*

Mots-clés *: Situations thermiques extrêmes, Tunisie centrale, Monastir, Kairouan.*

Abstract: A Contribution to the study of extreme thermal situations in Central Tunisia: Monastir and Kairouan as case studies.

The issue of risk and in particular the methods of determining the periods with thermal risk always remain at the heart of the human biometeorology. The significance of such an issue stems from the fact that it is during these extreme thermal situations that the vulnerability of the human population increases. A simple frequency analysis of the extreme values of two indices K and THI calculated from three-time meteorological data obtained from the National Institute for Meteorology, as regards the stations of Monastir and Kairouan, permits to identify periods with risks both on daily and seasonal scales. This study reveals that contrary to what is commonly thought, the thermal discomfort, during extreme situations, is far more marked on the coast (Monastir) than in the interior (Kairouan). This is, in fact, the effect of high relative air humidity in summer and strong wind frequency in winter on the coast.

Key words: *Extreme thermal situations, Central Tunisia, Monastir, Kairouan.*

Introduction

Le climat thermique de la Tunisie centrale et notamment sa partie orientale paraît globalement assez confortable, du fait de sa position en latitude et de son ouverture sur la mer. Mais, la région n'est pas sans connaître des situations extrêmes qui ne sont pas sans effet sur la population notamment sur les personnes de santé fragile. Ce papier est une contribution à l'étude des situations thermiques extrêmes dans cette région à travers deux stations : Monastir sur la côte et Kairouan à l'intérieur des terres (figure 1). Monastir a un site de presqu'île ; de ce fait, les extrêmes thermiques y paraissent moins marqués qu'à Kairouan, située à une quarantaine de km de la côte, presque à la même latitude. Le site de Monastir lui confère aussi un caractère venteux et une atmosphère humide, ce qui pourrait rendre la température ressentie, dans cette ville, moins confortable, notamment dans ses valeurs extrêmes, qu'à Kairouan dont le climat est à teinte continentale. C'est, entre autres, ce que nous essayons d'élucider dans cette étude.

1. Données et méthode d'approche

L'étude s'appuie sur des données météorologiques tri-horaires fiables (température, humidité relative et vitesse du vent) recueillies auprès de l'Institut National de la Météorologie pour la période 2002-2009 et ce pour les deux stations de la Tunisie centrale, Monastir et Kairouan. Il est à signaler que la série des données relatives à la station de Kairouan comporte quelques lacunes localisées en 2006 et 2007 concernant la vitesse du vent.

Cependant, ceci n'entache pas la qualité des résultats obtenus puisque l'étude est basée sur le calcul des fréquences.

A partir des données recueillies, nous avons calculé les indices biométéorologiques synthétiques classiques les plus utilisés : K de Siple et Passel (1945) qui intègre la température T (°C) et la vitesse du vent V (m/s), et s'exprime en kilocalories par m² de surface corporelle et à l'heure (kcal/m²/h) ainsi que le THI de Thom (1959) qui combine la température T (°C) et l'humidité relative U (%), et qui s'exprime en degrés Celsius (°C).

- **K**= (10√V + 10,45 –V) (33-T).
- **THI**=T-[(0,55-0,0055*U*5)*(T-14,5)].

Le choix de ces deux indices a été guidé par le fait qu'ils intègrent l'humidité de l'air (dans THI) et le vent (dans K), deux paramètres qui marquent bien la différence au niveau de l'ambiance thermique entre la station côtière et la station intérieure (Henia et Alouane, 2009 ; Jarraya, 2012).

Figure 1 : Carte de localisation (source : Henia et Alouane, 2009).

Tableau 1 : Classes d'ambiances thermiques déterminées selon l'indice K et THI (source : Besancenot, 2001).

Classes THI	Très froid	Froid	Frais	Confortable	Chaud	Très chaud	Torride
Limites	THI <-1,7°	-1,7 à 12,9°	13 à 14,9°	15 à 19,9°	20 à 26,4°	26,5 à 29,9°	> 30°

Classes K	Contractant	Hypertonique	Tonique	Relaxant	Hypotonique	Atonique	Torride
Limites	K>=1200	1199 à 900	899 à 600	599-250	249 à 150	149 à 0	<0
			Froid		**Chaud**		

Pour identifier les situations thermiques extrêmes, nous avons d'abord calculé les fréquences tri-horaires des valeurs extrêmes des deux indices de l'ambiance thermique (pour l'indice K nous retenons les valeurs inférieures à 150 kcal/m^2/h et celles supérieures à 600 kcal/m^2/h et pour THI nous considérons les valeurs inférieures à 13°C et celles supérieures à 26,4°C). A partir des valeurs tri-horaires, nous avons calculé les fréquences mensuelles.

Nous avons ensuite accordé aux fréquences obtenues des codes selon la grille suivante qui a été choisie après un examen fin de ces fréquences :

- Code 0 pour les fréquences 0 : situation sans risque ;
- Code 1 pour les fréquences inférieures ou égale à 5 % : situation à risque faible ;
- Code 2 pour les fréquences allant de 6 à 15 % : situation à risque moyen ;
- Code 3 pour les fréquences allant de 16 à 25 % : situation à risque élevé ;
- Code 4 pour les fréquences supérieures à 25 % : situation à risque très élevé.

Ainsi, nous représentons chaque fréquence tri-horaire ou mensuelle par un code (variant entre 0 et 4) qui exprime le niveau du risque thermique. Nous avons enfin calculé les scores tri-horaire et mensuel ou la somme des deux codes accordés aux fréquences des valeurs extrêmes de THI et K. Les scores obtenus varient entre 0 et 8. La période tri-horaire où le mois qui enregistre un score qui atteint ou dépasse quatre (4) serait retenu comme un épisode à risque thermique (figure 2).

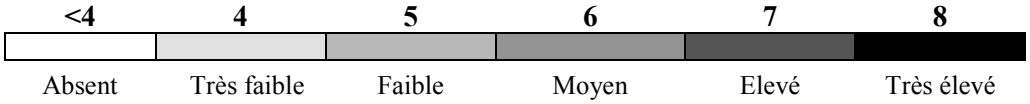


Figure 2 : Echelle de niveau du risque thermique.

2. Résultats et discussion

2.1. Les situations froides à risque

2.1.1. A l'échelle saisonnière et mensuelle

Le tableau 2 laisse apparaître que la période à risque de froid commence pour les deux stations avec le mois de décembre et se prolonge jusqu'au mois de mars pour la station de Kairouan et jusqu'au mois d'avril pour la station de Monastir. Les scores mensuels calculés pour la station de Monastir dépassent ceux calculés pour la station de Kairouan ; cela signifie que le risque de froid est plus fréquent à Monastir qu'à Kairouan. Ces scores mensuels assez élevés à Monastir s'expliquent surtout par l'ampleur du pouvoir réfrigérant de l'air. En effet, les codes accordés à la fréquence mensuelle des valeurs extrêmes de K (supérieures à 600 kcal/m²/h) sont clairement plus élevés pour cette station littorale que pour Kairouan située à l'intérieur. Ceci revient à une fréquence assez importante du vent et notamment du vent fort (vitesse supérieure ou égale à 8 m/s) à Monastir.

A l'échelle mensuelle, le risque de froid atteint son niveau maximum (score 8) pendant les mois de décembre, janvier et février à Monastir. À Kairouan où le risque est plus modéré (score 6), la fréquence reste comparable pour les quatre mois (de décembre à mars).

Tableau 2 : Le risque lié au froid à Kairouan et à Monastir (2002-2009).

		Automne			Hiver			Printemps			Eté		
		Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mar.	Av.	Mai	Juin	Juil.	Aout
Kairouan	K >= 600 kcal/m2/h	0	0	1	2	2	2	2	1	1	0	0	0
	THI < 13°C	0	1	2	4	4	4	4	2	1	1	0	0
	Score mensuel	0	1	3	6	6	6	6	3	2	1	0	0
Monastir	K >= 600 kcal/m2/h	0	0	1	4	4	4	3	2	1	0	0	0
	THI < 13°C	0	1	2	4	4	4	4	2	1	0	0	0
	Score mensuel	0	1	3	8	8	8	7	4	2	0	0	0

En somme, la période à risque de froid est assez longue dans la Tunisie centrale, elle couvre les trois mois d'hiver et déborde sur le printemps. Le risque de froid est plus fréquent à Monastir, malgré son site maritime, qu'à Kairouan.

2.1.2. A l'échelle quotidienne

A l'échelle quotidienne nous distinguons la période diurne couverte par quatre relevées tri-horaires (9, 12, 15 et 18h) et la période nocturne (relevées de 21, 0, 3 et 6h). Le froid a plus d'effet sur la santé de la population lorsqu'il se manifeste pendant la période diurne, période d'activité à l'extérieur. Sur le tableau 3, nous pouvons remarquer que, comme à l'échelle mensuelle, les scores tri-horaires sont plus élevés pour la station de Monastir où seules les périodes tri-horaires de 12 h et 15 h (heure locale) échappent totalement au risque de froid.

Ainsi, à l'échelle quotidienne, c'est surtout la deuxième moitié de la nuit, jusqu'au petit matin (6 h) qui est concernée par le risque lié au froid. Un risque que l'on peut qualifier de

moyen à Kairouan et élevé à Monastir. C'est en fait, un horaire qui ne peut, généralement, mener à l'extérieur que les jeunes et notamment les actifs d'entre eux.

Tableau 3 : Le risque thermique lié au froid à l'échelle quotidienne.

		0 h	3 h	6 h	9 h	12 h	15 h	18 h	21 h
Kairouan	K>= 600 kcal/m2/h	1	2	2	1	1	1	1	1
	THI< 13°C	4	4	4	3	1	1	2	3
	Score tri horaire	5	6	6	4	2	2	3	4
Monastir	K>= 600 kcal/m2/h	2	3	3	2	2	2	2	2
	THI< 13°C	3	4	4	2	1	1	2	2
	Score tri horaire	5	7	7	4	3	3	4	4

2.2. Les situations chaudes à risque

2.2.1. A l'échelle saisonnière et mensuelle

A l'échelle saisonnière, la période de risque lié à la chaleur est centrée sur l'été et déborde sur l'automne de deux mois à Kairouan et à Monastir. L'étendue totale de la période à risque est de 5 mois (juin à octobre) sur la côte et de 6 mois (mai à octobre) à l'intérieur. Le pic du risque correspond au mois de juillet et d'août (tableau 4).

Tableau 4 : Le risque lié à la chaleur à Kairouan et à Monastir.

		Automne			Hiver			Printemps			Eté		
		Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mar.	Av.	Mai	juin	Juil.	Aout
Kairouan	K <= 150 kcal/m2/h	4	4	1	1	1	1	1	2	3	4	4	4
	THI > 26,4°C	2	1	1	1	1	1	1	1	1	2	3	3
	Score mensuel	6	5	2	2	2	2	2	3	4	6	7	7
Monastir	K <= 150 kcal/m2/h	4	3	1	0	1	0	0	1	1	4	4	4
	THI > 26,4°C	2	1	0	0	0	0	0	1	1	2	4	4
	Score mensuel	6	4	1	0	1	0	0	2	2	6	8	8

Il est à noter aussi que les scores mensuels du risque calculés pour Monastir l'emportent parfois sur ceux calculés pour Kairouan. Ceci s'explique par l'effet des taux élevés de l'humidité de l'air à Monastir sur la température ressentie, ce qui se traduit par une fréquence importante des valeurs extrêmes de THI, surtout au mois de juillet et août (tableau 4).

En somme, si la période de risque lié à la chaleur est plus longue d'un mois à Kairouan, les ambiances thermiques extrêmement chaudes sont plus fréquentes à Monastir.

2.2.2. A l'échelle quotidienne

Le tableau 5 montre que la période de risque lié à la chaleur couvre toute la journée à Kairouan et elle épargne la deuxième moitié de la nuit à Monastir. Le pic se situe entre 12 h et 15 h (heure locale) pour les deux stations. Pour cette période du milieu de la journée, le risque peut être qualifié de fort à Kairouan et plutôt moyen à Monastir. De plus, les scores tri-horaires obtenus pour la station de Kairouan dépassent généralement ceux obtenus pour la ville de Monastir. Ceci revient à la fréquence des températures très élevées à Kairouan, station continentale ouverte aux influences sahariennes.

Ainsi, à l'échelle quotidienne le risque lié à la chaleur parait plus présent que le risque lié au froid, d'autant plus que ce dernier se manifeste surtout pendant la période nocturne où l'activité de la population, à l'extérieur, est très réduite. Mais ceci n'exclut pas la manifestation du froid au milieu de la journée tout comme la manifestation de la chaleur au cours de la nuit, comme nous pouvons le constater à travers l'étude de cas suivants.

Tableau 5 : Le risque thermique lié à la chaleur à l'échelle quotidienne.

		0 h	3 h	6 h	9 h	12 h	15 h	18 h	21 h
Kairouan	**K <= 150 kcal/m²/h**	3	3	3	4	4	4	4	3
	THI > 26,4°C	1	1	1	2	3	3	2	1
	Score tri horaire	4	4	4	6	7	7	6	4
Monastir	**K <= 150 kcal/m²/h**	3	2	2	3	4	4	3	3
	THI > 26,4°C	1	1	1	2	2	2	2	1
	Score tri-horaire	4	3	3	5	6	6	5	4

2.3. Etude de cas de situations thermiques extrêmes

2.3.1. La situation froide du 27 janvier 2005

Le tableau 6 montre que la température mesurée fut largement au dessous de la normale du mois de janvier. Les écarts dépassent souvent 5°C pour les deux stations que se soit pour la température minimale ou maximale. Le THI moyen baisse à 8,1°C à Kairouan et à 8,9°C à Monastir le même jour, la valeur moyenne de K s'élève à 670 kcal/m²/h à Kairouan et à 698 kcal/m²/h à Monastir.

Tableau 6 : Conditions météorologiques du 27/01/2005.

	Température (°C)				Humidité (%)		Vitesse du vent (m/s)		Pression atmosphérique (hpa)
	Min	Normale	Max	Normale	Min	Max	Min	Max	
Kairouan	1	6,2	11,7	16,9	28	77	2	4	1007
Monastir	3	7,5	12,2	17,3	31	67	1	6	1006

L'examen des conditions atmosphériques en surface et en altitude (niveau 500 hPa) montre la présence d'une vallée barométrique s'étendant du nord de l'Europe à la Méditerranée et déborde sur la Tunisie (figure 3a). Au sein de cette vallée l'air polaire glisse selon une trajectoire subméridienne.

2.3.2. La situation de chaleur intense du 19 août 2004

Les valeurs extrêmes de la température sont nettement supérieures à la normale (tableau 7), les écarts atteignent 8,8°C à Kairouan et 7,8°C à Monastir. La figure 3b laisse apparaître une circulation méridienne ramenant sur la Tunisie de l'air tropical chaud.

Tableau 7 : Conditions atmosphériques du 19/08/2004.

	Température (°C)				Humidité (%)		Vitesse du vent (m/s)		Pression atmosphérique (hpa)
	Min	Normale	Max	Normale	Min	Max	Min	Max	
Kairouan	24,5	21,1	45,1	36,3	15	80	1	4	1017
Monastir	25,6	22,2	39,8	32	44	88	0	9	1016

Ainsi, les paroxysmes thermiques en Tunisie paraissent être liés à des types de circulation atmosphérique méridienne.

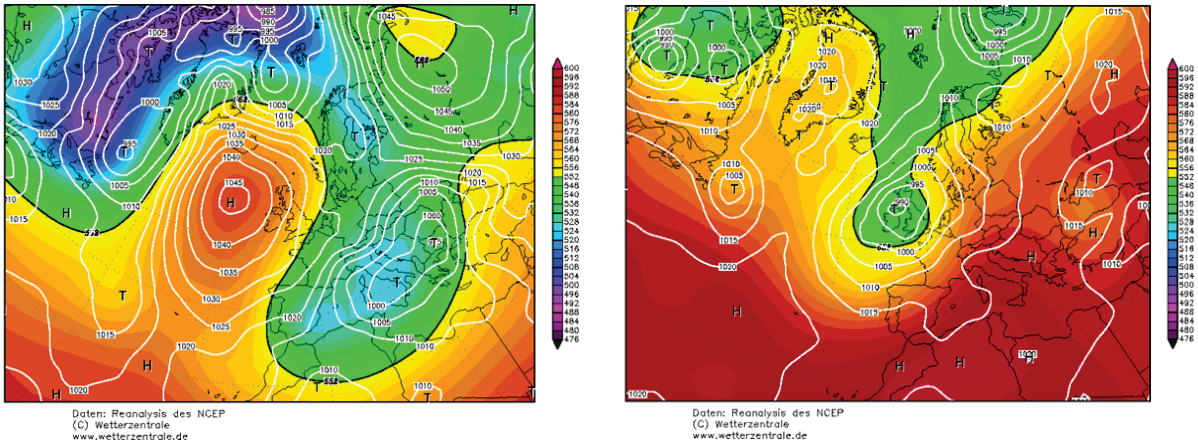


Figure 3 : Surface isobarique 500 hPa (en décamètre) et pression atmosphérique au sol (en hPa) pour a) le 9 août 2004 à 00 h, et b) le 27 janvier 2005 à 00 h.

Conclusion

Globalement, les situations thermiques extrêmes sont plus fréquentes à Monastir sur la côte, qu'à Kairouan à l'intérieur. Le vent et l'humidité de l'air s'avèrent être deux facteurs importants de l'ambiance thermique sur le littoral. A Kairouan, l'inconfort thermique reste un phénomène lié plus à la chaleur estivale qu'au froid hivernal. Cet inconfort concerne aussi bien le jour que la nuit, mais il atteint son apogée au cours de la période diurne, période d'activité à l'extérieur pour la population. Ceci explique la réputation du climat estival de cette station comme étant un climat torride, très inconfortable.

L'inconfort lié au froid est plus marqué à Monastir qu'à Kairouan, vu l'effet du vent dans cette station qui a un site bien avancé dans la mer. Il est à remarquer, cependant, que les ambiances froides à risque concernent surtout la deuxième moitié de la nuit où les activités extérieures de la population se trouvent réduites. De ce fait, le risque lié au froid est peu pris en compte dans la perception du climat thermique hivernal de cette station littorale, réputée d'ailleurs par son climat assez confortable.

Ainsi, cette étude montre la nécessité de prendre en compte, en même temps, l'effet du vent et de l'humidité relative de l'air dans l'évaluation du niveau de confort des ambiances thermiques en Tunisie, et que le régime quotidien de l'inconfort thermique est un facteur important à prendre en compte dans l'évaluation du niveau de risque lié aux températures extrêmes.

Références bibliographiques

Besancenot J.-P, 2001 : *Climat et santé.* Puf, collection médecine et société, 128 p.

Henia L. et Alouane T., 2009 : Les ambiances caniculaires dans les villes tunisiennes : cas de Monastir, Kairouan et Tozeur, *Geographia technica,* numéro spécial, Extrêmes climatiques : genèse, modélisation et impacts.

Jarraya M., 2012 : Ambiances froides et consultations respiratoires dans le secteur de la santé publique à Sfax (Tunisie). *Cybergeo : European Journal of Geography*, [En ligne], Environnement, Nature, Paysage.

Siple P.A., Passel C.F., 1945 : Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proc. Amer. Phil. Soc*., 89, 177-99.

Thom E. C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*, 12, 57-60.

ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX WRF ET MAR SUR LE SVALBARD

Charlotte LANG, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM

Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, B11, Allée du 6 août, 2, 4000 Liège, Belgique.
Charlotte.Lang@doct.ulg.ac.be, xavier.fettweis@ulg.ac.be, michel.erpicum@ulg.ac.be

Résumé : *Il est bien connu que les zones de hautes latitudes sont très sensibles aux changements climatiques. A cause du réchauffement global, la fonte des calottes a augmenté, ce qui à son tour a une influence sur le climat via des modifications de la circulation thermohaline, la rétroaction de l'albédo de la glace, l'augmentation du niveau des mers… Nous avons comparé le climat du Svalbard modélisé par deux modèles régionaux (MAR et WRF) à une résolution de 10 km sur la période 2006-2010 à des mesures provenant de plusieurs stations météorologiques localisées dans différentes régions de l'archipel afin d'évaluer lequel de ces modèles pouvait représenter au mieux le climat du Svalbard.*

Mots-clés : *Svalbard, modèles climatiques régionaux, MAR, WRF.*

Abstract: Evaluation of the WRF model over Svalbard.
It is well known that high latitude zones are very sensitive to climate change. As a result of global warming, ice sheet melting has increased which in turn has an influence on climate through modifications of the thermohaline circulation, feedback of ice albedo, sea level rise,… We have run two regional climate models (MAR and WRF) at a 10-kilometre resolution between 2006 and 2010 over Svalbard and compared their simulated climate to near surface measurements at several weather stations through the archipelago in order to determine wich one of them could best represent the Svalbard climate.

Keywords: *Svalbard, regional climate models, MAR, WRF.*

Introduction

Le Svalbard est un archipel de l'Arctique situé entre 74 et 81° Nord et dont 60 % de la surface (62 248 km^2) sont recouverts de plus de 2000 glaciers et calottes (Liestøl, 1993). L'île de Spitzberg est celle dont le relief est le plus marqué et est couverte de petits glaciers de cirque et de vallée à l'Ouest et de grandes masses de glaces divisées par les crêtes montagneuses au centre. Les îles de l'Est de l'archipel, au contraire, ont un relief plat et sont couvertes de calottes, les deux plus grandes étant Austfonna (8105 km^2) et Vestfonna (2510 km^2) (Dowdeswell *et al.*, 1986).

Le climat du Svalbard est de type polaire mais est plus chaud que celui qu'on retrouve dans d'autres régions aux mêmes latitudes (l'extrême Nord du Canada par exemple) grâce à la chaleur apportée par la Dérive Nord Atlantique du côté Ouest de l'archipel. La température moyenne annuelle est de -5/-6°C à Ny-Ålesund (Ouest) et positive de juin à septembre. Cependant, la neige peut tomber en été et les températures peuvent être positives même en hiver. Les précipitations sont généralement faibles avec moins de 400 mm sur la côte ouest de Spitzberg et deux fois moins vers l'intérieur des terres (Liestøl, 1993). Sur les sommets, les précipitations augmentent et atteignent plus de 1000 mm dans le Sud et l'Est de l'archipel. Cette augmentation des précipitations est causée, d'une part, par l'ascendance orographique de l'air et, d'autre part, par les vents d'Est qui amènent de l'air humide de la mer de Barents (Schuler *et al.*, 2007).

Ces conditions sont néanmoins très variables dans le temps car le Svalbard est alternativement influencé par des masses d'air polaire sec venant du Nord et des masses plus chaudes et humides venant du Sud (Moholdt *et al.*, 2009).

Les zones de hautes latitudes sont très sensibles au changement climatique et un réchauffement tel que celui projeté (IPCC, 2007) causerait une accélération de la fonte des glaciers et calottes, qui ont à leur tour une influence sur le climat via des modifications de la

circulation thermohaline, la rétroaction de l'albédo de la glace, l'augmentation du niveau des mers … Le Svalbard, de part son climat relativement «doux» et sa position privilégiée au bout de la Dérive Nord Atlantique qui le rend encore plus sensible au réchauffement climatique, apparaît comme une zone d'étude idéale.

1. Modèles climatiques régionaux

Les modèles climatiques régionaux sont des modèles, qui, au contraire des modèles globaux, peuvent tourner sur une petite zone, ce qui nous permet de travailler avec une meilleure résolution spatiale et temporelle et de mieux représenter la topographie locale et les effets qui lui sont associés. De plus, les modèles globaux sont ajustés pour représenter au mieux les climats sous nos latitudes et négligent les zones polaires alors que la physique des modèles régionaux peut être calibrée pour la zone choisie.

Le modèle MAR (*Modèle Atmosphérique Régional*) est un modèle développé au départ pour les régions polaires (Gallée et Schayes, 1994) qui consiste en un module atmosphérique couplé à un module de surface (SISVAT, *Soil Ice Vegetation Atmosphere Transfert Scheme*) via l'échange de flux radiatifs, chaleur sensible et latente, précipitations … Un des atouts du MAR est son modèle de surface qui comprend un module de neige-glace réalisant un bilan d'énergie à la surface du manteau neigeux.

WRF (*Weather Research Forecast* ; Skammarock *et al.*, 2005) est un modèle régional développé par plusieurs agences américaines dont la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) et le NCAR (*National Center for Atmospheric Research*). Il s'agit d'un modèle open-source qui peut donc être amélioré continuellement par la communauté des utilisateurs. Au contraire de la version actuelle du MAR, WRF est un modèle parallélisé et peut donc tourner de manière beaucoup plus rapide. Il permet également de ne pas considérer l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique, qui devient de moins en moins valable à mesure que la résolution augmente. Par contre, WRF ne possède pas de module de neige-glace performant.

Nous avons comparé les résultats produits par les 2 modèles afin de déterminer si un couplage de WRF à SISVAT ne pourrait pas être envisagé. En effet, cela nous permettrait d'avoir un modèle capable de tourner rapidement (ce qui nous permettrait de travailler à plus haute résolution) et d'effectuer un vrai bilan d'énergie en surface qui nous permettrait de calculer plus efficacement le bilan de masse en surface[11] grâce auquel nous pourrions évaluer l'impact du réchauffement climatique sur la cryosphère du Svalbard.

2. Simulations

Nous avons simulé le climat du Svalbard entre 2005 et 2010 à une résolution de 10 km avec le modèle MAR et la version polaire de WRF fournie par le Byrd Polar Research Center de l'Université d'Ohio en forçant les frontières toutes les 6 heures grâce aux réanalyses ERA-Interim de l'ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Les simulations avec le MAR ont été réalisées avec un domaine de 85 x 95 pixels.

Dans le cas de WRF, nous avons d'abord fait tourner le modèle à une résolution de 30 km (44 x 43 pixels) et ensuite utilisé les sorties pour forcer les frontières du domaine à 10 km (90 x 84 pixels).

[1] Le bilan de masse en surface est un bilan en eau (eau liquide, glace et neige) qui calcule la différence entre les gains en masse (accumulation) et les pertes (ablation) en ne prenant en compte que les processus de surface, c'est-à-dire les précipitations pour l'accumulation et le ruissellement de l'eau de fonte ainsi que la sublimation et l'évaporation pour les pertes.

3. Résultats

Afin de valider les modèles MAR et WRF, nous avons comparé leurs résultats à des mesures journalières de température, précipitations et vitesse de vent. La figure 1 montre la localisation des différentes stations météorologiques utilisées et le tableau 1 indique les coordonnées géographiques ainsi que l'altitude des stations et des pixels correspondants pour les deux modèles. Les données des stations proviennent de l'Institut Polaire Norvégien (www.eklima.met.no).

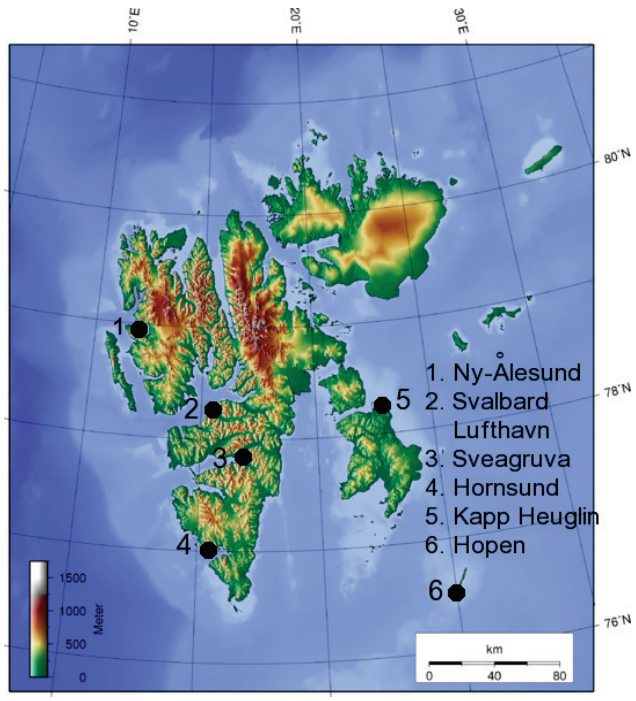


Figure 1 : Stations météorologiques utilisées pour la validation (http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Svalbard-topo.png).

Tableau 1 : Coordonnées géographiques et altitude des stations utilisées pour la validation et des pixels correspondants dans les deux modèles.

Station	Latitude (°N)			Longitude (°E)			Altitude (m)		
	Station	MAR	WRF	Station	MAR	WRF	Station	MAR	WRF
Hopen	76.51	76.52	76.51	25.01	24.96	24.99	16	0.5	0
Hornsund	77.00	76.96	77.06	15.50	15.21	15.60	10	41	187
Kapp Heuglin	78.25	78.19	78.24	22.82	22.84	22.83	14	67	25
Ny-Ålesund	78.92	78.87	78.88	11.93	11.00	11.80	8	24	160
Svalbard L.	78.25	78.22	78.33	15.47	15.36	14.24	28	190	69
Sveagruva	77.88	77.86	77.90	16.72	15.43	17.18	9	139	281

Pour chaque station, nous avons calculé une température annuelle moyennée sur la période 2006-2010 pour les observations et les modèles et les précipitations totales annuelles.

Nous avons également calculé la corrélation entre les observations journalières et les résultats des modèles sur la série temporelle de 5 ans pour la température et les précipitations ainsi que l'erreur quadratique moyenne de la température journalière modélisée par rapport à la température observée.

3.1. Température annuelle

La corrélation entre la température moyenne journalière modélisée par le MAR et la température observée est très bonne, avec un R^2 supérieur à 0,9 dans tous les cas (tableau 2). Le modèle est donc capable de simuler correctement la variabilité journalière de la température observée. Cependant, nous observons un biais systématique, la température moyenne annuelle modélisée étant inférieure à la température observée de 2,5 à 5 degrés. Ce biais est en partie dû à la différence entre l'altitude de la station et celle du pixel correspondant et cet effet est particulièrement important pour les stations de Svalbard Lufthavn (Δm = 162 m) et Sveagruva (Δm = 130 m). En considérant un gradient adiabatique humide, le biais corrigé varie de -26 à -4,2°.

Tableau 2 : Validation de MAR et WRF pour la température annuelle. Tobs est la température moyenne annuelle (moyenne sur 2006-2010) en °C à la station, Tmod est la température moyenne annuelle modélisée par MAR et WRF, R^2 est le coefficient de détermination entre les séries de températures journalières (observations VS MAR et WRF), RMSE est l'erreur quadratique moyenne de la température moyenne journalière modélisée par rapport à la température observée et le biais est la différence entre la température moyenne modélisée et observée.

Station	Tobs	Tmod		R^2		RMSE		Biais	
		MAR	WRF	MAR	WRF	MAR	WRF	MAR	WRF
Hopen	-3,04	-5,51	-5,50	0,91	0,66	3,74	4,47	-2,47	-2,46
Hornsund	-2,85	-6,75	-6,63	0,92	0,82	5,59	4,80	-3,90	-4,92
Kapp Heuglin	-6,03	-9,40	-8,80	0,91	0,78	4,69	4,79	-3,37	-2,77
Ny-Ålesund	-4,19	-7,22	-9,06	0,94	0,89	4,02	5,48	-3,04	-4,87
Svalbard L.	-3,55	-8,76	-8,09	0,92	0,87	5,82	5,50	-5,21	-4,54
Sveagruva	-5,04	-9,21	-9,83	0,92	0,83	5,13	6,32	-4,17	-4,79

Dans le cas de WRF, la corrélation entre la température moyenne journalière modélisée et observée est un peu moins bonne que pour le MAR et varie plus d'une station à l'autre mais le modèle est également un plus froid que les observations (le biais est similaire après correction de l'altitude).

Ce biais de température aura une influence sur le bilan de masse en surface modélisé. En effet, d'une part, une température plus basse sous-estimera l'effet de la fonte en été, mais, d'autre part, elle induira également des précipitations plus faibles, c'est-à-dire un apport plus faible en hiver via les précipitations neigeuses mais également une limitation de l'effet des précipitations liquides sur la fonte en été.

3.2. Température estivale

La température estivale (JJA) a une plus grande influence sur le bilan de masse en surface que la température annuelle. En effet, la variabilité interannuelle du bilan de masse est principalement influencée par la variabilité de la fonte, elle-même déterminée en grande partie par la température estivale (Lang, 2011).

Le tableau 3 montre que la corrélation entre la température moyenne journalière observée et modélisée diminue en été, à la fois pour MAR et pour WRF. Cependant, nous observons que le coefficient de détermination chute plus pour WRF que pour MAR (voir figure 2 pour exemple). L'erreur quadratique moyenne est également supérieure dans le cas de WRF qui est donc moins bien capable de représenter la variabilité journalière de la température.

Le biais annuel négatif mis en évidence précédemment devient presque nul en été pour MAR mais augmente pour WRF.

Tableau 3 : Validation de MAR et WRF pour la température estivale. Idem que le tableau 2 pour la période allant de juin à août.

Station	Tobs	Tmod		R^2		RMSE		Biais	
		MAR	WRF	MAR	WRF	MAR	WRF	MAR	WRF
Hopen	2,20	2,16	-0,83	0,54	0,10	1,31	3,79	-0,04	-3,03
Hornsund	3,59	3,05	-1,16	0,48	0,27	1,58	6,08	-0,54	-5,83
Kapp Heuglin	2,09	1,52	-1,85	0,63	0,10	1,61	4,65	-0,57	-3,95
Ny-Ålesund	4,05	2,89	-2,56	0,63	0,51	2,12	6,86	-1,16	-6,61
Svalbard L.	5,50	2,38	-1,22	0,80	0,41	3,38	6,98	-3,11	-6,72
Sveagruva	4,65	2,56	-3,29	0,69	0,30	2,58	8,20	-2,09	-7,95

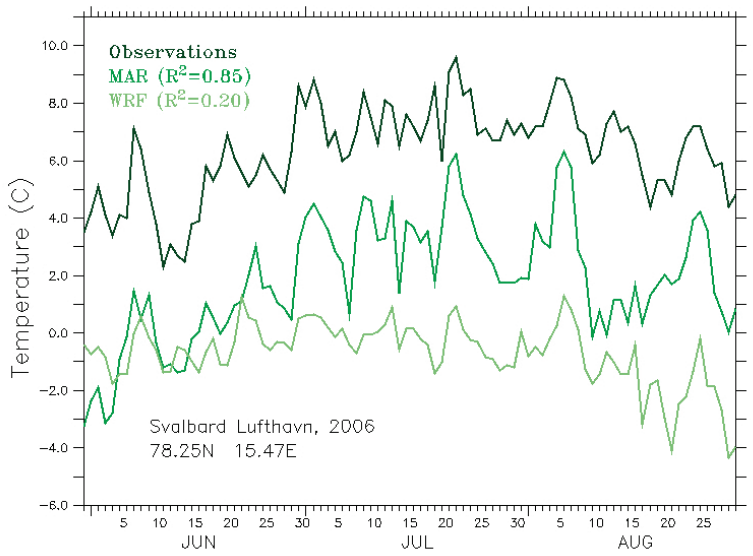


Figure 2 : Température mesurée et modélisée par MAR et WRF pour l'été 2006 à la station de Svalbard Lufthavn.

3.3. Précipitations

Ni le MAR ni WRF ne sont capables de représenter la variabilité journalière des précipitations. En effet, le coefficient de détermination est presque toujours inférieur à 0,1 pour les 2 modèles (tableau 4).

Tableau 4 : Validation de MAR et WRF pour les précipitations. Pobs sont les précipitations totales annuelles (moyennées sur 2006-2010) en mm, Pmod sont les précipitations modélisées, R^2 est le coefficient de détermination et la dernière colonne donne la différence en pourcent entre les précipitations modélisées et observées.

Station	Pobs	Pmod		R^2		Différence (%)	
		MAR	WRF	MAR	WRF	MAR	WRF
Hopen	243	175	408	0,12	0,09	-28	+68
Hornsund	255	125	299	0,02	0,05	-51	+17
Ny-Ålesund	339	133	258	0,04	0,04	-60	-24
Svalbard L.	141	177	343	0,07	0,03	+26	+143

La quantité totale annuelle de précipitations est souvent inférieure à la quantité mesurée dans le cas du MAR. Au contraire, elle est quasiment à chaque fois supérieure pour WRF. La version utilisée du MAR est connue pour sous-estimer les précipitations (Fettweis *et al.,* 2011) alors qu'il a été déterminé que WRF les surestime sur le Groenland (Sacré, 2011).

Conclusion

Au niveau de la température, le modèle MAR semble mieux se comporter que WRF autant en considérant les températures moyennes annuelles qu'estivales. Les deux modèles ont plus de difficultés à représenter la variabilité des températures de juin, juillet et août mais le MAR l'emporte. En outre, le biais estival est fortement réduit dans son cas alors qu'il est encore plus négatif pour WRF.

Au niveau des précipitations, ni le MAR, ni WRF ne sont en mesure de les représenter correctement, le MAR les réduisant de moitié et WRF les surestimant jusqu'à 150 %.

Cependant, la plupart des stations utilisées pour la validation se trouvent sur la côte ouest du Spitzberg et à basse altitude et nous ne pouvons donc pas confirmer ni infirmer nos résultats dans le reste de l'archipel.

Le modèle MAR semble donc pour le moment plus adéquat pour la modélisation du climat et du bilan de masse en surface du Svalbard. De plus, l'écriture de la version parallélisée du MAR est en cours et règlerait le problème de la sous-estimation des précipitations. Nous poursuivrons donc la comparaison du MAR et de WRF une fois cette nouvelle version disponible.

Références bibliographiques

Dowdeswell J.A., 1986 : Drainage-basin characteristics of Nordaustlandet ice caps, Svalbard. *Journal of Glaciology*, 32(110), 31-38

Fettweis X., Tedesco M., van den Broeke M., Ettema J., 2011 : Melting trends over the Greenland ice sheet (1958-2009) from spaceborne microwave data and regional climate models. *The Cryosphere*, 5, 359-375

Gallée H., Schayes G., 1994 : Development of a three-dimensional meso-γ primitive equation model: katabatic winds simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Monthly Weather Review*, 122, 671-685.

IPCC, 2007 : *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller H.L. (eds.)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pages.

Lang C., 2011 : *Modeling of the surface mass balance in Svalbard with the regional climate model MAR over 1958-2010.* Mémoire de Master, Université de Liège.

Liestøl O., 1993 : *Glaciers of Europe - Glaciers of Svalbard, Norway. Chapter 5: Europe, Satellite image atlas of glaciers of the world*. Edited by Williams R. S. and Ferrigno J.G., US Geological Survey professional paper, E127-E151.

Moholdt G., Hagen J.O., Eiken T., Schuler T.V., 2009 : Geometric changes and mass balance of the Austfonna ice cap, Svalbard. *The Cryosphere Discussions*, 3, 857-89.

Sacré B., 2011 : *Evaluation du modèle régional du climat WRF au Groenland*. Mémoire de Master, Université de Liège.

Schuler T.V., Loe E., Taurisiano A., Eiken T., Hagen J.O., Kohler J., 2007 : Calibrating a surface mass-balance model for Austfonna ice cap, Svalbard. *Annals of Glaciology*, 46, 241-248.

Skammarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X., Wang W., Powers J.G. 2005 : *A description of the advanced research WRF version 3*. NCAR Technical Note.

CONTRAINTES PÉDO-CLIMATIQUES ET STRATÉGIES D'ADAPTATION PAYSANNES DANS LA DÉPRESSION MÉDIANE D'ISSABA AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

Mathieu C. LANOKOU [1], Euloge OGOUWALE [2] et Fulgence AFOUDA [2]

[1] *Département de Géographie et Aménagement du Territoire (Université d'Abomey-Calavi)*
[2] *Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement' (LACEEDE), 01 BP 526 Cotonou 01, Bénin. pachamath1@yahoo.fr*

Résumé : *La présente étude est une contribution à une meilleure connaissance des contraintes pédo-climatiques au développement de l'agriculture et des stratégies d'adaptation développées par les Holli. Les hauteurs de pluies annuelles de la série 1961-2000 (station de Pobè) extraites du fichier de l'ASECNA, ont été utilisées dans cette étude. La réalisation du profil cultural a été faite pour caractériser l'état du sol. Le climat et les terres de la dépression d'Issaba constituent d'énormes potentialités naturelles. Mais les inondations et la dessiccation des terres sont des contraintes pour leur valorisation. Cette situation amène les Holli à développer plusieurs stratégies d'adaptation qui se résument à l'utilisation des outils et techniques culturales adéquats (méthodes et espèces de culture adaptées, le pré-semis, des rigoles faites dans les champs du manioc, etc.).*

Mots-clés *: Dépression d'Issaba, Bénin, contraintes pédo-climatiques, techniques culturales, stratégies d'adaptation.*

Abstract: Pedo-climatic constraints and peasant strategies of adaptation in the median depression of Issaba (Benin, Western Africa).
The present survey is a contribution to a better knowledge of the pedo-climatic constraints for agriculture and the strategies of mitigation worked out by the Holli's populations. The annual rainfall amounts in the 1961-2000 period (station Pobè), extracted from the ASECNA data, were used in this study. The realization of the cultural profile has been made to characterize soil conditions. Climate and land depression of Issaba are enormous natural potential. But floods and desiccation of land are constraints to recovery. This leads the Holli's population to develop several coping strategies that can be summarized as adequate tools and farming techniques.

Keywords: *Depression of Issaba, Benin, pedo-climatic constraints, farming techniques, strategies of adaptation.*

Introduction

La dépression d'Issaba est située entre 6°57' et 7°11'N, et entre 2°31' et 2°45'E. Les études réalisées par Lanokou (2010) et Lanokou *et al.* (2010) indiquent que la variabilité climatique dans la dépression est caractérisée par une succession d'années pluviométriques excédentaires et déficitaires durant la période 1961-2000. Les valeurs thermiques de la même période montrent que le phénomène du réchauffement est en train de s'installer dans la région. Or, un climat modifié, qui se traduirait par une amplification des phénomènes extrêmes aura des impacts sur l'agriculture (FAO, 2001 ; Kandel, 2002 ; Ogouwalé, 2006). En plus de ces facteurs climatiques, les terres dans la dépression sont dominées par des vertisols (Awi, 2006) difficiles à travailler.

La présente recherche s'intéresse donc aux contraintes pédoclimatiques dans la dépression d'Issaba ainsi qu'aux stratégies d'adaptation développées par la population paysanne pour réduire la vulnérabilité du système agricole à ces contraintes. Après l'exposé des données et des méthodes utilisées, nous présentons les principaux résultats obtenus.

1. Données et méthodes

Les données utilisées pour cette étude sont constituées des statistiques climatologiques, des informations sur la nature et les types de sols, des données qualitatives portant sur les contraintes liées à la mise en valeur des terres dans la dépression médiane et les stratégies d'adaptation développées par les Holli, paysans de cette région.

Les tendances pluviométriques interannuelles ont été déterminées en calculant les valeurs centrées-réduites sur la période 1961-2000, considérant qu'il y a déficit (*resp. excédent*) lorsque la valeur de l'écart est inférieure (*resp. supérieure*) à -0,5 (*resp. +0,5*). La réalisation du profil cultural a été faite pour caractériser l'état du sol. Elle a permis de mesurer la profondeur de la couche arable et de voir comment les racines des plantes s'y enfoncent.

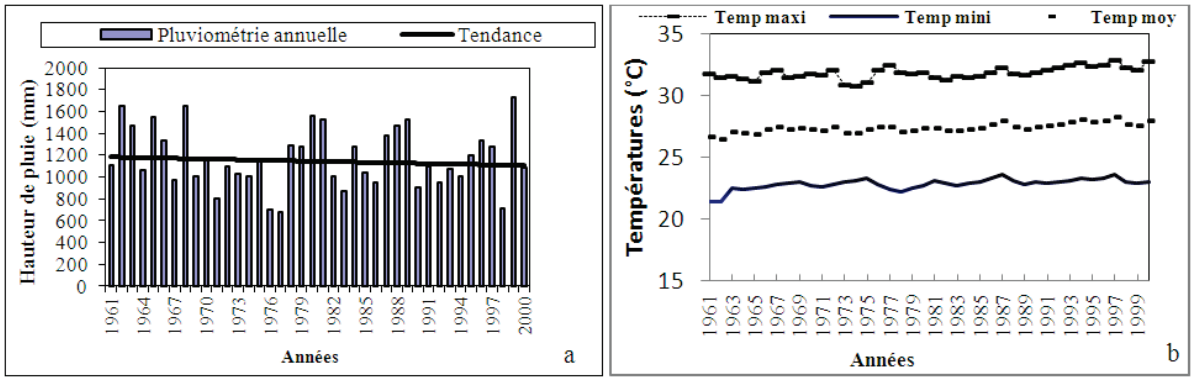
Les enquêtes de terrain ont été réalisées à l'aide d'un questionnaire et d'un guide d'entretien. Elles ont permis de comprendre les stratégies d'adaptation paysannes aux contraintes pédoclimatiques. Les arrondissements parcourus sont choisis sur la base de leur importance quantitative dans la production agricole. Les populations cibles sont les paysans qui ont au moins quinze ans d'expériences dans le domaine agricole. En plus de cette population cible, plusieurs autres acteurs (responsables d'ONG, autorités communales, etc.) intervenant dans le domaine agricole dans la dépression d'Issaba ont été également interrogés.

Les investigations en milieu réel ont nécessité l'utilisation de différentes techniques comme la méthode des itinéraires, qui a permis d'identifier les principaux acteurs de la production agricole, ainsi que les entretiens individuels et de groupe pour une meilleure connaissance des contraintes liées à la mise en valeur des terres dans la dépression. A cela s'ajoutent les observations directes réalisées dans les champs pour appréhender les pratiques et techniques développées par les paysans comme réponses aux contraintes pédoclimatiques.

2. Résultats et discussions

2.1. Contraintes pédoclimatiques dans la dépression d'Issaba

L'analyse des données (ASECNA, 1961-2000) montre que le cumul pluviométrique moyen oscille autour de 1174 mm. La figure 1 présente l'indice pluviométrique et l'évolution interannuelle des températures entre 1961 et 2000.



Figures 1 : Variabilité pluviométrique (a) et thermique (b) entre 1961 et 2000 dans la région de Hollidjé (Temp mini = température minimale ; Temp moy = température moyenne ; Temp max = température maximale) ; source des données : ASECNA, 2011.

La normale 1961-2000 a été marquée par des années sèches (15 % des années de la série étudiée), tandis que les années moyennes représentent 63 % (25 ans) et les années de fortes précipitations 22 %. On observe parallèlement une augmentation des températures (figure 1b). La modification du régime pluviométrique est confirmée par les populations locales. En effet, plus de 73 % des personnes enquêtées ont affirmé avoir observé cette irrégularité pluviométrique. Cette modification pluviométrique dans la dépression d'Issaba est aussi marquée par des faux départs, la fin précoce des saisons agricoles et le raccourcissement des périodes favorables à la production agricole. Ce contexte de variabilité pluviométrique induit des bouleversements du calendrier agricole paysan dans la dépression d'Issaba.

A ces contraintes climatiques se superposent celles liées à la nature des terres et aux spécificités hydrologiques. Les sols dans la dépression d'Issaba (figure 2) sont des terres argileuses noires de profondeur moyenne de 1 à 1,5 m, riches en matières organiques (Allagbé, 1995).

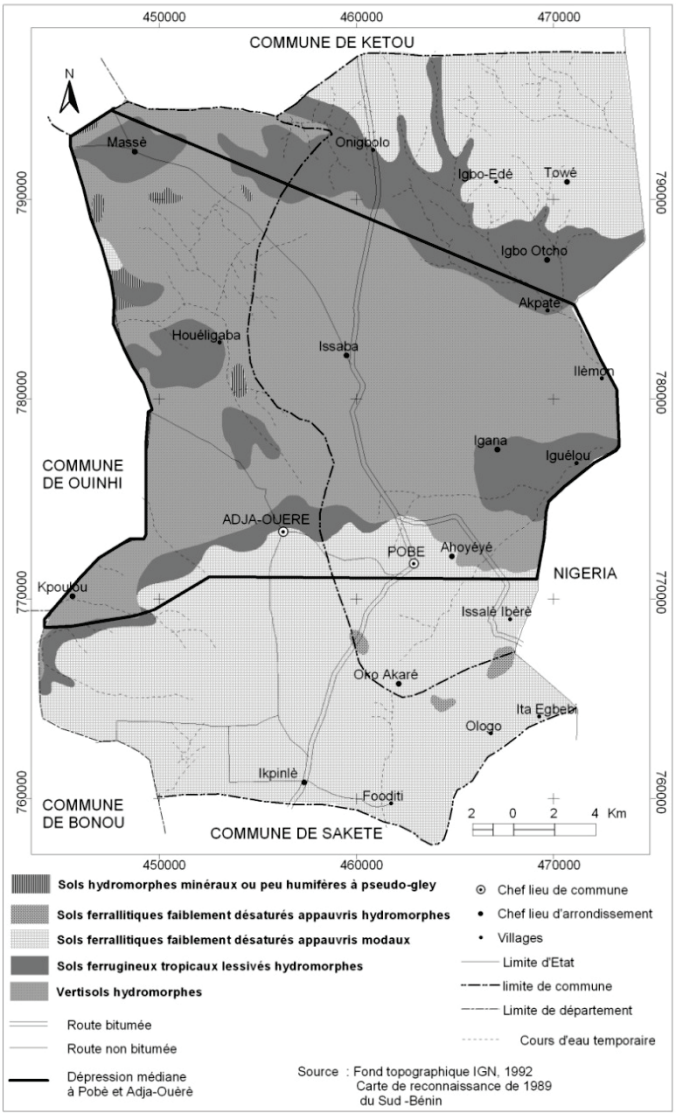


Figure 2 : Types de sol dans la dépression d'Issaba (source : Fond topographique IGN, 1992 ; carte de reconnaissance du sud-Bénin, 1989 ; travaux de terrain, mars 2010).

Ces caractéristiques pédologiques constituent des atouts satisfaisants au développement de l'agriculture dans la dépression. Mais ces terres présentent aussi des contraintes qui rendent difficiles leurs valorisations agricoles du fait qu'elles sont facilement inondables sur une bonne période de l'année. Selon 89 % des enquêtés, les fréquentes inondations qui se traduisent par une stagnation de l'eau pendant une longue période (4 mois) compliquent la mise en valeur des terres dans le Hollidjé. En effet, la texture des terres dans la dépression médiane facilite l'engorgement d'eau. La terre argileuse est constituée de fractions fines de dimensions < 2 µm (Lacoste et Salamon, 1969), ce qui a une conséquence directe sur la perméabilité et l'aération. La vitesse d'infiltration de l'eau, très lente, est la source des inondations observées dans la dépression d'Issaba. Ceci joue négativement sur l'absorption de la plante. En effet, l'absorption baisse en fonction de la durée de saturation en eau du sol. Après trois jours de saturation, la plante atteint le point de flétrissement et avec six jours, l'absorption est nulle (Ahouangonou, 2008). On en déduit que l'excès d'eau enregistré dans la dépression médiane aurait les mêmes effets que les sécheresses pour les cultures.

Une fois la terre humide, elle colle aux outils ; ceci rend difficiles et pénibles les travaux champêtres. Par ailleurs, les mauvaises herbes repoussent assez rapidement. Une telle situation nécessite de sarcler plusieurs fois les mêmes parcelles. Lorsque ces terres s'assèchent, il s'en suit la concrétion des agrégats, le fendillement du sol et l'apparition de fentes de dessiccation. Cette situation cause la pénibilité de l'essouchement qui limite les espèces cultivées. En cas de pluies abondantes, les inondations limitent les emblavures des espèces les plus cultivées comme *Vigna unguiculata* et *Hibicus subterranean* qui sont beaucoup plus cultivées en culture d'hivernage et de contre saison selon 65 % des enquêtés.

Ce sont ces différents obstacles causés à la fois par les conditions climatiques et pédologiques dans la dépression qui rendent difficiles la mise en valeur des terres. Face à une telle situation, les paysans développent des stratégies d'adaptation.

2.2. Stratégies d'adaptation paysannes aux contraintes pédoclimatiques

2.2.1. Outils de travail

Les paysans ont imaginé des outils appropriés aux contraintes pour la mise en valeur des terres dans la dépression médiane d'Issaba. Ils se servent, par exemple, du coupe-coupe et d'un bois crochet (*agọgọ* en Holli) pour le défrichement des champs. Pour la préparation des trous à semis, les paysans utilisent un type de houe dont le manche et la lame (longue et un peu large) forment un angle d'environ 65° et diffère de celui utilisé pour le même travail en pleine saison ou en petite saison pluvieuse (angle formé d'environ 55°). Pour semer, les paysans se servent d'un bol ou d'une calebasse et du talon. Dix à quinze jours après la semence (selon la culture), le sarclage commence avec un type de houe adapté à l'exécution de cette tâche (le manche et la lame forment un angle d'environ 43° ; photo 1).

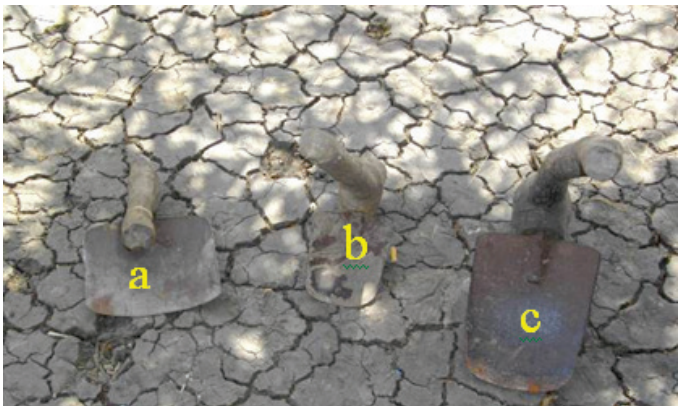


Photo 1 : Houes de sarclage (a) et de semis (b et c) utilisées dans la dépression d'Issaba (cliché : Lanokou, décembre 2009).

L'angle formé par la lame et le manche des houes impose au paysan de trop se baisser ou au contraire, d'être moins courbé. Le degré de fatigabilité s'en trouve plus (la houe à environ 65°) ou moins aggravé (la houe à environ 55°). C'est pour cette raison que le premier type de houe est utilisé au moment où la terre est sèche.

2.2.2. Méthodes culturales et calendriers culturaux

Dans la dépression d'Issaba, selon 93 % des paysans enquêtés, compte tenu de l'aspect des terres en saison sèche, c'est impossible de faire le semis et de semer simultanément en début de saison. C'est pourquoi, les paysans préparent les semis avant les premières pluies du mois de mars (photo 2).

Photo 2 : Semis préparé dans un champ à Kpoulou-Idièkpè (cliché : Lanokou, décembre 2009).

Cette opération précède le semis d'une à deux semaines. En début de grande saison pluvieuse, les champs sont occupés par le maïs. Il est cultivé en culture pure ou en culture multiple. La semence est d'abord trempée dans l'eau pendant vingt-quatre heures avant le semis, et ce, pour accélérer la germination. Mais quand les pluies tardent à démarrer (jusqu'à 72 heures avant Pâques, … car pour les paysans, il doit pleuvoir le jour de Pâques), les paysans pratiquent le pré-semis. Ceci consiste à mettre en terre les semences avant les pluies.

2.2.3. Type de cultures

Les tubercules, les racines et certaines légumineuses (*Arachis hypogaea*, *Voandzeia subterranean*, etc.) n'y sont pratiquement pas cultivés. Les raisons évoquées par les paysans sont leur pourrissement lors des inondations prolongées et leur récolte rendue difficile voire impossible par la concrétion des agrégats. Mais quelques paysans, pour des besoins alimentaires, cultivent le manioc sur de petites parcelles d'environ 200 m^2. Ils développent pour la circonstance des rigoles (photo 3) pour drainer l'eau.

Photo 3 : Rigoles faites dans un champ de manioc associé au maïs à Banigbé (cliché : Lanokou, mars 2010).

Ces différentes stratégies élaborées permettent aux paysans de valoriser les terres dans la dépression d'Issaba. Mais il est nécessaire d'accompagner ces stratégies d'adaptation paysannes. Par exemple, la mise en place des rigoles orientées vers les étangs (où ils existent) ou vers les retenues d'eau permettrait de maximiser les effets bénéfiques d'une telle stratégie. Les rigoles permettront de canaliser l'eau. Quant aux retenues d'eau, elles permettront de retenir, pendant la saison des pluies, une importante quantité d'eau nécessaire pour la production de contre-saison. Elles faciliteront aussi la culture du maïs en petite saison sur de grandes superficies.

Par ailleurs, en s'appuyant sur les contraintes analysées et surtout sur les périodes d'apparition prononcée des inondations (mois de juin et octobre), les retards dans la préparation des champs et la mise en place des retenues d'eau, il va falloir travailler à

l'élaboration d'un nouveau calendrier cultural qui tienne davantage compte des contraintes pédoclimatiques étudiées. Au début de la saison sèche, l'humidité du sol dans le milieu est encore assez élevée. Les paysans peuvent mettre en place le maraîchage. Ainsi, après les cultures d'hivernage, chaque sol recevra au moins une fois la culture maraîchère. Les sols où existent des plans ou des retenues d'eau recevront deux fois la culture maraîchère successive de novembre à avril.

Conclusion

Au terme de cette étude, qui est une contribution à l'étude des contraintes pédoclimatiques, il ressort globalement que les températures (minimales et maximales) ont varié et sont orientées à la hausse. Dans le même temps, les années excédentaires et déficitaires se sont multipliées, compliquant ou rendant très difficile la mise en valeur des terres dans la dépression d'Issaba.

Les caractéristiques physiques des terres qui favorisent les inondations en saison pluvieuse et la concrétion des agrégats du sol en saison sèche rendent difficile et pénible la mise en valeur des terres dans cette dépression. Du reste, du point de vue physique, les conditions offertes par les terres sont particulièrement défavorables au développement agricole pendant une bonne période de l'année.

Face à un tel contexte, les populations paysannes Holli ont développé plusieurs stratégies culturales adaptées à ces terres. Ces stratégies méritent d'être améliorées par, entre autres, la création des retenues d'eau et le réaménagement du calendrier agricole actuel.

Références bibliographiques

Ahouangonou S., 2008 *: Cours de physiologie végétale : DUES-CBG2.* UAC, FAST, Département de Biologie Végétale, 48-55.

Allagbé H., 1995 : *Impact de la colonisation Holli sur la production agricole dans la Lama.* Mémoire de maîtrise de géographie, UAC, FLASH, DGAT, 100 p.

Awi G. L., 2006 : *Etude monographique de la commune de Pobè.* Mémoire de maîtrise de géographie, UAC, FLASH, DGAT, 169 p.

FAO, 2001 : *Evolution de l'irrigation au Bénin entre 1994 et 2001*. 11 p.

Kandel R., 2002 : *Le réchauffement climatique*. Collection Que sais-je ? PUF, Paris, 127 p.

Lanokou C. M., 2010 : *Mise en valeur des terres dans le Hollidjé.* Mémoire de maîtrise de géographie, UAC, FLASH, DGAT, 79 p.

Lanokou C. M., Ogouwalé E. et Afouda F., 2010 : Fondements climatiques des productions vivrières dans la dépression d'Issaba dans le département du Plateau (Bénin, Afrique de l'Ouest). *In Publication Annales FLASH,* Vol 2, numéro 4, 126-138.

Ogouwalé E. 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : Indicateur, scénario et prospectives de la sécurité alimentaire.* Thèse de doctorat unique, EDP/FLASH, UAC, 302 p.

MÉTHODOLOGIE POUR L'ÉTABLISSEMENT DU BILAN HYDRIQUE D'UNE TOURBIÈRE DE MONTAGNE : LE CAS DE LA TOURBIÈRE OMBROTROPHE DU LUITEL, ISÈRE, FRANCE

Jean-Paul LAURENT [1], Simon GERARD [1] et Carole DESPLANQUE [2]

[1] *CNRS / UJF-Grenoble 1 / G-INP / IRD, LTHE UMR 5564, F-38041, Grenoble cedex 9, France. jean-paul.laurent@ujf-grenoble.fr, simon.gerard@ujf-grenoble.fr*
[2] *ONF, 9 quai Créqui, F-38026 Grenoble cedex, France. carole.desplanque@onf.fr*

Résumé *: Nous présentons la méthodologie mise en œuvre par le LTHE en vue d'établir le bilan hydrique de la tourbière du Luitel située à 1250 m d'altitude à proximité de Grenoble (Isère, France) dans une réserve naturelle gérée par l'ONF. Cette tourbière est réputée avoir un fonctionnement hydrique « ombrotrophe » : alimentation en eau exclusivement par la pluie ou la neige. Dans un contexte de changement climatique avéré, le gestionnaire de la réserve souhaitait savoir si le bilan hydrique de la tourbière risquait d'évoluer et dans quel sens. On présente d'abord les travaux de géophysique qui ont été réalisés pour caractériser la capacité de stockage d'eau de la tourbière et les mesures hydrométéorologiques qui sont faites pour quantifier les apports et les pertes d'eau sur celle-ci. On discute ensuite le problème rencontré pour établir le bilan hydrique avec les données actuellement disponibles et l'on propose des approches complémentaires pour y parvenir à l'avenir.*

Mots-clés *: Bilan hydrique, tourbière de montagne, instrumentation hydrométéorologique.*

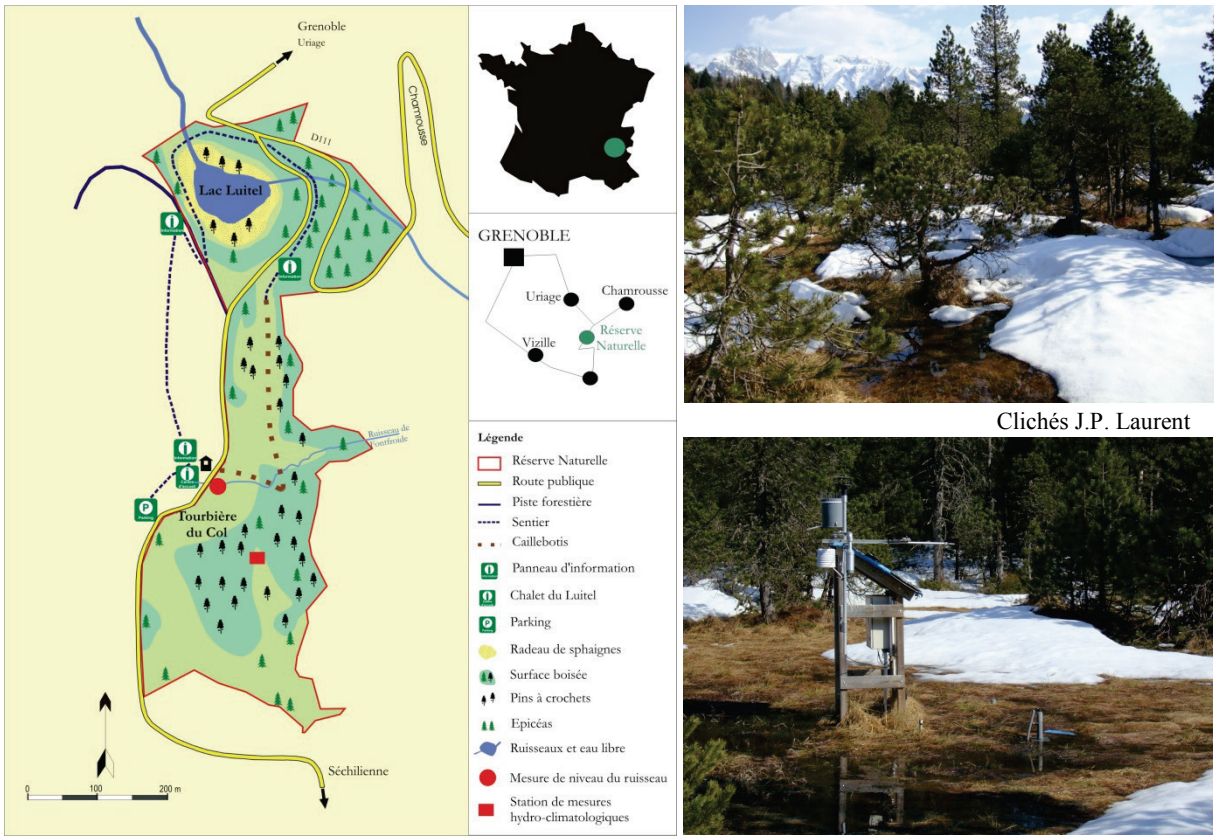
Abstract: Methodology for accessing mountainous peat bogs water balance: case study on the Luitel ombrotrophic peat bog (Isère, France).
The methodology used by LTHE for establishing the water balance of a mountainous peat bog located on the Luitel lake natural reserve (altitude 1250 m, Isère, France) is presented here. This peat bog is supposed to have an ombrotrophic hydrologic behavior: water is only supplied through rainfall or snow. In the frame of climate change, the ONF which is in charge of the reserve wanted to know whether the peat bog water balance could be modified and, if so, in which direction. First, results of geophysical surveys that were undertaken to characterize the shape and water storage capacity of the peat-bog reservoir are presented. Then, quantification of water intake by precipitations and water output through run-off and evapotranspiration are discussed. Finally, problem for closing the water balance with the available data is pointed out and complementary research lines are suggested to solve it.

Keywords*: Water balance, mountainous peat bog, hydrometeorological instrumentation.*

Introduction

L'étude présentée ici a pour cadre la « réserve naturelle du lac Luitel » (45°05′17″ N, 5°50′59″ E) dont on trouvera une présentation détaillée dans Desplanque (2011) ou, à destination du grand public, dans Desplanque & Cave (2011).

Cette réserve est située à 25 km, au sud-est de Grenoble (Isère, France), dans le massif de Belledonne, en contrebas de la route départementale D111 qui monte à Chamrousse. Gérée par l'Office National des Forêts (ONF), elle est à la fois la plus ancienne réserve de France puisqu'elle a été créée dès 1961 et l'une des plus petites avec une surface totale d'environ 17 ha. Elle occupe un ancien ombilic glaciaire et présente une forme nettement allongée selon un axe nord-sud (figure 1). Elle comporte deux écosystèmes très distincts avec, au nord sur une surface de 2 ha, la zone du lac-tourbière proprement dit, partiellement refermé par un radeau de sphaignes, et, au sud, une tourbière bombée de 10 ha partiellement colonisée par une forêt de pins à crochets (*Pinus uncinata*). Ces 2 zones, séparées par la route du col qui mène à Séchilienne au Sud, ont des fonctionnements hydriques complètement indépendants. La zone du Nord, alimentée par un ruisseau, a été beaucoup étudiée en raison du problème de pollution lié au sel de déneigement en provenance de la route voisine (Nedjaï *et al*., 2003). Dans le contexte actuel de changement climatique, qui interpelle le gestionnaire de la réserve, nous nous intéresserons ici au bilan hydrique de la tourbière présente dans la zone sud.



Clichés J.P. Laurent

Figure 1 : A gauche : localisation et carte de la réserve du lac Luitel ; A droite, en haut : aperçu vers le Sud de la tourbière au début du printemps 2012, en bas : vue de la station hydrométéorologique à la même période.

1. Expression du bilan hydrique de la tourbière

D'une manière générale, faire le bilan hydrique d'une parcelle comme la tourbière du Luitel consiste à comparer, sur une période donnée, les apports d'eau sur celle-ci, d'une part, avec les pertes qui s'y opèrent, d'autre part. La différence de ces deux termes témoigne de la variation du stock d'eau souterrain ($\Delta\ Stock$). Ce bilan s'exprime par l'équation suivante :

$$\sum Apports = \sum Pertes + \Delta\ Stock \qquad (1)$$

Les apports d'eau peuvent provenir de la pluie (P) – ou, en altitude comme ici, de la fonte de la neige (N) – mais aussi du ruissèlement (R_{in}) en provenance des parties hautes du bassin versant dont la tourbière constitue le fond. Les pertes sont liées à plusieurs processus : l'évapotranspiration par les végétaux (ET), l'écoulement (R_{out}) aux exutoires des ruisseaux qui parcourent la tourbière et une éventuelle infiltration profonde (I) dans le substrat rocheux qui constitue la base de la tourbière. Globalement et avec ces notations, l'équation (1) peut donc se réécrire sous la forme :

$$P + N + R_{in} = ET + R_{out} + I + \Delta\ Stock \qquad (2)$$

Dans les deux paragraphes suivants, nous discutons dans un premier temps de la quantification des différents termes de l'équation 2 et de la métrologie à mettre en œuvre pour les apprécier. Sur cette base, dans un second temps, nous abordons le problème du « bouclage » du bilan hydrique de la tourbière du Luitel.

2. Quantification du stock d'eau dans la tourbière

L'estimation du stock d'eau contenu dans la tourbière suppose d'abord que l'on ait une idée précise de la forme et de la capacité du réservoir qui la renferme. Pour cela, il a fallu

attendre 2007 et la mise en œuvre de mesures par géoradar de la position en profondeur du socle rocheux (Desplanque & Garambois, 2008 ; voir figure 2).

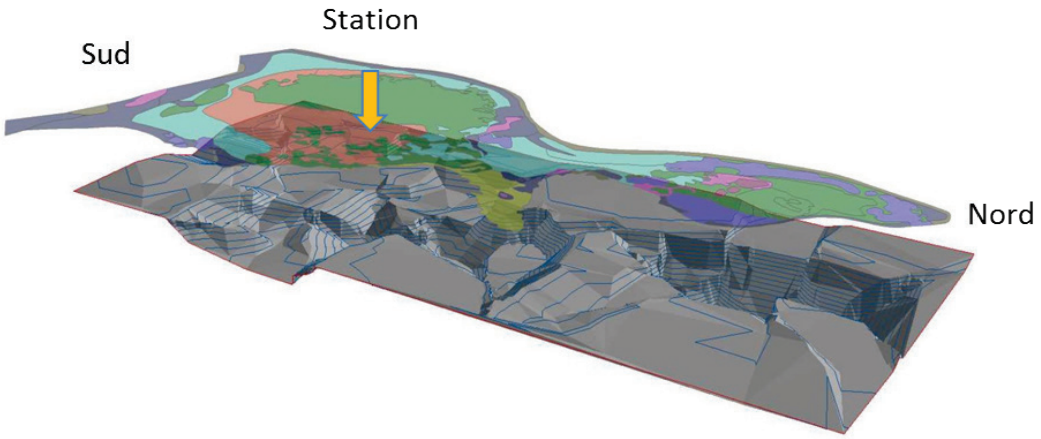


Figure 2 : Image 3D du fond de la tourbière obtenue à partir des mesures de profondeurs effectuées par géoradar. Corrélation avec la carte de végétation. Localisation de la station hydrométéorologique.

Cette approche a permis d'estimer le volume total de la tourbière à un peu plus de 400 000 m^3 avec une profondeur maximale de l'ordre de 10 m, confirmée depuis par des sondages directs. Pour passer du volume de la tourbière à sa capacité de stockage d'eau, il faut aussi connaître la porosité du milieu, paramètre qui dépend de la profondeur et du degré local d'avancement du processus de dégradation et de sédimentation de la tourbe. Là encore, des méthodes géophysiques intégratrices (géoradar et « résonance magnétique du proton ») ont permis d'estimer des teneurs en eau moyennes – et donc des porosités puisque le milieu est globalement saturé d'eau – comprises entre 60 et 70 % du volume total (Legtchenko *et al.,* 2011). On peut donc considérer que la capacité de stockage d'eau de la tourbière du Luitel est comprise entre 240 000 et 280 000 m^3. Enfin, pour quantifier le stock d'eau réellement présent dans la tourbière et suivre son évolution dans le temps, il faut, d'une part, suivre le niveau de la nappe qu'elle renferme et, d'autre part, mesurer la teneur en eau de la mince couche de surface susceptible de se désaturer en été.

Pour suivre le niveau de la nappe, un réseau de piézomètres a été installé par l'ONF en 2003 (Hustache, 2004) que nous avons complété avec un point supplémentaire près de la station hydrométéorologique que nous avons installée sur la tourbière en 2006. Contrairement aux autres piézomètres, celui-ci est équipé d'un capteur de pression qui permet de suivre le niveau avec un pas de temps d'1/4 h. Les fluctuations de hauteurs de nappe mesurées pendant 5 ans (figure 3) restent très modestes : approximativement ± 20 cm autour d'une position moyenne qu'il est toutefois difficile de connaître et de suivre avec précision en raison de la croissance de la végétation autour du tube piézomètre qui favorise naturellement son enfoncement au fil des années, d'une part, et d'éventuels mouvements d'ensemble de la surface de la tourbière sous l'effet des variations de son contenu en eau, d'autre part. Toutefois, ces premières mesures montrent clairement l'absence de tendance à l'assèchement de la tourbière sur cette période d'observation. Ceci est bien confirmé par les mesures de teneur en eau que nous effectuons dans la couche superficielle de sphaignes entre -10 et -40 cm par rapport à la surface (figure 3). Sur celles-ci, on note néanmoins des fluctuations saisonnières probablement liées au cycle de la végétation. On observe également, mais plus rarement, des épisodes avec une baisse notable de la teneur en eau (d'avril à octobre 2009, ou juillet 2010, par exemple). Ces phases sont directement en relation avec une baisse simultanée du niveau de la nappe, dont l'origine n'est toutefois pas forcément systématiquement liée à une diminution des pluies pendant ces épisodes.

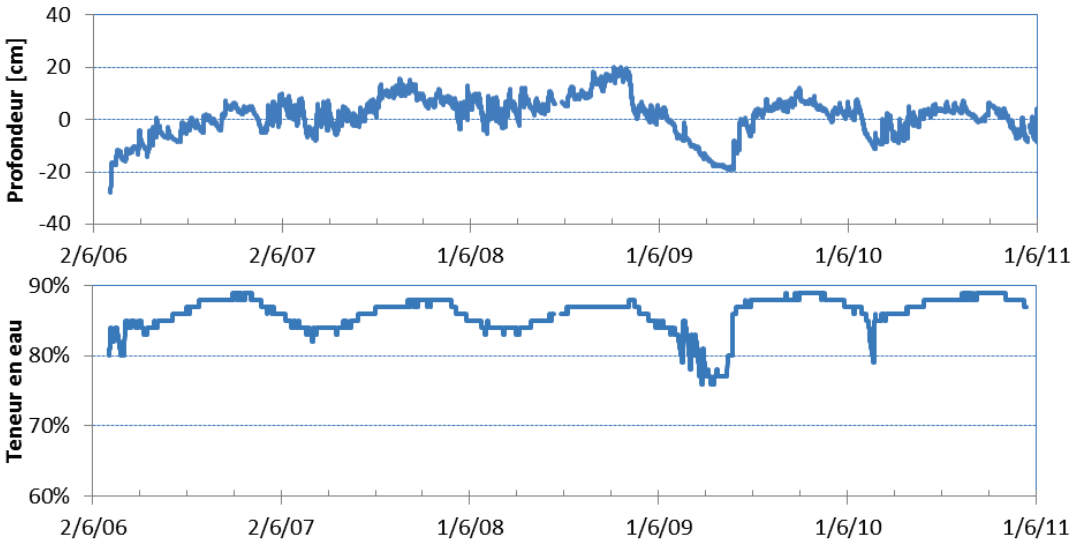


Figure 3 : En haut : évolution du niveau de la nappe au niveau de la station hydrométéorologique de juin 2006 à juin 2011; En bas, évolution de la teneur en eau entre -10 et -40 cm au même endroit et sur la même période.

3. Quantification des différents termes d'apport ou de perte d'eau

Pour une tourbière réputée ombrotrophe comme celle du Luitel, le terme *P* d'apport en eau par la pluie de l'équation (2) est supposé jouer un rôle prépondérant. Nous l'estimons ici par l'intermédiaire d'un pluviomètre à augets basculants de 400 cm^2 placé sur la station hydrométéorologique (figure 1).

On constate sur la figure 4 que les cumuls de précipitations sont très variables d'une année à l'autre. A l'échelle de la tourbière, l'apport d'eau annuel est ainsi compris entre 87 000 et 155 000 m^3 selon les années. Il faut toutefois noter que cette estimation est en partie biaisée, car une fraction des précipitations à cette altitude arrive évidemment sous forme de neige.

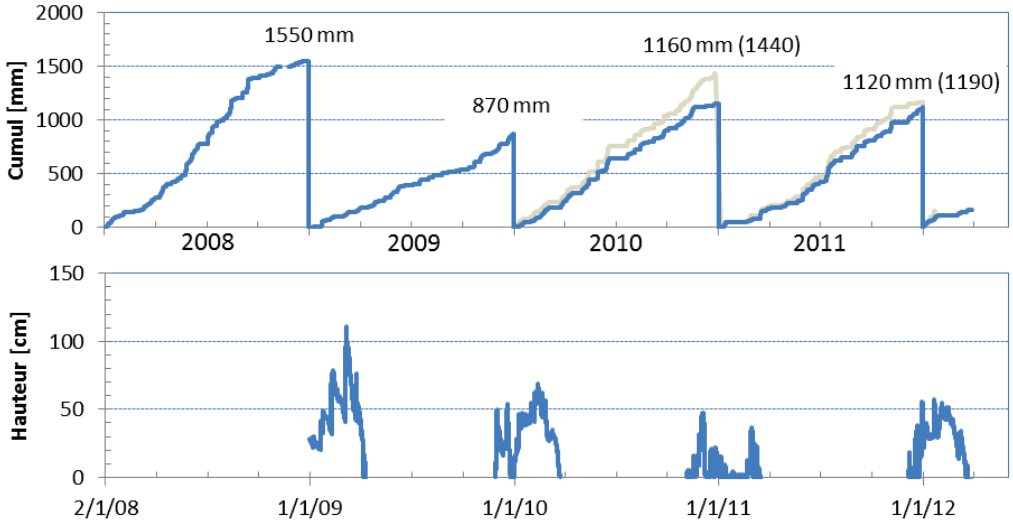


Figure 4 : Précipitations mesurées sur la tourbière du Luitel, entre janvier 2008 et avril 2012. En haut : en trait foncé, cumul (remis à 0 chaque 1er janvier) mesuré sur le pluviomètre de la station hydrométéorologique comparé, pour 2009 et 2010, au cumul (en trait grisé) mesuré sur un pluviomètre chauffant installé à environ 1 km de là ; En bas : hauteurs de neige mesurées à l'aide d'un capteur à ultrasons installé en 2009.

La comparaison avec des mesures faites sur un autre pluviomètre chauffant montre que la sous-estimation de l'apport en eau à partir des mesures du pluviomètre de la station a atteint 25 % en 2010 alors qu'elle a été quasi-négligeable en 2011, année durant laquelle il a très peu

neigé (figure 4). A partir de celles-ci, Par rapport à la neige, le problème est d'estimer le terme correspondant à l'apport d'eau liée à la fusion nivale (*N* dans l'équation 2). Ce point n'est pas encore abordé au Luitel et, pour l'instant, on assimile les apports en eau par les précipitions liquides ou solides aux mesures effectuées par le pluviomètre chauffant.

Concernant les termes de perte de l'équation (2), l'écoulement à l'exutoire de la tourbière (R_{out}) et l'évapotranspiration (*ET)* ont été également estimés à partir de mesures. En novembre 2009, nous avons équipé l'exutoire du ruisseau de Fontfroide qui traverse la tourbière d'est en ouest (figure 1) d'un capteur de hauteur d'eau. Nous avons progressivement établi sa courbe de tarage (relation hauteur/débit) grâce une série de jaugeages réalisés par dilution (Musy, 2005, cf. Chap. 7).

Pour estimer l'évapotranspiration réelle – c'est-à-dire l'eau qui est effectivement évaporée depuis le sol et consommée par la transpiration des plantes – la station hydrométéorologique installée sur la tourbière est équipée de l'ensemble des capteurs nécessaires pour pouvoir calculer l'évaporation potentielle selon Penman (Musy, 2005, cf. Chap. 4). Une étude préliminaire réalisée en 2006 par Jean-Michel Cohard (Cohard et Betoux, 2007) – et confirmée depuis durant l'été 2011 – a montré qu'elle traduisait bien le phénomène d'évapo-transpiration à la surface de la tourbière à cet endroit, qui se comporte, en effet, comme une surface d'eau libre. Globalement, l'évapotranspiration sur la tourbière peut atteindre 5-6 mm par jour en été et représente une perte en eau annuelle d'environ 400 mm en 2010 et 2011, soit une perte d'eau d'approximativement 40 000 m^3 à l'échelle de la tourbière.

4. Discussion

Avec les éléments chiffrés qui viennent d'être présentés, nous avons tenté d'établir un premier bilan hydrique de la tourbière. Un problème nous est apparu immédiatement : il s'écoule par an à l'exutoire du ruisseau de Fontfroide beaucoup plus d'eau qu'il n'en tombe sous forme de pluie sur la tourbière. En 2010, par exemple, le cumul des débits à l'exutoire du ruisseau de Fontfroide a représenté 3,5 fois le cumul de pluie sur toute la surface de la tourbière cette année-là et, en 2011, 2,9 fois. Par ailleurs, ces cumuls de débits représentent aussi largement plus que la totalité de l'eau stockée dans la tourbière. Enfin, quand on observe simultanément les chroniques de débits et de précipitations (figure 5), on constate que celles-ci ne sont pas toujours corrélées.

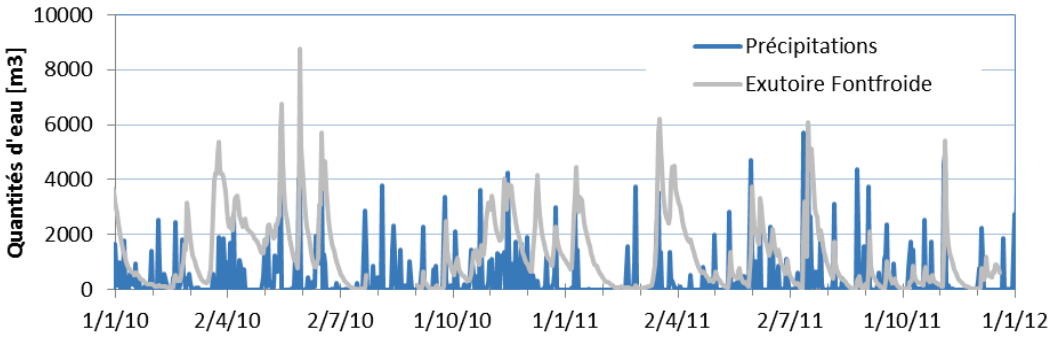


Figure 5 : Comparaison pour 2010 et 2011 entre les quantités journalières d'eau apportées par la pluie sur les 10 ha de la tourbière du Luitel (trait foncé) et perdues à l'exutoire du ruisseau de Fontfroide (trait grisé).

Cette impossibilité en l'état des mesures dont nous disposons actuellement de « boucler » le bilan hydrique de la tourbière – c'est-à-dire d'équilibrer pertes et apports en eau – signifie clairement que les termes de l'équation (2) ne sont pas encore tous correctement quantifiés et/ou que le schéma de transit de l'eau que nous mettons en avant est faux ou incomplet. Concernant les termes de l'équation (2), il y a le terme R_{in} qui représente l'apport d'eau vers la

tourbière par ruissellement de surface et/ou infiltration depuis l'amont de son bassin versant. Ce terme est beaucoup moins facile à mesurer car il s'agit de sources réparties à l'Est de la tourbière. En particulier, il faudrait estimer le débit d'alimentation en amont du ruisseau de Fontfroide et le déduire de son débit à l'exutoire pour avoir la seule contribution de la vidange de la tourbière. Pour ce qui est des chemins de l'eau sur – et dans – la tourbière, il conviendrait : 1) de vérifier qu'il n'y a pas de pertes par infiltration profonde sous la tourbière comme nous l'avons supposé implicitement en négligeant le terme *I* de l'équation (2) et 3) de rechercher d'autres exutoires possibles vers le Sud, notamment, comme le suggère Hustache (2004). Ce dernier point pourra être abordé par modélisation des écoulements à partir d'un modèle numérique de terrain obtenu à partir de mesures lidar d'altitude de surface très précises qui viennent d'être acquises et d'un suivi spatialisé systématique du niveau de la nappe sur le réseau de piézomètres existant.

Conclusion

Même si elle permet maintenant d'avoir une idée beaucoup plus précise de la climatologie locale, l'instrumentation hydrométéorologique actuellement déployée sur la tourbière du Luitel ne suffit pas à quantifier exactement tous les termes de son bilan hydrique et il n'est donc toujours pas possible de boucler celui-ci. Pour y parvenir, trois pistes sont à explorer à la fois par la mesure et la modélisation : 1) mieux caractériser dans l'espace et dans le temps l'apport en eau spécifiquement dû à la fonte nivale ; 2) identifier la part de vidange de la tourbière dans le débit à l'exutoire du ruisseau de Fontfroide et 3) rechercher d'autres exutoires possibles, en particulier vers le Sud et quantifier les débits correspondants. Quoi qu'il en soit, les mesures directes de fluctuations de hauteur de nappe et de teneur en eau effectuées depuis 5 ans au niveau de notre station hydrométéorologique montrent que l'on n'observe pas d'assèchement durable à cet endroit.

Remerciement : Les auteurs remercient vivement le pôle départemental « Biodiversité » et le Conseil Général de l'Isère ainsi que le ministère français de l'Ecologie qui ont financé cette étude.

Références bibliographiques

Cohard J.M. et Betoux R., 2007 : *Caractérisation du fonctionnement hydrologique de la tourbière du Luitel : Mesures d'évapotranspiration.* Rapport intermédiaire N°3 convention LTHE/ONF, 6 pages.

Desplanque C. et Garambois S., 2008 : Caractérisation de la paléotopographie de la tourbière ombrotrophe du Luitel au moyen de méthodes géophysiques, Ecologie et protection des tourbières. *Coll. Tourbières, Ann. Sci. Rés. Bios. Trans. Vosges du Nord-Pfälzerwald*, Bitche, (2009-10), 305-315.

Desplanque C., 2011 : *La réserve naturelle du lac Luitel, Plan de gestion 2011-2020.* Office National des Forêts, 107 pages + annexes.

Desplanque C. et Cave B., ONF-Isère, 2011 : *Réserve Naturelle du Lac Luitel 1961-2011, 50 ans.* 14 pages. http://pole-tourbieres.org:8080/dyn/portal/index.seam?page=alo&aloId=12523&fonds=2&cid=27

Hustache E., 2004 : *Etude hydrologique de la tourbière du col. Réserve Naturelle du Lac Luitel.* Rapport d'étude Office National des Forêts, 59 pages + annexes.

Legtchenko A., Clément R., Garambois S., Maury E., Mic L.-M., Laurent J.-P., Desplanque C. and Guyard H., 2011 : Locating water storage of the Luitel lake peat bog using MRS, ERT and GPR. *Near Surface Geophysics*, 9(2), 201-209.

Musy A., 2005 : *Hydrologie Générale.* Cours de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), disponible en ligne sur http://echo2.epfl.ch/e-drologie/.

Nedjai R., Rovera G. et Bonnet M.-P., 2003 : Les effets des épandages de sel sur la tourbière lacustre du Luitel (massif de Belledonne, France) : la dérivation des eaux du ruisseau du Rambert comme remède à la pollution. *Revue de géographie alpine*, 91(1), 51-66.

LE PORTAIL drias[CLIMAT] : MISE À DISPOSITION D'INFORMATIONS CLIMATIQUES RÉGIONALISÉES POUR LES ÉTUDES D'IMPACT ET D'ADAPTATION

Julien LÉMOND [1, 2], Philippe DANDIN [1], Christian PAGÉ [3], Serge PLANTON [2], Robert VAUTARD [4], Michel DÉQUÉ [2], Laurent FRANCHISTÉGUY [1], Maryvonne KERDONKUFF [1], Laurent LI [5] et Thomas NOEL [4]

[1] *Météo-France, Direction de la Climatologie, 42 av. G. Coriolis 31057 Toulouse Cedex, France. julien.lemond@meteo.fr*
[2] *CNRM-GAME, URA1357, Météo-France, CNRS, 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France.*
[3] *Sciences de l'Univers au CERFACS, URA1875, 42 av. G. Coriolis, 31057 Toulouse Cedex 01, France.*
[4] *LSCE, UMR8212, IPSL, FR636, laboratoire CEA-CNRS-Université Versailles Saint Quentin, Orme des Merisiers, 91191 Gif sur Yvette, France.*
[5] *LMD, UMR8539, IPSL, FR636, CNRS-Université Pierre et Marie Curie, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.*

Résumé : *Le portail drias[CLIMAT] dont l'ouverture est prévue fin juin 2012, est l'aboutissement d'un projet de deux ans financé par le programme Gestion et Impact du Changement Climatique (GICC) du Ministère de l'Écologie, du Développement Durable, et de l'Énergie (MEDDE). En cohérence avec la stratégie nationale d'adaptation au changement climatique portée par le MEDDE, ce portail inter-organismes s'appuie sur le savoir-faire de Météo-France en matière de production et de diffusion d'informations climatiques afin de 1) faciliter l'accès à l'information issue des projections climatiques régionalisées françaises produite par les principaux centres producteurs nationaux (CERFACS, IPSL, CNRM), 2) fournir un service et faciliter le lien entre utilisateurs et chercheurs, 3) contribuer à valoriser les travaux menés par les laboratoires français de modélisation. Le portail drias[CLIMAT] représente une importante avancée pour tous les acteurs impliqués dans la question climatique.*

Mots-clés *: Services climatiques, changement climatique, modélisation régionale, descente d'échelle, impacts, adaptation, incertitudes.*

Abstract: The drias[CLIMATE] portal: Provision of regional climate informations for impact and adaptation studies.
The drias[CLIMATE] portal, whose opening is planned for late June 2012, is the culmination of a 2-yr project funded by the Management and Impact of Climate Change (GICC) program of the French Ministry of Ecology, Sustainable Development, and Energy (MESDE). In line with the national adaptation strategy to climate change driven by the MESDE, this inter-agency portal relies on the expertise of Météo-France in the production and dissemination of climate informations to 1) facilitate access to information from the French regionalized climate projections produced by the major national producers (CERFACS, IPSL, CNRM), 2) provide service and facilitate the link between modelling. The drias[CLIMATE] portal is an important advanced for all those involved in the climate issue.users and researchers, 3) contribute to enhancing the work of French laboratories.

Keywords: *Climate services, climate change, regional modelling, downscaling, impacts, adaptation, uncertainties.*

Introduction

L'aspect multi-disciplinaire et multi-scalaire de la question climatique, associé à une prise de conscience des conséquences futures du changement climatique (CC) ont fait émerger un besoin toujours plus important en données et informations. Des études d'impacts sectoriels à la planification des mesures d'adaptation, la diversité des acteurs impliqués dans les problématiques liées au climat est aussi riche que leurs besoins.

En parallèle à cette demande toujours croissante, la communauté scientifique de modélisation du climat produit une importante quantité d'informations climatiques issues des projets et travaux de recherche. Toutefois ces informations sont sous-exploitées malgré un intérêt qui dépasse les objectifs initiaux de leurs développements. Cette sous-exploitation est liée à plusieurs facteurs. Tout d'abord, comme les projets de recherche ont des thématiques et

des problématiques propres, s'appuient sur des outils et des méthodes spécifiques, les informations climatiques ne sont pas ou très peu homogènes. Cette richesse et cette diversité, nécessaire à la recherche, rend l'accès et l'utilisation de l'information difficile. De plus, il peut exister un déphasage entre les données générées par les travaux de recherche et les besoins d'utilisateurs en aval, ce qui rend leurs utilisations peu pertinentes. Enfin, les utilisateurs n'ont pas forcément la culture scientifique nécessaire et/ou suffisante pour utiliser correctement les informations disponibles. Le transfert de connaissances des producteurs d'informations vers les utilisateurs est donc une tâche ardue, à laquelle s'est attelé le projet DRIAS (Donner accès aux scénarios climatiques Régionalisés français pour l'Impact et l'Adaptation de nos Sociétés et environnement - Lémond *et al.*, 2011).

En s'appuyant sur les recommandations du Global Framework for Climate Services (GFCS, 2011) de l'Organisation Mondiale de la Météorologie, un portail d'informations climatiques alimenté par les principaux centres de modélisation climatique français (IPSL, CERFACS, CNRM) a ainsi été développé. Son ouverture opérationnelle est programmée fin juin 2012. Il répond au double enjeu de mieux valoriser les travaux menés par les centres de recherche en climatologie, et de satisfaire l'importante demande en informations climatiques. Il constitue un outil essentiel dans le développement et la mise en place des services climatiques soutenus et voulus par le Ministère de l'Écologie, du Développement Durable, et de l'Énergie (MEDDE). Les résultats de ce projet ainsi que les évolutions attendues seront présentées lors de cette communication.

1. L'adaptation : un enjeu institutionnel

Des institutions internationales aux gouvernances nationales, l'adaptation au changement climatique (CC) est devenue un enjeu majeur. De nombreuses orientations, directives, lois sont récemment apparues afin de guider nos sociétés et anticiper au mieux les changements attendus. Ainsi à l'échelle continentale, la commission européenne s'est engagée à baisser de 20 % les émissions de gaz à effet de serre à l'horizon 2020. Pour ce faire, elle a notamment regroupé sa stratégie d'adaptation dans un livre blanc (EU White Paper, 2009), et développé, en partenariat avec l'agence européenne pour l'environnement, une plateforme web de support à l'adaptation (http://climate-adapt.eea.europa.eu/web/guest). Il apparait dans ces initiatives que la mise à disposition d'informations et de données climatiques est un élément important de cette stratégie d'adaptation.

A l'échelle nationale, la France a engagé à travers le Grenelle de l'Environnement (2007) un effort sans précédent pour limiter l'ampleur du changement climatique. La loi Grenelle I prévoit dans son article 42 la préparation pour 2011 d'un Plan National d'Adaptation au Changement Climatique (PNACC, 2011) pour différents secteurs d'activité. Le PNACC présenté en juillet 2011 par la ministre en charge du développement durable, combine à la fois des mesures de renforcement de la recherche et de l'observation, mais également des mesures d'anticipation concrète. Il repose sur 211 recommandations produites par différents travaux de concertation réalisés au préalable. Le développement et la mise en place des services climatiques est l'une des mesures envisagées dans le PNACC (cf. p. 54, PNACC, 2011).

De plus, la loi Grenelle II a imposé à l'horizon 2012, la mise en œuvre des Schémas Climat, Air, Energie (SRCAE) à l'échelle des régions administratives, et des Plans Climat-Energie Territorial (PCET) à l'échelle des collectivités territoriales. Le volet adaptation de ces schémas s'appuie sur les recommandations de l'Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique (ONERC), ainsi que sur les projections climatiques et les études d'impact disponibles.

Ainsi en facilitant l'accès à l'information climatique et favorisant leurs bonnes utilisations,

les services climatiques apparaissent comme une pierre angulaire des démarches d'adaptation (Lu, 2011). Le portail drias[CLIMAT] revêt donc une importance particulière en devenant un outil clé dans la stratégie nationale d'adaptation au changement climatique.

2. Un portail dédié

Le portail drias[CLIMAT] est alimenté en informations climatiques régionalisées par les principaux centres producteurs de simulations climatiques français que sont le CNRM, le CERFACS, et l'IPSL. Ces informations seront exclusivement disponibles sur les territoires français. À l'ouverture en juin 2012, seule la France métropolitaine sera desservie. Les départements et territoires d'outre-mer le seront lors d'une seconde phase de développement.

Les simulations climatiques régionales disponibles seront à l'ouverture du portail issues du projet de recherche SCAMPEI (http://www.cnrm.meteo.fr/scampei/). Ces simulations seront disponibles numériquement à la résolution horizontale de 8 km, correspondant à la résolution spatiale des réanalyses SAFRAN (Quintana-Segui *et al.*, 2008). Toutefois, la résolution spatiale des cartes sera intégrée à une échelle moins fine, et la capacité de zoom limitée, afin d'éviter toute interprétation erronée. Temporellement, les données seront disponibles sur la période de référence 1961-1990, et pour les périodes de projection 2021-2050 et 2071-2100. Toutes les simulations disponibles via le portail drias[CLIMAT] seront corrigées par rapport à l'observation. Les données non corrigées sur les grilles natives des modèles seront disponibles par d'autres canaux. Enfin, les indices calculés à partir des variables issues des modèles correspondent à une sélection d'indices définis par le projet STARDEX (http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/).

La Direction de la Climatologie de Météo-France coordonne l'ensemble en s'appuyant sur son savoir-faire en matière de production climatique. Associé au projet, un comité des utilisateurs constituant un échantillon représentatif des différentes communautés d'utilisateurs potentiels (équipes de recherche, bureaux d'études, entreprises, associations, collectivités territoriales), contribue à exprimer les besoins, à valider les choix, à effectuer des tests, et ainsi à améliorer l'outil mis en place. Il a ainsi été décidé de structurer le portail en trois espaces : 1) l'espace accompagnement, 2) l'espace découverte et, 3) l'espace données et produits.

Le principal objectif de l'espace accompagnement est d'apporter un support pertinent afin d'utiliser correctement les informations mises à disposition. Ainsi cet espace contient des notions relatives au changement climatique, des liens vers des sites de référence, une description des données et produits disponibles, un forum de questions /réponses, ainsi que des recommandations pour une bonne utilisation des données.

L'espace découverte va permettre aux utilisateurs de visualiser rapidement et de façon interactive des cartes et graphiques (cf. figure 1) pour divers indices calculés à partir des températures et des précipitations issues des simulations climatiques régionalisées. Plusieurs couches d'informations géographiques comme les bassins versants ou le relief seront disponibles, ainsi qu'un zoom volontairement bridé à l'échelle départementale pour éviter les erreurs d'interprétation. En outre, une précaution toute particulière a été prise en rappelant au visiteur que l'incertitude est une composante inhérente à la modélisation climatique. Ainsi, aucune projection climatique n'est représentée de manière isolée. Pour les cartes, des images représentant des résultats de scénarios différents ou de simulations différentes entourent la carte principale (figure 1).

Enfin, l'espace données et produits permet l'accès et le téléchargement sous format numérique de paramètres atmosphériques issus des différentes simulations climatiques disponibles, ainsi que certains indices calculés à partir de ces paramètres. Cet espace est

principalement destiné à des utilisateurs disposant de moyens de traitements et d'analyse de données.

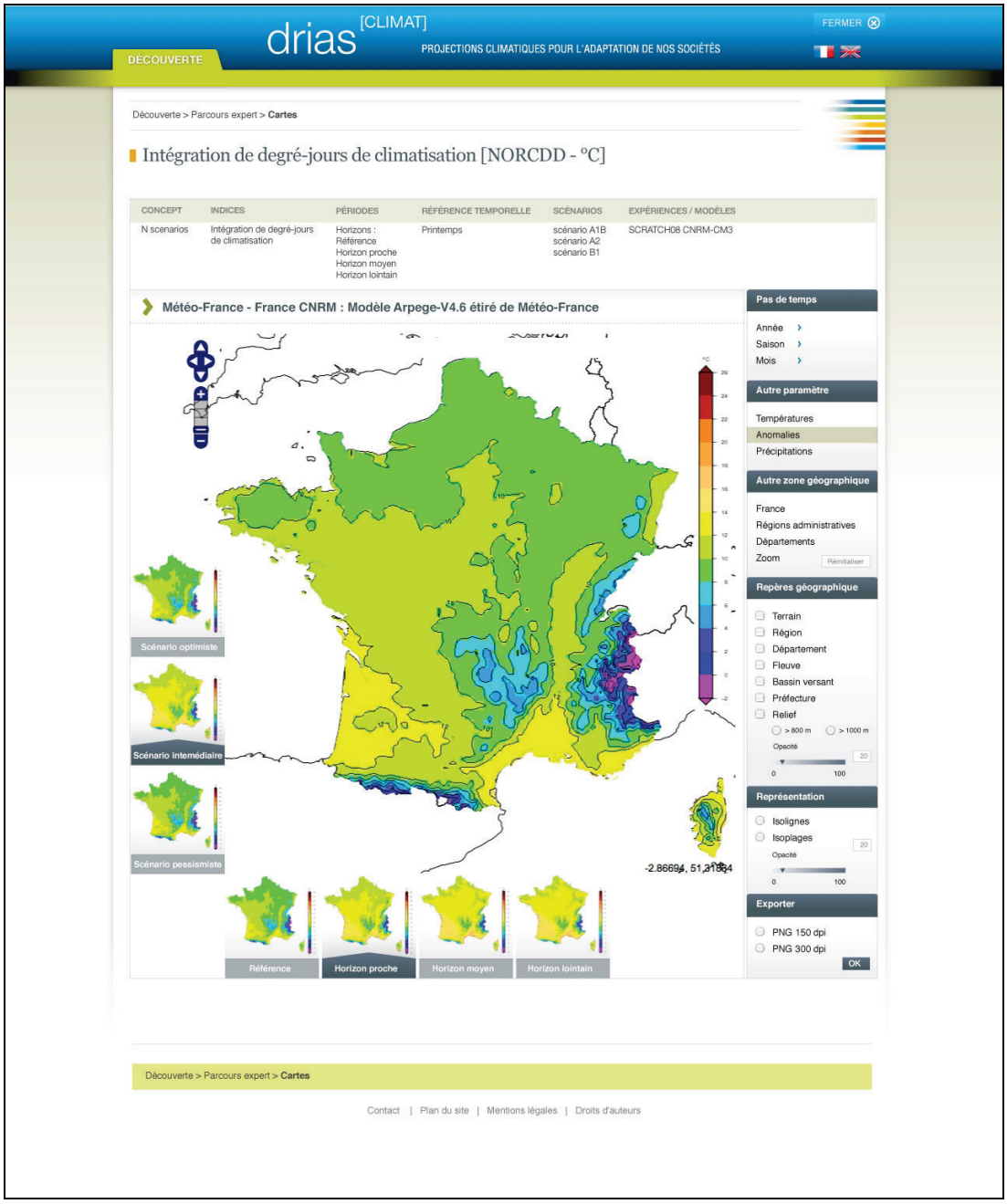


Figure 1 : Exemple d'information climatique disponible sur le portail drias[CLIMAT], dans l'espace accompagnement. Il s'agit d'une carte représentant pour le scénario intermédiaire (scénario A1B), la différence entre l'horizon proche (2021-2050) et la simulation de référence, pour l'indice de degré-jour de climatisation, simulé par le modèle Arpège-étiré de Météo-France. Les images autour de la carte principale représentent le même indice pour des scénarios et des horizons différents.

3. Du projet au service

Afin d'être pérennisés, les développements du projet DRIAS doivent tendre vers la mise en place d'un service. La légitimité de ce dernier repose sur un soutien institutionnel, celui du MEDDE, et des améliorations en termes de contenus et de fonctionnalités, afin de répondre de manière toujours plus pertinente au besoin des utilisateurs. Les évolutions majeures actuellement envisagées sont les suivantes :

- *Des contenus innovants* :

Le développement de nouveaux modes de représentation doit permettre de transmettre un message qui soit compris par l'ensemble des utilisateurs finaux, même les moins avertis.

- *Des contenus intégrés :*

Actuellement dans le portail drias[CLIMAT], les paramètres et indicateurs fournis reposent sur les seuls paramètres des modèles climatiques comme la température et la précipitation. Or, des informations issues d'études d'impact présentent un intérêt pour de très nombreuses communautés. Ainsi l'intégration de résultats de projet sur la ressource en eau (ex. : l'indice d'humidité du sol du projet ClimSec) ou sur l'agronomie (ex : projets Climator et Climfourel) seraient tout à fait pertinents.

- *Des contenus sur le passé et le présent :*

L'apport de ces données est essentiel pour réaliser des études d'impact correctes. En effet, les données observées parlent et sollicitent une mémoire du climat et une mémoire des risques, qui ne peut qu'être utile dans la perspective d'appropriation par les utilisateurs des questions liées au climat. De plus, le croisement de ces informations sur le passé avec les projections futures, permettrait de consolider le message sur le risque prévu en le relativisant par rapport au risque perçu et déjà connu.

- *Des contenus plus proches du territoire :*

Des présentations adaptées pourraient être envisagées, afin de rapprocher toujours d'avantage l'information climatique du territoire et, ainsi contribuer à une meilleure appropriation. Ceci pourrait être simplement réalisé en intégrant des couches d'information géographique pertinentes comme par exemple les Parcs Naturels Régionaux.

Conclusion

Le portail drias[CLIMAT] est le fruit d'un projet de recherche qui a bâti une infrastructure de production mettant à disposition des informations climatiques régionalisées, et le support associé permettant leurs bonnes utilisations. Ce portail dédié, supporté par Météo-France et alimenté par les principaux laboratoires de modélisation climatique français, est à ce titre un outil majeur des services climatiques français, eux mêmes au cœur de la stratégie nationale d'adaptation au changement climatique. À partir de trois espaces distincts, le portail drias[CLIMAT] permet d'accéder à des produits graphiques et numériques pour différents paramètres atmosphériques et indices issues de différentes simulations réalisées à partir de différents scénarios d'émission, modèles climatiques régionaux, et méthodes de régionalisation. Bien que le portail drias[CLIMAT] représente une avancée importante, il demeure une étape perfectible qui doit conduire vers un service pérenne, améliorant encore la démarche d'adaptation.

Remerciements : Le projet DRIAS a été financé par le programme Gestion et Impact du Changement Climatique du ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie.

Acronymes

CERFACS : Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique

CNRM : Centre National de la Recherche Météorologique

DRIAS : Donner accès aux scénarios climatiques Régionalisés français pour l'Impact et l'Adaptation de nos Sociétés et environnement

GICC : Gestion et Impact du Changement Climatique

IPSL : Institut Pierre Simon Laplace

MEDDE : Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie

ONERC : Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique

PCET : Plans Climat-Energie Territorial

SCAMPEI : Scénarios Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes

SRCAE : Schémas Climat, Air, Energie

Références bibliographiques

EU White Paper, 2009 : *Adapting to climate change: Towards a European framework for action*. 17 pp.

GFCS, 2011 : *Knowledge for action: a global framework for climate services – empowering the most vulnerable*. WMO Publications, ISBN 978-92-63-11065-7, 248 pp.

Lémond J., Dandin Ph., Planton S., Vautard R., Pagé C., Déqué M., Franchistéguy L., Geindre S., Kerdoncuff M., Li L., Moisselin J. M., Noël T. and Tourre Y. M., 2011 : DRIAS: a step toward Climate Services in France. *Adv. Sci. Res.*, 6, 179-186, doi:10.5194/asr-6-179-2011.

Lu X., 2011 : Provision of climate information for adaptation to climate change. *Clim. Res.,* 47, 83-94, doi: 10.3354/cr00950.

Pagé C., L. Terray et J. Boé, 2009 : *Dsclim: A software package to downscale climate scenarios at regional scale using a weather-typing based statistical methodology.* Technical Report TR/CMGC/09/21, SUC au CERFACS, URA CERFACS/CNRS, No1875, Toulouse, France.

Quintana-Segui P., Moigne P. L., Durand Y., Martin E., Habets F., Baillon M., Canellas C., Franchisteguy L., and Morel S., 2008 : Analysis of Near Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN analysis over France. *J. App. Meteo. Clim*., 47, 92-107.

PNACC, 2011 : *Plan National d'Adaptation*. Rapport des groupes de travail de la concertation nationale, 151 pp.

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE VA-T-IL DESTABILISER LA FILIÈRE VITI-VINICOLE DANS LE ROUSSILLON ?

Anne-Laure LEREBOULLET [1], Gérard BELTRANDO [1], Douglas K. BARDSLEY [2] et Eric ROUVELLAC [3]

[1] *Université Diderot-Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 du CNRS (Prodig), c.c. 7001, 5 rue Thomas Mann, 75205 Paris Cedex 13, France.*
[2] *Dept. Geography, Environment and Population, Univ. Adelaide, North Terrace Campus, SA 5005 Adelaïde, Australie.*
[3] *UMR 6042 du CNRS (Geolab), Univ. Limoges, 39 rue Camille Guerin, 87036 Limoges Cedex, France. anne-laure.lereboullet@etu.univ-paris-diderot.fr*

Résumé *: Les données quotidiennes de température et de précipitations de la station Météo-France de Perpignan (1925-2010) montrent une augmentation des températures moyennes de la saison végétative depuis le milieu des années 1980 et une succession d'étés particulièrement secs entre 2003 et 2010. Les données quotidiennes du modèle ARPEGE-Climat à résolution de 8 km montrent, pour les scénarios A2, A1B et B1, une possible confirmation de ces changements récents à l'horizon 2060. Couplés à des perturbations économiques, ces changements climatiques pourraient déstabiliser la filière viti-vinicole du Roussillon sur le long terme.*

Mots-clés *: Viticulture, climat méditerranéen, changement climatique, adaptation.*

Abstract: Will climate change destabilize the wine industry in Roussillon?
Daily temperature and rainfall data from the Meteo-France station "Perpignan" (1925-2010) show an increase in mean temperatures of the growing season since the middle of 1980's and a succession of particularly dry summers between 2003 and 2010. Daily data from the model ARPEGE-Climat (8km spatial resolution) show, for scenarios A1, A1B and B1, a possible confirmation of those recent changes by 2060. Adding to economic changes, climatic changes could put at risk the wine industry of Roussillon in the next decades.

Keywords*: Viticulture, Mediterranean climate, climate change, adaptation.*

Introduction

La question des impacts du changement climatique sur la viticulture a suscité de nombreuses recherches récentes en France (Beltrando et Briche, 2010 ; Briche, 2011) et dans le monde (Jones *et al.*, 2005), compte tenu de la forte sensibilité de cette activité aux variations du climat et sa forte valeur ajoutée. Traditionnellement optimales pour la production vitivinicole avec des cépages tels que le Grenache et la Syrah, les conditions climatiques du littoral méditerranéen français pourraient devenir une contrainte si elles deviennent plus chaudes et plus sèches au cours du XXIème siècle.

Par ses spécificités socio-économiques, la région Languedoc-Roussillon représente un cas intéressant pour étudier les enjeux actuels et futurs du climat pour la viticulture en milieu méditerranéen. Première région viticole de France en surface (30 % du vignoble national) et en nombre d'exploitations (26 % des exploitations viticoles), elle connaît depuis quelques décennies d'importants changements structurels dans la filière vitivinicole puisque, entre 2000 et 2010, 20 % des surfaces viticoles ont été arrachées afin de répondre à une crise de surproduction mais menant ainsi à une production de meilleure qualité. Ainsi, au sein de cette région, le Roussillon (correspondant au département des Pyrénées-Orientales) traditionnellement producteur de vins doux naturels, a vu 40 % de son vignoble arraché entre 2002 et 2010. Aujourd'hui, il ne regroupe que 11 % du vignoble régional, mais 82 % de la production bénéficie d'une AOP (Appellation d'Origine Protégée). Les caves coopératives, bien que leur nombre soit passé de 64 en 1996 à 48 en 2006, gardent une influence très forte dans le département : elles vinifiaient la récolte de 71,5 % des surfaces viticoles en 2006 (Onivins, 2011). Ces particularités font l'originalité de l'agrosystème viti-vinicole

roussillonnais et influencent la manière dont les changements climatiques sont gérés par les producteurs.

Ce travail propose (i) d'exposer succinctement les manifestations d'un changement climatique récent (1925-2010) et futur (2040-60) sur le nord du Roussillon ; (ii) d'analyser les conséquences pour les producteurs ; et (iii) de proposer des pistes quant à la capacité d'adaptation et au futur de la filière. La zone d'étude correspond à l'aire d'appellation Côtes-du-Roussillon-Villages, soit environ 2000 ha sur trente-deux communes situées dans le nord du département des Pyrénées-Orientales (figure 1).

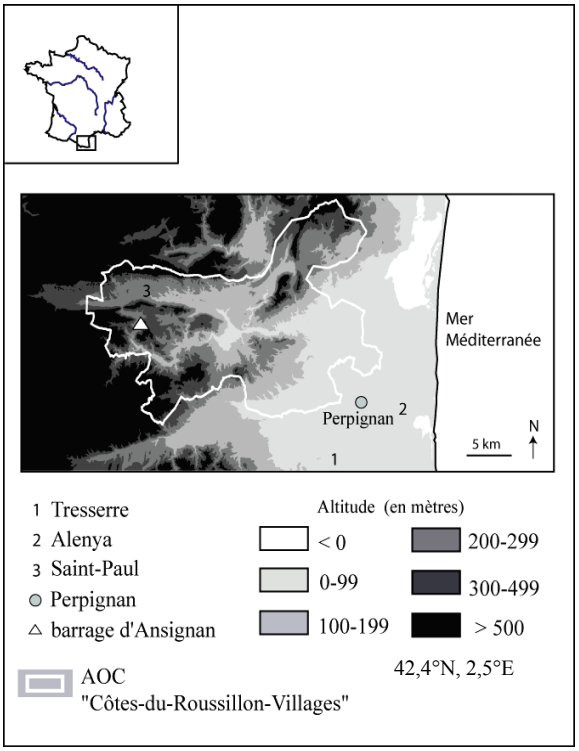


Figure 1 : Carte de localisation (données : IGN).

1. Données et méthodes

Nous disposons pour cela de données quantitatives et qualitatives. Les données climatiques sont des valeurs quotidiennes de précipitation et de température de l'air minimale et maximale sous abri. Les données observées sont issues de la station Météo-France de Perpignan (synoptique de type 0), située depuis 1925 sur l'aérodrome au nord de la ville (42,44°N, 2,52°E, alt. : 12 m). Elle est représentative des conditions climatiques méditerranéennes avec des étés chauds et secs (tableau 1) et de la plaine du Roussillon (figure 2). Les températures maximales estivales sont en moyenne 1°C plus élevées en fond de vallée (Saint-Paul) que dans la plaine (Perpignan). Les données simulées sont issues du modèle QQ-ARPEGE-V4 RETIC de Météo-France avec une résolution de 8 km sur la France (centre de la grille à 42,77°N, 2,77°E, alt. moyenne : 150 m), pour les scénarios A1B, A2 et B1 du GIEC. Les données phénologiques pour le Grenache et la Syrah ont été fournies par la Chambre d'Agriculture des Pyrénées-Orientales et couvrent la période 1986-2010 pour l'ensemble du département, à partir d'un réseau d'une cinquantaine de parcelles de référence. Un travail d'enquêtes a été effectué dans le secteur de l'aire d'appellation Côtes-du-Roussillon-Villages, en mai et octobre 2011 (onze entretiens semi-structurés auprès de viticulteurs, vignerons et caves coopératives).

Tableau 1 : Caractéristiques climatiques de la station de Perpignan, 1925-2010 (données : Météo-France).

Température moyenne annuelle	15,5°C
Température moyenne d'avril à octobre	19,5°C
Précipitations annuelles (et estivales)	590 mm (78 mm)
Indice bioclimatique de Huglin (Huglin, 1978)	2336 (tempéré chaud)

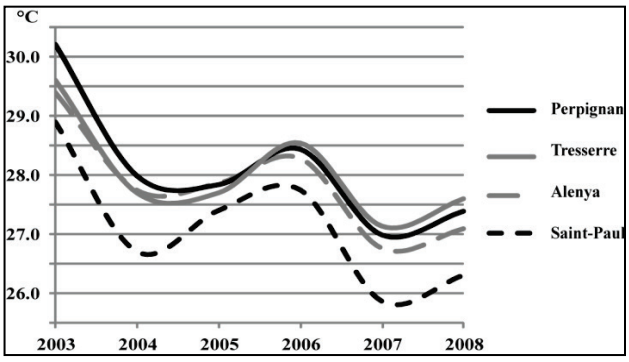


Figure 2 : Température maximale estivale (juin à août) de quatre stations, 2003-2008 (données : Météo-France).

2. Climat : changements observés (1925-2010) et simulés (2010-2060)

2.1 Température de la saison végétative

La température moyenne de la saison végétative (avril à octobre) est une référence climatique de base pour la croissance de la vigne et la qualité du raisin. La figure 3 montre son évolution de 1925 à 2010, ainsi que sa simulation pour les périodes 1950-2000 et 2001-2060, effectuée à l'aide des données Météo-France.

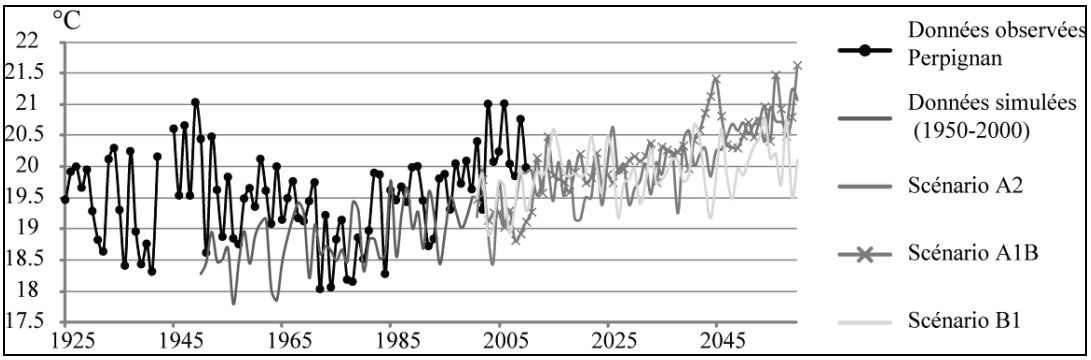


Figure 3 : Température moyenne sous abri de la saison végétative (avril-octobre) à Perpignan : observations (1925-2010) et simulations (1950-2060) sous différents scénarios (données : Météo-France).

L'évolution thermique observée à Perpignan entre 1925 et 2010 est similaire à l'évolution thermique générale de la France, également observée dans d'autres régions viticoles (Madelin *et al.* 2008 ; Briche *et al.*, 2010), avec une tendance à la hausse continue depuis le milieu des années 1980. A Perpignan, la situation thermique actuelle est comparable à celle du milieu des années 1940. Cependant, les trois scénarios climatiques retenus, malgré un biais froid moyen calculé de l'ordre de 0,6°C entre les températures mesurées à Perpignan et simulées pour la maille correspondante entre 1950 et 2000, prévoient une confirmation de l'augmentation des températures moyennes à l'horizon 2060. Celle-ci serait de l'ordre de 1 à 2°C par rapport à la moyenne 1971-2000, notamment à partir du milieu des années 2030 (figure 3).

Selon les données mesurées à Perpignan, la modification de la température moyenne dans la seconde moitié du XXème siècle est principalement le fait d'une augmentation des températures minimales (figure 4), pour lesquelles le test non-paramétrique de Pettit a permis de déterminer une rupture statistique en 1985 ($p<0,01$). Selon le scénario A1B simulé avec ARPEGE-Climat, le rythme d'augmentation des températures maximales devrait rejoindre celui des températures minimales d'ici 2060 (respectivement + 0,4 °C et + 0,3 °C par décade entre 2011 et 2060).

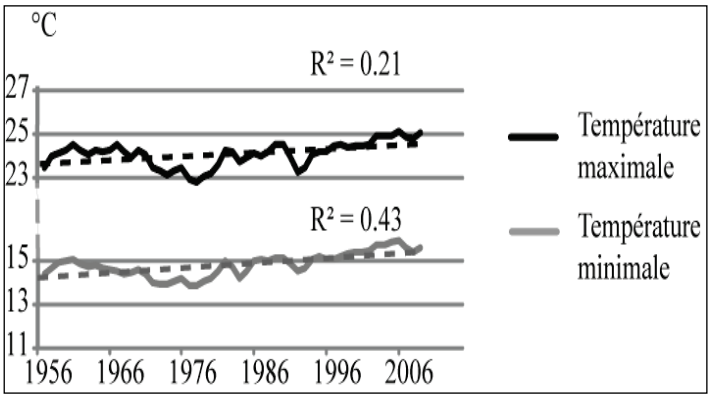


Figure 4 : Températures minimales et maximales de la saison végétative observées à Perpignan (1956-2010) avec en pointillé la droite de tendance linéaire (données : Météo-France).

Une augmentation des températures maximales estivales peut être particulièrement dommageable pour la vigne en climat méditerranéen, surtout au-delà du seuil de 35°C (« échaudage » des baies). La figure 5 présente l'évolution des fréquences de seuils thermiques estivaux possibles pour le scénario A1B. A partir des années 2030, la fréquence des T>25°C dépasse le seuil des 70 % et celle des T>30°C le seuil des 20 % (rupture statistique identifiée respectivement en 2026 et 2037 par le test de Pettitt, p<0,01). L'aléa extrêmement chaud estival en milieu méditerranéen peut être défini par un dépassement des températures minimales et maximales journalières dépassant la valeur du 95e centile (T_{95}) sur une période de référence (Küglitsch *et al.,* 2010). Pour la période 1971-2000, T_{95} = Tmax>32,8°C et Tmin>22,1°C. La simulation prévoit une augmentation de la fréquence de T_{95} à l'horizon 2060 (figure 6), avec une rupture qui semble nette à partir de 2040, notamment pour le scénario A1B.

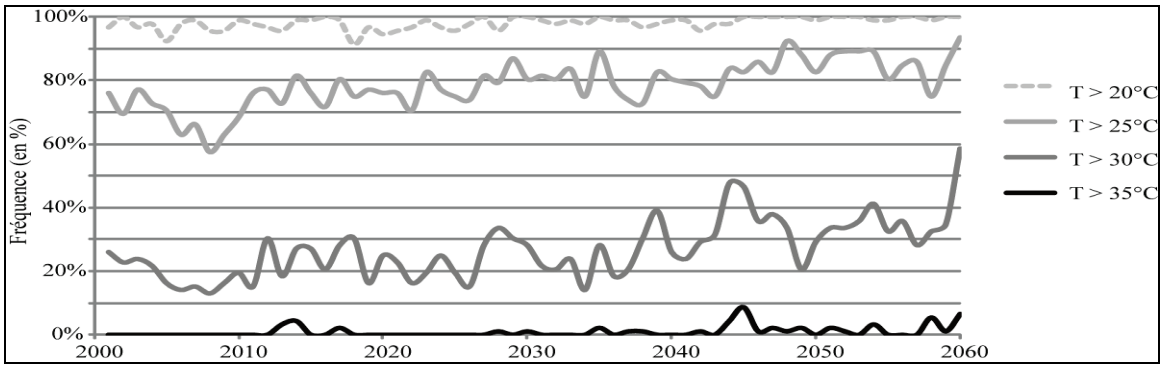


Figure 5 : Fréquence simulée pour le point de grille « Perpignan » des températures quotidiennes estivales (juin à août) au-delà de certains seuils, avec le scénario A1B, 2001-2060 (données : Météo-France).

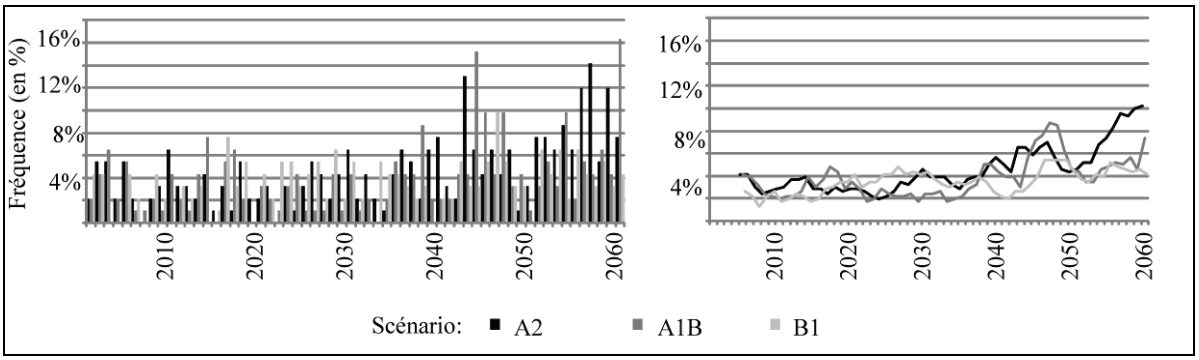


Figure 6 : a) Fréquence simulée pour le point de grille des températures estivales supérieures à T_{95} (calculé sur 1971-2000) et b) moyenne mobile simulée sur cinq ans, 2001-2060 (données : Météo-France).

2.2. Précipitations : vers une sécheresse estivale plus marquée ?

Le cumul des précipitations estivales (juin à août) tend à la baisse entre 1925 et 2010 (figure 7), avec une rupture identifiée en 1983 (p<0,01). Le modèle climatique ne semble pas modéliser correctement les anomalies positives de pluviométrie estivale, comme le montre la comparaison entre les données observées et la simulation pour la période 1950-2000. Une grande incertitude demeure sur l'évolution des précipitations estivales en milieu méditerranéen, d'autant plus qu'elles sont traditionnellement très faibles. Cependant, sans reproduire les extrêmes, les prévisions montrent des étés globalement plus secs pour l'horizon 2060, avec une moindre intercalation d'étés pluvieux. D'après une série d'entretiens réalisés en mai et octobre 2011, la principale inquiétude des producteurs repose sur un stress hydrique estival trop important. A cet égard, les huit étés entre 2003 et 2010 sont représentatifs d'une succession d'années difficiles pour la filière, avec des étés particulièrement chauds et secs par

rapport aux décennies précédentes. L'occurrence d'une telle anomalie sur plusieurs années consécutives peut empêcher les producteurs d'équilibrer leur production (en quantité et qualité) d'un millésime sur l'autre.

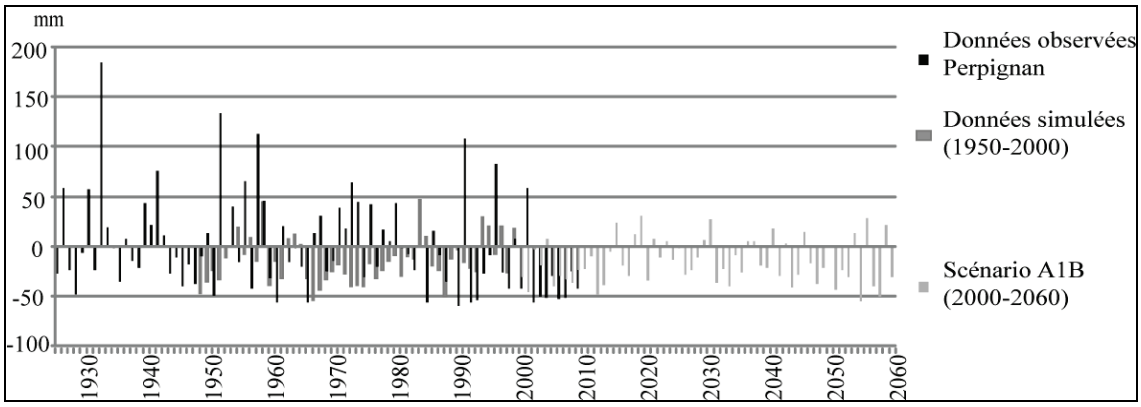


Figure 7 : Anomalie de la pluviométrie estivale (juin-juillet-août) par rapport à la moyenne 1971-2000 (P = 79,6 mm) observée à Perpignan (1925-2010) et simulée pour le point de grille (1950-2060) ; données : Météo-France.

3. Impacts de ces changements sur l'agrosystème vitivinicole

Une élévation des températures minimales lors de la saison végétative peut avoir un impact négatif sur la qualité de la vendange, notamment sur les arômes et la coloration (Tonietto, 1999 ; Mori *et al*., 2007). Entre la floraison (juin) et la véraison (juillet), un stress hydrique trop important pénalise la croissance des baies et donc le volume de la récolte. En août, de la véraison à la maturité, il peut entraîner des décalages entre la maturation technologique (teneur en sucres) et phénolique (couleurs et arômes) (Attia, 2007).

L'étude des stades phénologiques des cépages Grenache et Syrah entre 1986 et 2010 montre une corrélation entre les températures quotidiennes des trois mois précédents le stade et la date du stade atteinte à l'échelle de tout le département des Pyrénées-Orientales. Elle est montrée dans le tableau 2 pour les stades suivants : débourrement, floraison et jour théorique de maturité (J_{12})[12].

Tableau 2 : Corrélation (r) entre le stade phénologique et la température quotidienne des trois mois précédents le stade, 1986-2010. Tx = température maximale, Tn = température minimale (données : Chambre d'Agriculture).

	Débourrement Janvier-Février-Mars	**Floraison** Avril-Mai-Juin	**J_{12}** Juin-Juillet-Août
Grenache	Tx -0,77	Tx -0,65	Tx -0,68
	Tn -0,71	Tn -0,50	Tn -0,68
Syrah	Tx -0,73	Tx -0,47	/
	Tn -0,76	Tn -0,32	/

Des printemps et étés plus chauds pourraient donc mener à des saisons végétatives plus précoces, voire plus courtes. Cela représente trois risques majeurs pour les viticulteurs : l'apparition du risque gélif printanier ; une maturation des baies non seulement dans un climat globalement plus chaud, mais aussi à une période plus chaude de l'été (début août) ; et une réduction mécanique des rendements due à une saison de croissance plus courte (Payan *et al*., 2011).

[12] On calcule, à partir des relevés de maturité disponibles, le jour où le degré d'alcool théorique contenu dans la baie atteint 12°. Cette méthode permet d'approximer une date de vendange théorique, quand les données sur les dates de vendanges sont indisponibles et/ou très fortement corrélées à des facteurs non climatiques.

Dans le Roussillon, la sécheresse des huit dernières années a entraîné des rendements très bas, parfois seulement 5 hL/ha pour des parcelles de Grenache ou de Syrah, alors que le maximum autorisé est de 45 hL/ha (entretiens, 2011). Mécaniquement, à prix égal, des rendements très bas pénalisent financièrement les producteurs. En 2009, le rendement moyen dans les Pyrénées-Orientales était le plus faible de France, avec 25 hL/ha, contre 49 hL/ha à l'échelle nationale (Onivins, 2011). Une irrigation au goutte-à-goutte pourrait être un solution à la faiblesse des rendements dus à des étés particulièrement chauds et secs (Soar *et al.,* 2006). Une étude préliminaire de la Chambre d'Agriculture du département a montré que la mise en place de l'irrigation sur quatre kilomètres dans la vallée de l'Agly, en aval du barrage d'Ansignan, coûterait aux viticulteurs environ 700 euros par hectare et par an, ajoutés au coût de raccordement au réseau collectif, sachant que le revenu moyen d'un coopérateur est de 2400 euros par hectare et par an. La faiblesse structurelle des revenus, la petite taille et l'émiettement des parcelles, la concurrence avec l'arboriculture et la situation économique de la filière dans la région ne favorisent pas la mise en place de nouvelles pratiques.

Conclusion : un avenir incertain pour la viti-viniculture en Roussillon

Les simulations d'ARPEGE-Climat prévoient une augmentation des températures et une diminution de la pluviométrie estivale à l'horizon 2060. Les étés chauds et très secs de 2003 à 2010 ont montré que, dans un contexte social et économique instable, la capacité d'adaptation des producteurs, économiquement fragiles, était faible. A terme, la filière pourrait donc être menacée par la conjonction des risques climatiques et économiques. Maintenir le système coopératif dans la région pourrait constituer un élément de mitigation du risque climatique.

Remerciements : Nous remercions Météo-France et la Chambre d'Agriculture des Pyrénées-Orientales pour nous avoir fourni les différentes données analysées.

Bibliographie

Attia F., 2007 : *Effets du stress hydrique sur le comportement écophysiologie et la maturité phénolique de la vigne*. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Toulouse, 194 p.

Beltrando G. et Briche E., 2010 : Changement climatique et viticulture, du constat actuel aux prévisions des modèles pour le XXIe siècle : l'exemple champenois. *Echogeo*, 14, http://echogeo.revues.org/12216.

Briche E., 2011 *: Changement climatique dans le vignoble de Champagne: Modélisation thermique à plusieurs échelles spatio-temporelles (1950-2100)*. Thèse de doctorat, Université Paris-Diderot, 263 p.

Jones G., White M., Cooper O. et Storchmann K., 2005 : Climate change and global wine quality. *Climatic Change*, 73, 3, 319-343.

Küglitsch F., Toreti A., Xoplaki E., Della-Marta P., Zerefos C., Türkes M., Luterbacher J., 2010: Heat wave changes in the eastern Mediterranean since 1960. *Geophysical Research Letters*, 37 doi:10.1029/2009GL041841

Madelin M., Chabin J.P., Bonnefoy C., 2008 : Global warming and its consequences on the Beaune vineyards. *Enometrica*, 1, 2, 9-19.

Mori K., Goto-Yamamoto N., Kitayama M., Hashizume K., 2007 : Loss of anthocyanins in red-wine grape under high temperature. *Journal of Experimental Botany*, 58, 8, 1935-45.

Onivins, 2011 : *Structures de l'appareil de production*. Statistiques en lignes sur www.onivins.fr

Payan I., Salançon E., Geneyet B., Jacquet O., 2011 : *Les effets de l'irrigation au vignoble.* www.vignevin-lr.com

Soar C., Speirs J., Maffei S., Penrose A., McCarthy M., Loveys B., 2006 : Grape vine varieties Shiraz and Grenach differ in their stomatal response to VDP. *Australian Journal of Grape and Wine Research*, 12, 2-12.

Tonietto J., 1999 : *Les macroclimats viticoles mondiaux et l'influence du mésoclimat sur la typicité de la Syrah et du Muscat de Hambourg dans le sud de la France: méthodologie de caractérisation*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure Agronomique, Montpellier, 216 p.

VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR (1950-2009) DANS LE DÉPARTEMENT DE LA DRÔME (RÉGION RHÔNE-ALPES, FRANCE)

Eve LEROY [1], Sandra ROME [2] et Sylvain BIGOT [2]

[1] *Laboratoire EDYTEM, Bâtiment Pôle Montagne, Campus scientifique, Université de Savoie, F-73376 Le Bourget du Lac cedex, France. eve.leroy@univ-savoie.fr*

[2] *Université Joseph Fourier, LTHE (UMR 5564, UJF-CNRS-IRD), bâtiment OSUG-B, Domaine Universitaire, BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France. sandra.rome@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr*

Résumé *: Ce travail présente quelques résultats de la première phase du programme GICC-DECLIC (Drôme : Eau, Climat et Impact liés aux Changements), montrant ici les variations thermiques récentes (1950-2009) dans la Drôme. Les réanalyses SAFRAN issues de Météo-France sont utilisées pour déterminer et spatialiser l'évolution des températures moyennes mensuelles dans ce département de la région Rhône-Alpes. La diversité du relief est prise en compte à partir d'une discrimination des variations climatiques selon trois classes d'altitude. Les résultats montrent que le réchauffement est plus intense d'une part, en mai, juin et août et, d'autre part, aux hautes altitudes (> 1000 m) que dans le sillon rhodanien, les espaces de vallées et de collines.*

Mots-clés *: Changement climatique, département de la Drôme, saisons, température, altitude.*

Abstract: Air temperature spatio-temporal variability (1950-2009) in the Drôme department (Rhône-Alpes region, France).

This paper presents some results of the first step of the GICC-DECLIC program, showing the recent temperature variations (1950-2009) in Drôme (France). Météo-France SAFRAN reanalyses are used to spatialize monthly mean temperatures variability in this Rhône-Alpes department. The topography contrasts are taken into account with a discrimination of climatic variations according to three altitude categories. Results show a more intense warming during May, June and August and a higher sensibility of high altitude (> 1000 m) during the winter than the valleys.

Keywords*: Climate change, Drôme Department, seasons, temperature, elevation.*

Introduction

L'étude de l'évolution des climats à l'échelle départementale ou régionale est une préoccupation croissante tant pour la communauté scientifique que pour les acteurs territoriaux. Elle vise à caractériser les variations climatiques récentes et à définir les futures évolutions afin de mettre en place des stratégies d'adaptation sur des échelles spatiales opérationnelles telles que la région ou le département. Ces stratégies cherchent à réduire la vulnérabilité des territoires étudiés face aux changements climatiques. Le programme GICC-DECLIC (Gestion et Impacts du Changement Climatique - Drôme : Eau, Climat et Impact liés aux Changements) s'inscrit dans cette démarche en réunissant dans un partenariat, une collectivité territoriale, La Drôme, et une équipe de scientifiques issus de trois laboratoires (LTHE, UMR 5564 CNRS-UJF-IRD ; ESPACE, UMR CNRS 6012 et PACTE-Territoires, UMR 5591 CNRS-IEP-UMPF-UJF). L'objectif de ce programme est d'étudier certains impacts liés aux changements climatiques et de proposer des mesures d'adaptation nécessaires (Rome *et al.*, 2010). La première étape de l'élaboration d'une stratégie est un diagnostic des variations climatiques récentes sur le territoire drômois.

Le département de la Drôme, couvrant 6530 km², présente un relief varié, de 45 m à Pierrelatte au sud-ouest jusqu'à 2456 mètres aux aiguilles de Lus-La-Croix-Haute à l'Est (figure 1). Il se situe au carrefour de trois principales influences climatiques ; sur les 8 types de climats en France définis par Joly *et al*. (2010), la Drôme en compte 7, à savoir les climats 1) de montagne, 2) semi-continental des marges montagnardes, 3) océanique franc, 4) océanique altéré, 5) méditerranéen altéré, 6) méditerranéen franc, et 7) 'Bassin du sud-ouest'. Ces diversités topographique et climatique se ressentent sur les températures (figure 2).

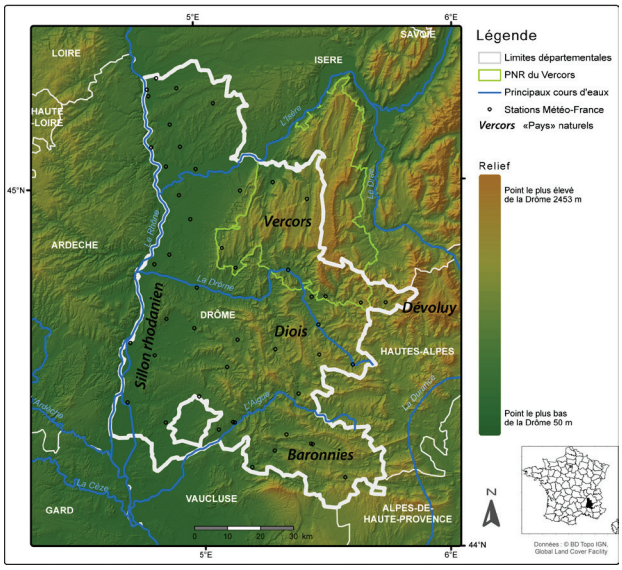


Figure 1 : Localisation et topographie de la Drôme (document issu du programme DECLIC).

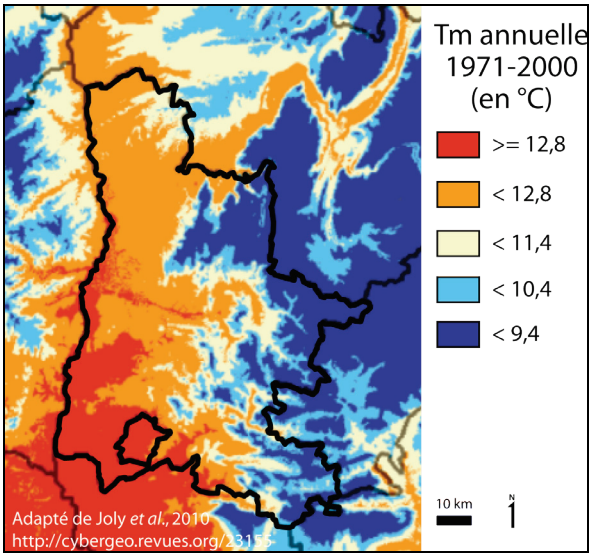


Figure 2 : Température moyenne annuelle (1971-2000) dans la Drôme. Adapté de Joly *et al.*, 2010.

1. Les données thermiques issues des réanalyses SAFRAN

Les variations thermiques sont étudiées grâce aux valeurs de température moyenne (Tm) mensuelles issues de la base des réanalyses SAFRAN (Météo-France), à partir d'une grille de 8 × 8 km et sur une période de 50 ans (1959-2009). Afin de dégager des tendances en fonction de l'altitude, les données en points de grille ont ensuite été moyennées par tranche altitudinales, avec 1) une zone de plaine comprenant le sillon rhodanien, les basses vallées de l'Isère, de la Drôme et de l'Aygue (altitude < 500 mètres), 2) une zone de collines avec le Nord Drômois, les points bas du Vercors, du Diois et des Baronnies (500-1000 m) et 3) une zone de montagne avec les massifs du Vercors, du Diois et des Baronnies (>1000 m).

D'après les données SAFRAN, la température moyenne annuelle est de 7°C en montagne, de 9,2°C entre 500 et 1000 m et 11,8°C en plaine. Le gradient thermique altitudinal moyen annuel drômois calculé est de -0,53°C/100 m, ce qui est conforme aux gradients préalpins français calculés à partir de données stationnelles (Dumas et Rome, 2009).

2. Méthodes utilisées

2.1. Tests d'homogénéités et de tendance

Le test d'homogénéité de Pettitt (1979) est un test non paramétrique fréquemment utilisé dans la détection de rupture sur des séries chronologiques ; il permet de détecter un instant *t* où le régime des Tm aurait évolué. La détection de cet instant *t* sur la série entière permet d'établir la rupture la plus franche tandis que la détection mensuelle permet d'entrer dans les détails des sensibilités saisonnières et altitudinales.

Le test est conduit sur les données de la grille SAFRAN pour la période 1959-2009, d'abord sur l'ensemble de la série puis mensuellement ; enfin, il est réalisé pour les trois classes d'altitude à l'échelle annuelle.

Un test de tendance de Mann-Kendall (Mann, 1945) est mené parallèlement au test de rupture pour déterminer l'existence d'une évolution continue des Tm de la Drôme. Tout comme le test de Pettitt, il est effectué tout d'abord sur l'intégralité de la série puis mensuellement.

2.2. Evolution des températures moyennes

L'évolution des Tm est extraite par un calcul des pentes (*a*) mensuelles issues de droites de régression effectuées sur l'ensemble de la série (1959-2009) pour chaque point de grille SAFRAN. Les résultats sont représentés sous forme graphique et cartographique afin de détecter les espaces (pixels de 64 km²) et les mois les plus sensibles aux variations climatiques dans la Drôme. L'évolution des Tm est également montrée en discriminant les trois classes d'altitude avant et après une rupture significative détectée sur la période étudiée.

3. Résultats et discussion

3.1. Des tendances thermiques significatives et une rupture en 1987

Une rupture statistique est détectée en 1987 sur la température moyenne annuelle (figures 3 et 4). Cette rupture correspond aux résultats de Bigot et Rome (2010) dans les Préalpes françaises. Une tendance est également établie pour la Tm des trois étages d'altitude étudiés. Le changement de Tm entre 1959-1986 et 1988-2009 est très net quelle que soit l'altitude considérée (figure 3) avec une augmentation de la température moyenne de l'air un peu plus importante en montagne (+1,2°C) qu'aux altitudes inférieures (+1,1°C).

La figure 4 confirme la tendance des Tm annuelles à la hausse avec une augmentation moyenne de +1,1°C avant et après rupture.

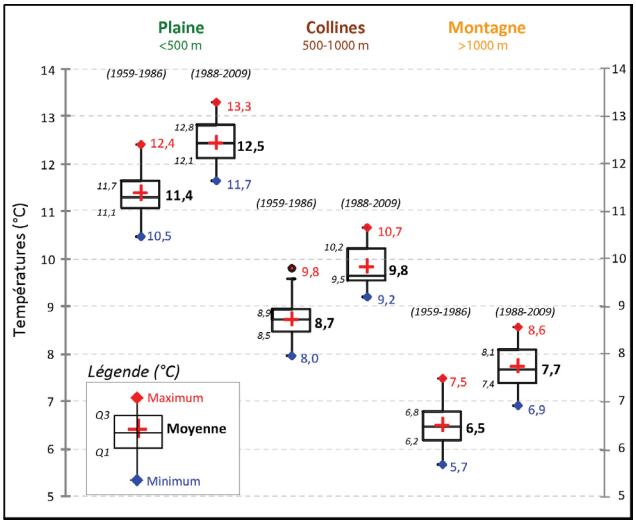


Figure 3 : Statistiques descriptives des données SAFRAN analysées pour les 3 zones altitudinales. La « boite à moustaches » montre les valeurs moyennes, minimales, maximales de Tm, les 1er et 3ème quartiles et les extrêmes.

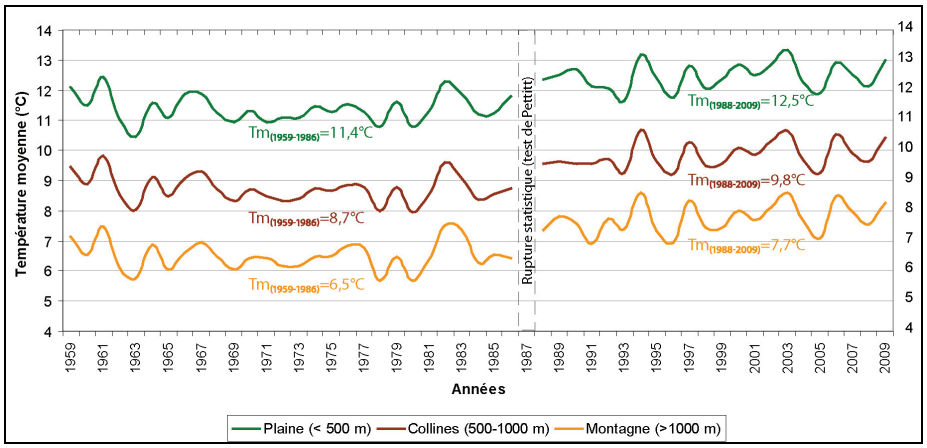


Figure 4 : Evolution interannuelle (1959-2009) des températures moyennes dans le département de la Drôme par classes d'altitude (valeurs issues des données SAFRAN de Météo-France pour la fenêtre drômoise).

Le tableau 1 résume les résultats des tests de Pettitt et Mann-Kendall. A l'échelle mensuelle, certaines spécificités se dégagent par cette étude des ruptures et tendances. Les zones de montagnes (> 1000 m) semblent plus sujettes aux ruptures et tendances pendant l'hiver (décembre et janvier) alors que les autres altitudes ne détectent pas de changement dans leurs séries climatiques. Certains mois ne présentent ni ruptures, ni évolutions et sont donc considérés homogènes sur l'ensemble de la période (mois de février, septembre et novembre).

Tableau 1 : Résultats des tests de rupture de Pettitt et de tendance de Mann-Kendall pour les 3 classes d'altitude étudiées. Les lettres O et N (Oui, Non) indiquent s'il existe une tendance significative ; l'année de rupture est indiquée.

Mois/année	Tests effectués	Plaine (< 500m)	Colline (500-1000m)	Montagne (> 1000 m)
Décembre	Pettitt	N	N	1982
	Mann-Kendall	O	O	O
Janvier	Pettitt	N	N	1987
	Mann-Kendall	N	N	O
Février	Pettitt	N	N	N
	Mann-Kendall	N	N	N
Mars	Pettitt	1987	1988	1988
	Mann-Kendall	N	N	N
Avril	Pettitt	1994	N	1994
	Mann-Kendall	O	N	O
Mai	Pettitt	1987	1987	1991
	Mann-Kendall	O	O	O
Juin	Pettitt	1992	1992	1992
	Mann-Kendall	O	O	O
Juillet	Pettitt	1981	1981	1981
	Mann-Kendall	O	O	O
Août	Pettitt	1985	1986	1986
	Mann-Kendall	O	O	O
Septembre	Pettitt	N	N	N
	Mann-Kendall	N	N	N
Octobre	Pettitt	1984	N	N
	Mann-Kendall	O	N	O
Novembre	Pettitt	N	N	N
	Mann-Kendall	N	N	N
Année	Pettitt	1987	1987	1987
	Mann-Kendall	O	O	O

Lorsqu'une rupture est présente (test de Pettitt), une tendance (test de Mann-Kendall) est également repérée et inversement. Seul le mois de mars présente un résultat atypique, puisque malgré une rupture marquée en 1987 sur les trois classes d'altitude, le test de Mann-Kendall ne détecte pas de tendance, même si une tendance à l'augmentation des températures est bien présente ce mois (figures 5 et 6).

3.2. Une augmentation de la température tous les mois, sauf exception

La comparaison des régimes thermiques mensuels avant et après rupture montre clairement une tendance à l'augmentation des températures tout au long de l'année, sauf en septembre (figure 5). Cette augmentation atteint son maximum pendant l'été et spécialement au mois d'août.

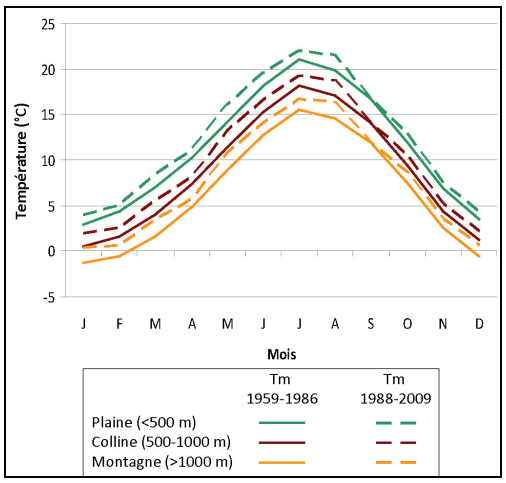


Figure 5 : Evolution mensuelle des températures moyennes issues des données SAFRAN (période 1959-2009) et classées par tranches altitudinales, avant et après la rupture de 1987.

La figure 6 confirme une évolution des températures vers un réchauffement perceptible pour la majorité des mois. On observe particulièrement une augmentation forte sur l'ensemble du département durant les mois de mai, juin et août. Localement, des augmentations de +4°C depuis 1959 sont enregistrées, soit près de huit fois le taux de réchauffement indiqué par le GIEC (2007). Cela traduit un réchauffement très rapide des températures moyennes de l'air durant l'été. Le mois de septembre en particulier semble plus sujet à la diminution des Tm qu'à l'augmentation. L'amplitude de cette diminution est cependant très inférieure à celle des augmentations de température des autres mois, faisant plutôt penser à une absence de variation en septembre qu'à un véritable refroidissement. Durant l'hiver, un gradient altitudinal d'augmentation des températures est remarqué.

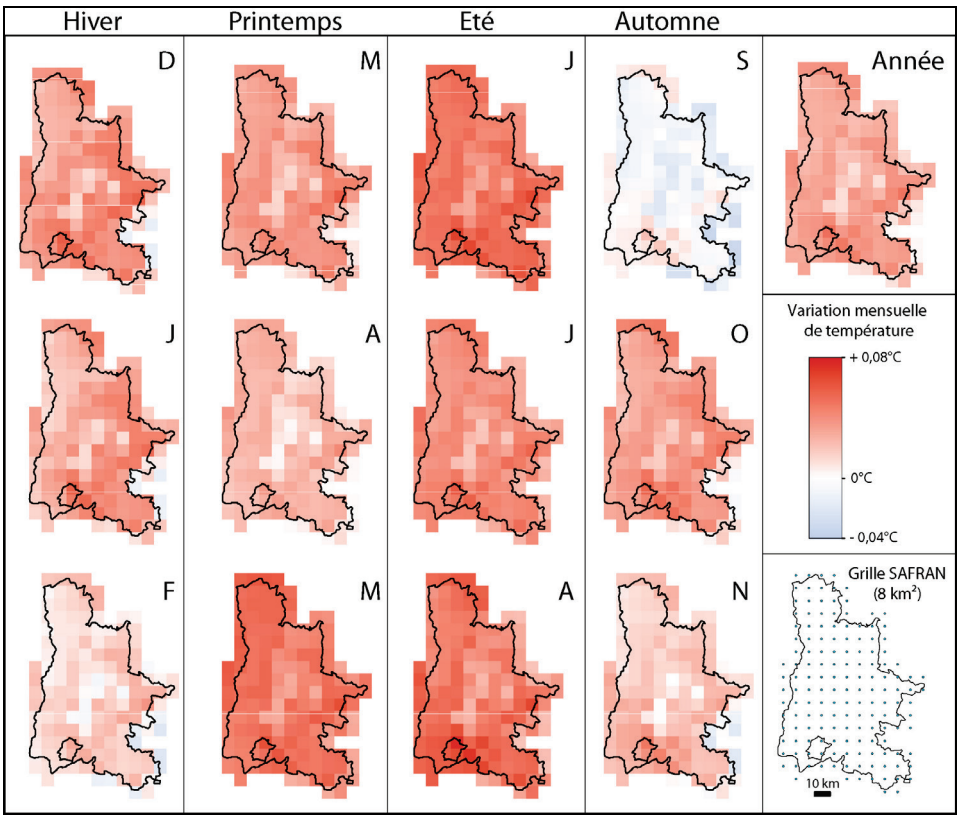


Figure 6 : Variation mensuelle de la température moyenne (en °C/an) sur la période 1959-2009 calculée à partir des coefficients *a* de droites de régression (*i.e.* de combien la température a augmenté ou baissé par an en fonction des mois considérés), pour chaque maille SAFRAN couvrant la Drôme.

Les zones de montagne à l'Est du département se réchauffent à un rythme plus intense que les zones de collines et de montagne. La relation entre altitude et réchauffement climatique dans les Alpes est un sujet de désaccord entre scientifiques. En effet, certains auteurs affirment un lien marqué entre ces paramètres (Beniston *et al*., 1997 ; Prudent-Richard *et al*., 2008) tandis que d'autres soutiennent un réchauffement plus uniforme de l'ensemble des Alpes (Auer *et al*., 2007 ; Dumas et Rome, 2009). Dans le département de la Drôme, les deux hypothèses se vérifient. L'hiver, les hautes altitudes sont plus sensibles au réchauffement climatique que les zones inférieures à 1000 m tandis que pendant l'été, c'est bien l'ensemble du département qui est soumis à un réchauffement sans spécificité des zones d'altitude. Cette sensibilité particulière des hautes altitudes l'hiver risque de poser rapidement un problème quant à la fréquentation touristique des stations de ski drômoises. Une tendance inverse (donc à la diminution des températures) est néanmoins remarquée au sud-est des contreforts du Vercors où un topoclimat semble évoluer différemment du reste du département.

Conclusion

L'analyse de l'évolution récente des températures moyennes mensuelles du département de la Drôme à partir des réanalyses SAFRAN (1959-2009) montre des évolutions sensibles. La Drôme a connu une rupture thermique marquée en 1987, traduisant l'évolution du climat vers des influences plus chaudes, de l'ordre de +1,1°C à l'échelle annuelle.

De plus, un réchauffement rapide est surtout perceptible en été, atteignant localement 4°C/an, soit près de huit fois plus que la valeur estimée par le GIEC (2007). L'augmentation de températures n'est pas homogène, ni au cours de l'année, ni dans l'espace ; l'automne et la fin de l'hiver semblent moins sensibles au réchauffement, en particulier le mois de septembre. Durant l'hiver, une sensibilité particulière des zones de montagne (altitude>1000 m) est enregistrée. Cette dernière n'est pas sans poser problème pour la pérennité des stations de ski drômoises. Le réchauffement, de l'ordre de +1,1°C sur la période 1959-2009, est un peu plus important au-delà de 1000 mètres (+1,2°C).

La fin du programme GICC-DECLIC consiste à organiser un « porter à connaissance » faisant état de l'impact du réchauffement en cours sur les différents secteurs d'activité étudiés (agriculture, foresterie et tourisme).

Remerciements : Les auteurs tiennent à remercier Météo-France pour l'accès aux données SAFRAN-France pour la période 1959-2009.

Références bibliographiques

Auer I., Böhm R., Jurkovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersbök M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Müller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stastny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Cegnar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovic Z., Nieplova E., 2007 : HISTALP-historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27(1), 17-4166. (doi:10.1002/joc.1377).

Beniston M., Diaz H. F., Bradley R. S., 1997 : Climatic Change at high elevation sites : an overview. *Climatic Change*, 36, 233-251.

Bigot S. et Rome S., 2010 : Contraintes climatiques dans les Préalpes françaises : évolution récente et conséquences potentielles futures. *EchoGéo*, 14, mis en ligne le 16 décembre 2010. URL : http://echogeo.revues.org/12160.

Dumas D. et Rome S., 2009 : Evolutions des températures minimales dans les Alpes depuis 1960. *Geographia Technica*, numéro spécial, 145-150.

GIEC, 2007 : *Résumé à l'intention des décideurs*. In : *Changements climatiques 2007 : Les éléments scientifiques,* Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, [Solomon S., A. Quin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éds.)], Cambridge University Press, Cambridge, UK et New York, NY, USA.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M. et Wavresky P., 2010 : Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography*, article 501, mis en ligne le 18 juin 2010, URL : http://cybergeo.revues.org/23155 ; DOI : 10.4000/cybergeo.23155.

Mann H. B., 1945: Non Parametric Test Against Trend. *Econometrika*, 13, 245-259.

Pettitt A. N., 1979 : A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28, 126-135.

Prudent-Richard G., Gillet M., Vengeon J-M., Descotes-Genon S., 2008 : *Changement climatique dans les Alpes : impacts et risques naturels*. Rapport technique n°1, ONERC, 100 p.

Rome S., Bigot S., Dubus N. et Anquetin S., 2010 : Climate Change's impacts in the Drôme department (southeastern France): the GICC-DECLIC Project (2010-2012). *European Geoscience Union, Geophysical Research Abstracts*, Vienne, Autriche.

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'ENNEIGEMENT DE MOYENNE MONTAGNE : L'EXEMPLE DU SITE DU COL DE PORTE EN CHARTREUSE

Bernard LESAFFRE, Yves LEJEUNE, Samuel MORIN, Jean-Michel PANEL et Daniel PONCET

Météo-France - CNRS, CNRM-GAME, Centre d'Etudes de la Neige, 1441 rue de la piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères, France
bernard.lesaffre@meteo.fr, yves.lejeune@meteo.fr, samuel.morin@meteo.fr, jean-michel.panel@meteo.fr, daniel.poncet@meteo.fr.

Résumé : *Le Centre d'Etudes de la Neige (CEN) dispose d'un jeu de données nivo-météorologiques hivernales complètes et contrôlées depuis décembre 1960 sur le site expérimental du col de Porte (1325 m d'altitude, massif de la Chartreuse, près de Grenoble, France). Ce jeu de données permet d'étudier les conséquences du changement climatique sur les conditions d'enneigement sur un site de moyenne montagne. On y observe une tendance à la hausse des températures, et à la diminution de l'enneigement. La signification de ces tendances est confirmée par des tests statistiques (méthode de Monte Carlo). En revanche, si une tendance à la baisse des précipitations semble se dessiner, elle n'est pas confortée par ces mêmes tests.*

Mots-clés *: Climat, enneigement, moyenne montagne.*

Abstract: Impact of climate change on snow cover in mid altitude mountain regions: example of the Col de Porte site in Chartreuse.
The Centre d'Etudes de la Neige (CEN; Snow Research Center) has a set of winter snow and weather data complete and controlled since December 1960 on the experimental site of Col de Porte (1325 m altitude, Chartreuse mountain ranges, near Grenoble, France). This dataset allows to study the consequences of climate change on snow conditions at a mid altitude mountain site. It appears that there is a trend to higher temperatures and less snow. The significance of these trends is confirmed by statistical tests (Monte Carlo). However, if a downward trend in precipitation appears to be emerging, it is not supported by these tests.

Keywords: *Climate, snow, mid altitude mountain.*

Introduction

Les mesures nivo-météorologiques en moyenne montagne en France sont effectuées au sein de différents réseaux d'observation (réseau nivo-météorologique, réseau CEDONIGLA (Navarre, 1984), réseau climatologique de Météo-France). Certains postes ont cessé leurs observations, d'autres ont été créés dans un passé assez proche ; par ailleurs certains postes du réseau nivo-météorologique, tributaires de l'activité des stations de ski, ont un fonctionnement parfois interrompu. De ce fait, les séries de données complètes sur des durées longues ne sont pas très nombreuses dans les différents massifs français.

Le site expérimental du col de Porte (1325 m d'altitude, massif de la Chartreuse, près de Grenoble, France) est consacré depuis 1960 à l'étude du manteau neigeux (Poggi, 1966 ; Obled, 1971 ; Martin et David, 1997 ; Morin *et al.*, 2012). En particulier, ce site expérimental intègre toute l'instrumentation nécessaire, parfois issue de développements spécifiques, pour mesurer en continu les conditions météorologiques (température de l'air, humidité relative, vitesse du vent, précipitations solides et liquides) et les propriétés essentielles du manteau neigeux (hauteur, équivalent en eau). En outre, des mesures hebdomadaires manuelles complètent la caractérisation de l'état du manteau neigeux (type de grain, température, masse volumique, teneur en eau liquide, résistance à l'enfoncement). Ce jeu de données rare a été utilisé dans le passé pour développer et évaluer les modèles numériques permettant de simuler l'évolution temporelle des propriétés du manteau neigeux, tel le modèle Crocus développé au CEN (Brun *et al.*, 1989, 1992, 2012).

Par ailleurs, ces données, complètes et contrôlées depuis 1960 au pas de temps quotidien sur la période allant de décembre à avril de chaque saison hivernale, permettent d'étudier l'impact des variations climatiques sur l'enneigement de moyenne montagne. De plus, la situation de ce laboratoire près d'un col évite de superposer des effets topographiques aux aléas climatiques. On n'y observe pas, l'hiver, de phénomènes de stagnation d'air froid, comme en fond de vallée ou sur les plateaux encaissés.

1. Définitions des paramètres mesurés

Le site expérimental du Col de Porte, créé en 1959, a pour objet l'étude de la neige et de ses propriétés, à des fins d'hydrologie, de prévision du risque d'avalanche et, plus récemment, d'étude de l'interaction avec le climat. De ce fait, les mesures n'y sont effectuées qu'une partie de l'année. Dans le passé, elles n'avaient lieu qu'au cours de la période d'enneigement, donc variable selon les hivers. Depuis 1993, elles sont complètes entre le 20 septembre et le 10 juin de chaque saison. Toutefois, sur l'ensemble des hivers, de 1960 à nos jours, les données sont complètes du 1er décembre au 30 avril, même en l'absence de neige au sol.

1.1. Températures

La température de l'air est mesurée dans un abri météorologique classique des réseaux météorologiques. La particularité sur ce site réside dans le fait que la hauteur de cet abri au-dessus du manteau neigeux est ajustable. Ceci permet de maintenir cet abri à environ 1,50 m du manteau neigeux ou du terrain.

Pour chaque journée la température moyenne est définie comme étant la moyenne entre sa valeur minimale et sa valeur maximale.

Pour chaque hiver, la température moyenne est définie comme étant la moyenne des températures moyennes quotidiennes entre le 1er décembre et le 30 avril (151 ou 152 valeurs).

1.2. Hauteurs de neige

La hauteur de neige au sol est actuellement mesurée au pas horaire, de façon automatique (capteur à ultra-sons). Cette mesure était auparavant effectuée par lecture de perches graduées.

Pour chaque journée la hauteur de neige est définie par sa valeur à une heure fixe (en général, 6 h U.T.C.).

Pour chaque hiver, la hauteur de neige moyenne est définie comme étant la moyenne des hauteurs de neige quotidiennes entre le 1er décembre et le 30 avril (151 ou 152 valeurs).

1.3. Précipitations

Les précipitations sont mesurées par un pluviomètre à augets basculeurs ou à pesée en continu, doté d'un système de chauffage pour les précipitations neigeuses (voir Morin *et al.*, 2012, pour de plus amples détails sur l'instrumentation). Cette donnée, disponible au pas horaire, s'exprime pour la neige comme pour la pluie par la lame d'eau équivalente, en millimètres ou kg m^{-2}.

Pour chaque hiver, on retiendra le cumul des précipitations entre le 1er décembre et le 30 avril.

1.4. Durée d'enneigement au-dessus d'un seuil

Pour les durées d'enneigement au-dessus d'un seuil, la période peut démarrer avant le 1er décembre ou se terminer après le 30 avril. Cette durée est définie comme étant le nombre de

jours pour lesquels la hauteur de neige a été supérieure à ce seuil, même si l'enneigement a présenté des interruptions. Nous avons retenu les seuils de 0 cm et 100 cm.

1.5. Le rapport entre le cumul de neige fraîche et le cumul des précipitations

Les hauteurs de neige fraîche quotidiennes sont mesurées au pas de 24 heures sur une planche à neige dégagée après chaque mesure. En l'absence de mesures directes, cette donnée peut être correctement estimée par l'analyse des hauteurs de neige fournies par le capteur à ultrason et des mesures de tassement des couches internes du manteau neigeux.

Pour s'affranchir un peu de la grande variabilité inter annuelle du cumul des précipitations et se focaliser sur la part neigeuse des précipitations pour un hiver donné, il est possible d'examiner le rapport entre le cumul de neige fraîche exprimé en centimètres et le cumul des précipitations totales exprimé en millimètres.

En moyenne, lorsqu'il y a des chutes de neige, on a une relation proche de 1 cm de neige pour 1 mm de lame d'eau équivalente (Pahaut, 1975). Le rapport entre cumul de neige fraîche et précipitations totales est proche de 1 s'il n'y a que des chutes de neige, et diminue si les occurrences de pluie jouent un rôle plus important.

2. Les tendances observées

2.1. Méthode

Pour chacune des variables retenues, une droite de régression linéaire en fonction du temps a été établie. La pente de cette droite représente la tendance, qui est exprimée en variation de la variable par décennie. A cette droite de régression est associé un coefficient de corrélation avec la série chronologique de la donnée.

Dans le but de qualifier le degré de confiance accordée à cette tendance, on utilise la méthode de Monte Carlo ainsi définie : on procède à un grand nombre (10000) de tirages aléatoires de l'ordre de la série de données. Pour chacun de ces tirages, on établit la droite de régression linéaire et on calcule le coefficient de corrélation correspondant. Le degré de confiance de la tendance est défini comme étant le pourcentage de tirages pour lesquels on obtient un coefficient de corrélation inférieur à celui relatif à la série chronologique. La tendance est jugée significative si ce pourcentage est supérieur à 95 %.

2.2. Résultats

La figure 1 représente les tendances sur la température et la hauteur de neige moyennes entre le 1er décembre et le 30 avril pour la période de 1960 à 2011. La première chose que l'on observe, et cela vaut également pour les autres variables, est la grande variabilité interannuelle des valeurs. Cette variabilité s'observe également à l'échelle de plusieurs années. Cependant, la tendance à la hausse des températures moyennes ainsi que la tendance à la baisse des hauteurs de neige moyennes sont claires, avec un degré de confiance élevé.

La figure 2 représente les tendances sur les durées d'enneigement au-dessus de 0 et 100 cm. Là encore, les tendances sont nettes surtout en ce qui concerne les enneigements supérieurs ou égaux à 100 cm dont la durée a baissé de plus de 2 mois et demi au cours des 51 années. Ici encore, les degrés de confiance sont très élevés.

La figure 3 montre l'évolution du cumul des précipitations sur la période allant du 1er décembre au 30 avril. Cette fois, si la grande variabilité s'observe toujours, la tendance à la baisse montrée par la droite de régression n'offre pas un degré de confiance suffisant (86,1 %) pour être validée.

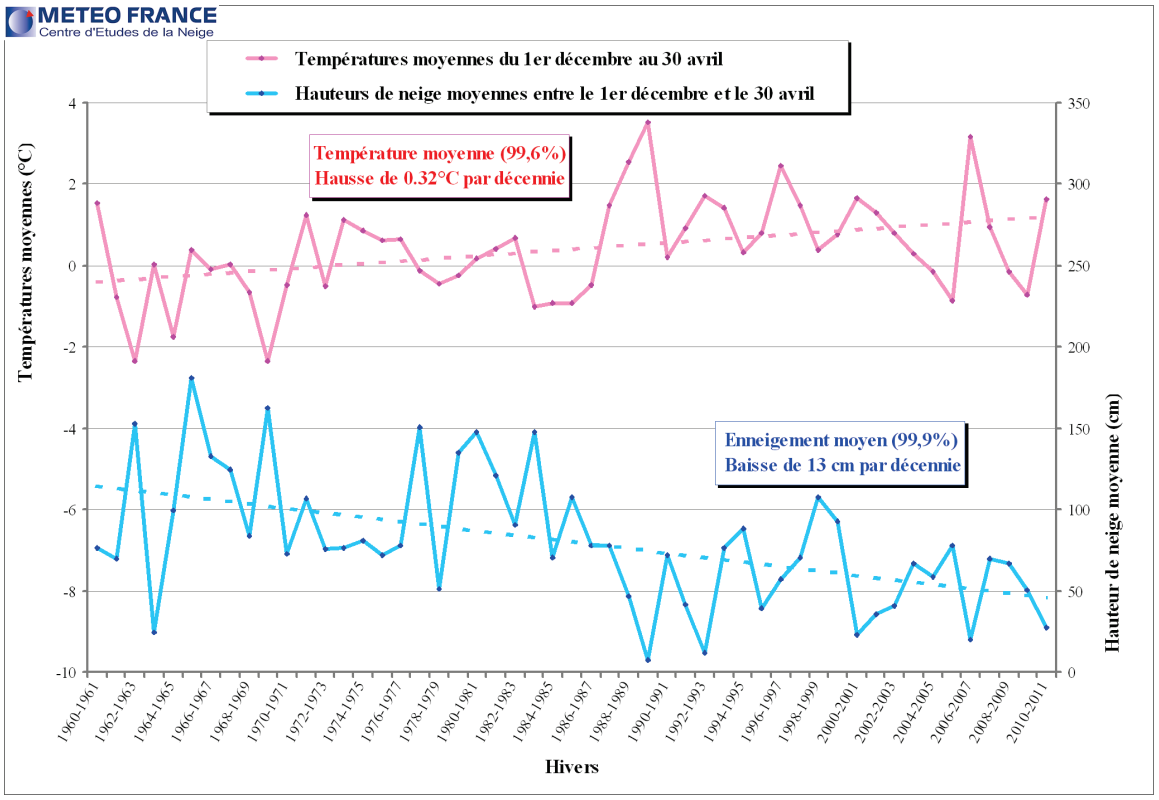


Figure 1 : Evolution de la température moyenne (courbe du haut) et de la hauteur de neige moyenne (courbe du bas) de la saison 1960-1961 à la saison 2010-2011. Le degré de confiance des tendances est indiqué entre parenthèses.

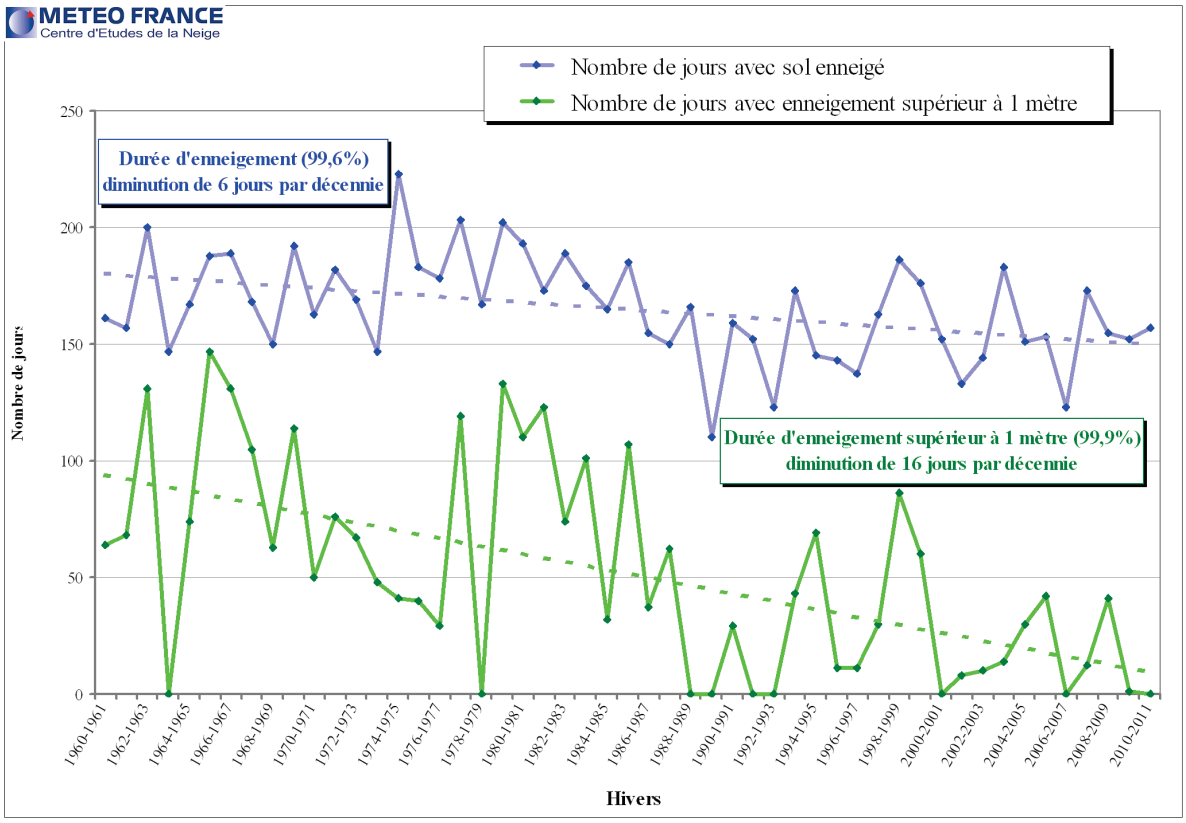


Figure 2 : Evolution des durées d'enneigement au-dessus de 0 cm (courbe du haut) et 100 cm (courbe du bas) de la saison 1960-1961 à la saison 2010-2011. Le degré de confiance des tendances est indiqué entre parenthèses.

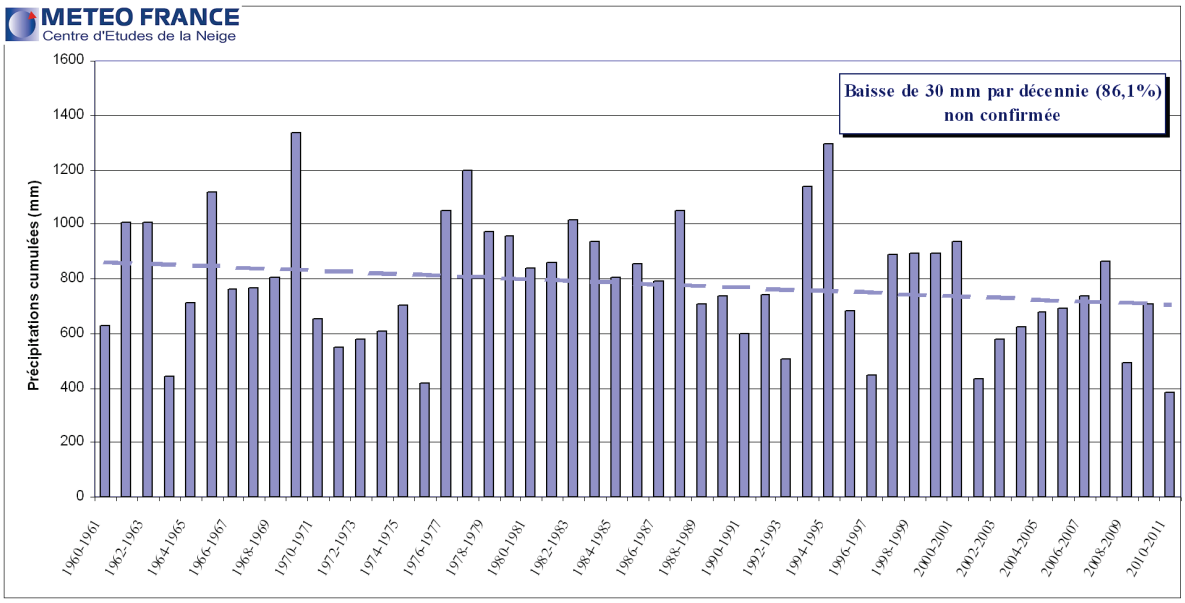


Figure 3 : Evolution du cumul des précipitations de la saison 1960-1961 à la saison 2010-2011. Le degré de confiance des tendances est indiqué entre parenthèses.

La figure 4 représente l'évolution du rapport entre la somme des hauteurs de neige fraîche quotidiennes en cm et le cumul des précipitations totales en mm (pluie et neige). Cette fois, l'évolution de ce rapport montre une nette tendance à la baisse, avec un degré de confiance élevé.

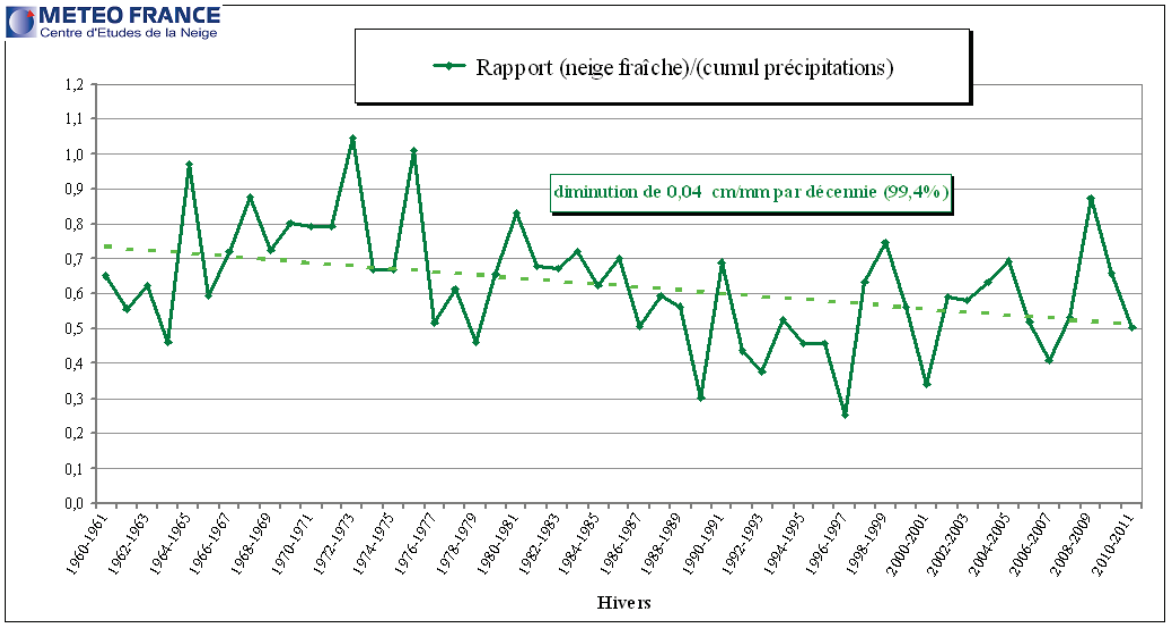


Figure 4 : Evolution du rapport entre le cumul des hauteurs de neige fraîche (en cm) et celui des précipitations (en mm) de la saison 1960-1961 à la saison 2010-2011. Le degré de confiance des tendances est indiqué entre parenthèses.

Conclusion

L'ensemble des données présentées ici montre clairement la hausse de la température moyenne hivernale observée au cours de ces 51 années ainsi que la baisse de l'enneigement qui en résulte. En revanche, aucun signal probant ne peut être établi en ce qui concerne les précipitations, même si une tendance à la baisse semble apparaître. Ces observations sont

cohérentes avec le signal climatique mis en évidence à échelle régionale (Durand *et al.*, 2009 ; Dumas, 2012), ainsi que son impact sur les variations glaciaires (Vincent, 2007) ce qui permet d'étendre ce constat à l'ensemble des zones de moyenne altitude des Préalpes du nord.

Les conséquences de l'élévation de températures sur l'enneigement sont également cohérentes avec les simulations effectuées à l'aide des modèles d'évolution du manteau neigeux tels que Crocus (Martin *et al.*, 1994). En effet, en raison de l'altitude modérée du site d'étude, la tendance à l'augmentation de température se traduit par une occurrence plus fréquente des précipitations sous la forme liquide plutôt que solide, responsable au premier ordre de la diminution de l'enneigement.

Des données plus complètes, d'autres graphiques et informations sur le laboratoire du Col de Porte sont disponibles sur le site du CNRM-GAME à l'adresse : http://www.cnrm-game.fr/spip.php?rubrique218.

Références bibliographiques

Brun E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre C. and C. Coléou, 1989 : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 35(121), 333-342.

Brun E., P. David, M. Sudul and G. Brunot, 1992 : A numerical model to simulate snowcover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *J. Glaciol.*, 38(128), 13-22.

Brun E., V. Vionnet, S. Morin, A. Boone, E. Martin, S. Faroux, P. Le Moigne and J. -M. Willemet, 2012 : Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications. *La Météorologie*, 76, 44-54.

Dumas D., 2012 : Changes in temperature and temperature gradients in the French Northern Alps during the last century. *Theor. Appl. Climatol.*, doi:10.1007/s00704-012-0659-1.

Durand Y., M. Laternser, G. Giraud, P. Etchevers, B. Lesaffre, L. Mérindol, 2009 : Reanalysis of 44 Yr of Climate in the French Alps (1958–2002): Methodology, Model Validation, Climatology, and Trends for Air Temperature and Precipitation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48, 429-449.

Martin E., Brun E., Durand Y., 1994 : Variabilité de l'enneigement et variation du climat. *La Météorologie*, 8ème série, N°5, mars 1994.

Martin E. et David, P., 1997 : *Le laboratoire du col de Porte : historique et climatologie*. Note du Centre d'Etudes de la Neige.

Morin S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M., 2012 : A 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, 5, 29-45, doi :10.5194/essdd-5-29-2012.

Navarre J.P., 1984 : *Etude climatologique de l'enneigement des Alpes à partir du réseau CEDONIGLA*. Données et statistiques / Direction de la Météorologie, 3.

Obled C., 1971 : *Modèles mathématiques de la fusion nivale*. Thèse de Docteur/Ingénieur, Université de Grenoble.

Pahaut E., 1975 : *Les cristaux de neige et leurs métamorphoses*. Monographie de la Météorologie nationale, n°96.

Poggi A., 1966 : *L'évolution de la neige déposée à moyenne altitude*. Thèse de Doctorat, Université de Grenoble.

Vincent C., 2007 : L'impact du climat sur les variations des glaciers alpins depuis 100 ans. *La Houille Blanche,* 6, 78-82.

CONDITIONS MÉTÉO-MARINES RESPONSABLES DES SUBMERSIONS MARINES EN MANCHE ORIENTALE : MÉTHODES INDUCTIVE ET NATURALISTE

Pauline LETORTU, Stéphane COSTA et Olivier CANTAT

Université de Caen Basse-Normandie, Département de Géographie, Laboratoire LETG-Caen GÉOPHEN, UMR-CNRS-LETG 6554, Esplanade de la Paix, BP 5186, 14032 Caen cedex, France.
pauline.letortu@unicaen.fr, stephane.costa@unicaen.fr, olivier.cantat@unicaen.fr

Résumé *: Les côtes basses urbanisées du littoral normano-picard (Manche orientale) revêtent un intérêt tout particulier pour l'analyse du risque d'inondation par la mer (ouverture aux flux d'ouest perturbés, morphologie et altimétrie). Le croisement de la base de données « submersion » et des facteurs météo-marins confirme le rôle prééminent de la concomitance de conditions bien connues et comprises (fort vent d'afflux et haut niveau marin), ici renforcées par le passage d'un front froid au moment de la pleine mer. Mais quelques submersions ne répondent pas à cette logique. L'adoption d'une démarche inductive et naturaliste, reprenant pas à pas la chaîne explicative, a permis de mettre en évidence le « temps de préparation » de la plage (abaissement de son profil) par des conditions météo-marines antérieures à l'inondation, non nécessairement « extrêmes ».*

Mots-clés *: Submersion marine, Manche orientale, météorologie, conditions morpho-sédimentaires.*

Abstract: Meteorological and marine conditions ending in coastal flooding in the eastern English Channel: inductive and naturalistic approaches.
In this paper, French low coastal areas of Upper Normandy and Picardy are studied in account of their sensitivity to coastal flooding risk (exposure to strong west wind, morphological features, and urban areas in low-lying coastal areas). In matching meteorological and marine factors with an inventory of past events, we identify the dominance of the concomitance of well-known and understood conditions (strong wind perpendicular to coast and high tide level), reinforced here by the passage of an atmospheric cold front during high tide. But few cases do not follow this logic. To understand them, thanks to inductive and naturalistic approaches, we emphasize "the preparation time" of the beach (lowering of its profile) by meteorological and marine conditions (not necessarily extreme) before the coastal flooding event.

Keywords*: Coastal flooding, the eastern English Channel, meteorology, morphosedimentary conditions.*

Introduction

Après le passage de la tempête Xynthia et l'inondation par la mer (submersion marine) induite sur le littoral atlantique et en Manche, l'étude des phénomènes météo-marins à l'origine de ces débordements et leur prévision/prévention ont connu un net regain d'intérêt. Notre secteur d'étude se situe en Manche orientale, mer épicontinentale, caractérisée par un fort marnage (8 m à Dieppe) et des conditions d'agitation limitées (mer du vent) qui atteignent cependant 4,3 m (période de retour annuelle du $H_{1/3}$ à Dieppe) (Allen et Delannoy, 1990).

Le rivage normano-picard étudié, entre Le Havre et Cayeux-sur-Mer, est constitué de côtes à falaises entrecoupées de vallées basses urbanisées dont le plancher est souvent inférieur aux pleines mers de vive-eau. Ces vallées sont protégées par des cordons de galets fragiles adossés à des ouvrages longitudinaux (perrés) (figure 1). Lors de forts coups de vent d'afflux agissant durant une pleine mer de vive-eau, ces ouvrages sont franchis par la mer.

L'objectif de ce travail est double. Il s'agit, d'une part, de définir une éventuelle évolution de la fréquence et de l'intensité des inondations par la mer qui, pour une partie de la communauté scientifique, devraient s'accentuer avec le réchauffement climatique contemporain ; et, d'autre part, de caractériser les divers paramètres météo-marins et morphologiques aboutissant à ces phénomènes générateurs de dommages.

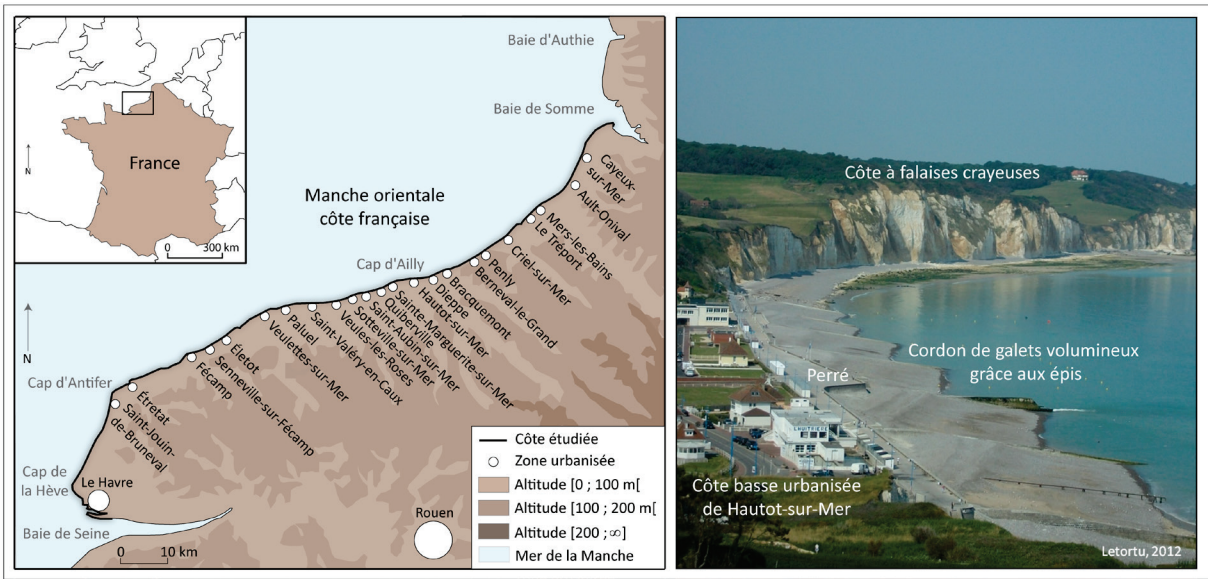


Figure 1 : Présentation du secteur d'étude et l'exemple de la côte basse urbanisée de Hautot-sur-Mer.

1. Approche historique des submersions marines en Manche orientale

Le travail historique d'inventaire des inondations par la mer a été effectué sur 62 années (1949-2010) à partir de sources diverses : journaux locaux, base de données du Ministère de l'Écologie, thèse de Stéphane Costa (1997), archives du Centre d'Études Techniques de l'Équipement de Rouen, archives communales, articles scientifiques. Au total, de 1949 à 2010, 78 submersions marines ont été recensées sur les 145 kilomètres de côte allant du Havre, en Haute-Normandie, à Cayeux-sur-Mer, en Picardie. Ces inondations par la mer ont eu des conséquences variées sur le littoral : 12 sont d'intensité faible, 12 d'intensité modérée et 48 d'intensité sévère. Six cas ne peuvent être déterminés faute de description (figure 2).

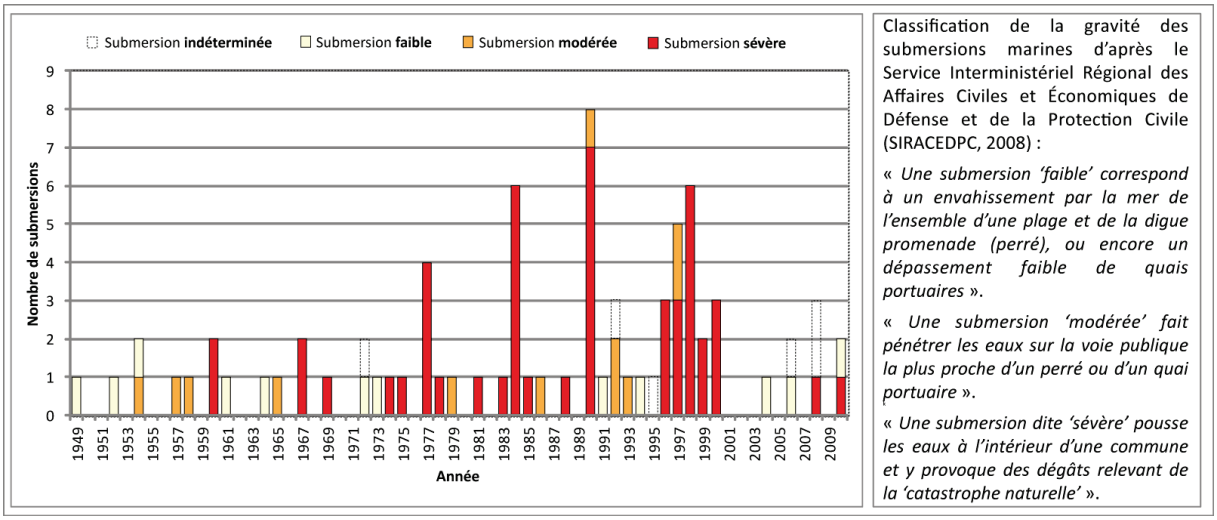


Figure 2 : Nombre de submersions recensées du Havre à Cayeux-sur-Mer, de 1949 à 2010, selon leur intensité (classes d'intensités établies d'après les seuils définis par le SIRACEDPC, 2008).

D'un point de vue temporel, l'évolution du nombre d'inondations par la mer ne montre pas de tendance générale bien affirmée au cours des 62 dernières années mais souligne la grande variabilité interannuelle du phénomène, marquée toutefois par une forte pulsation positive des submersions sévères entre le milieu des années 1970 et l'année 2000. L'interprétation de ce constat doit être envisagée avec prudence car les submersions sont la résultante d'une

combinaison entre facteurs naturels (conditions météo-marines), facteurs anthropiques (occupation humaine) et perception du phénomène (résonance journalistique).

D'un point de vue spatial, l'approche historique met en évidence les sites particulièrement sensibles aux inondations par la mer : par ordre décroissant, Mers-les-Bains, Dieppe, Criel-sur-Mer, Quiberville, Hautot-sur-Mer, Étretat, Fécamp et Le Tréport.

2. Conditions météo-marines menant au débordement

2.1. Seuils anémométriques et marégraphiques menant au débordement

A l'échelle locale et à partir de notre inventaire, nous souhaitions connaître les conditions minimales de vent et de hauteur d'eau à partir desquelles il y a risque d'inondation par la mer. Cette méthode est très souvent utilisée pour les systèmes d'alertes (Caspar, 1990 ; Costa, 1997). Pour garantir la fiabilité des résultats et par conséquent l'homogénéité des séries temporelles, l'analyse de la force et de la direction des vents mesurés s'est limitée à la période postérieure à 1981, conformément aux préconisations techniques de Météo-France (harmonisation des instruments et des procédures de mesure). Sur la période climatique « utilisable » 1981-2010, nous comptabilisons 53 submersions parmi les 78 recensées dans l'inventaire initial 1949-2010. En plus des données aérologiques, l'existence de données marégraphiques disponibles à l'échelle locale (Dieppe) permet l'analyse complète des conditions météo-marines menant au débordement.

Les seuils aérologiques (force du vent donnée par Météo-France) et les seuils marégraphiques (hauteur d'eau prédite donnée par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) identifiés au-delà desquels il y a risque de submersion sont : 7 m/s pour la force du vent et 8,5 m pour la hauteur de la marée prédite à Dieppe (figure 3).

De plus, la figure 3 montre que pour des seuils de marée et de vent équivalents, il est possible d'observer des submersions marines sévères, modérées et faibles. Cette situation suggère que d'autres facteurs que la hauteur de la marée et la force du vent sont susceptibles de contribuer à l'intensité des inondations par la mer.

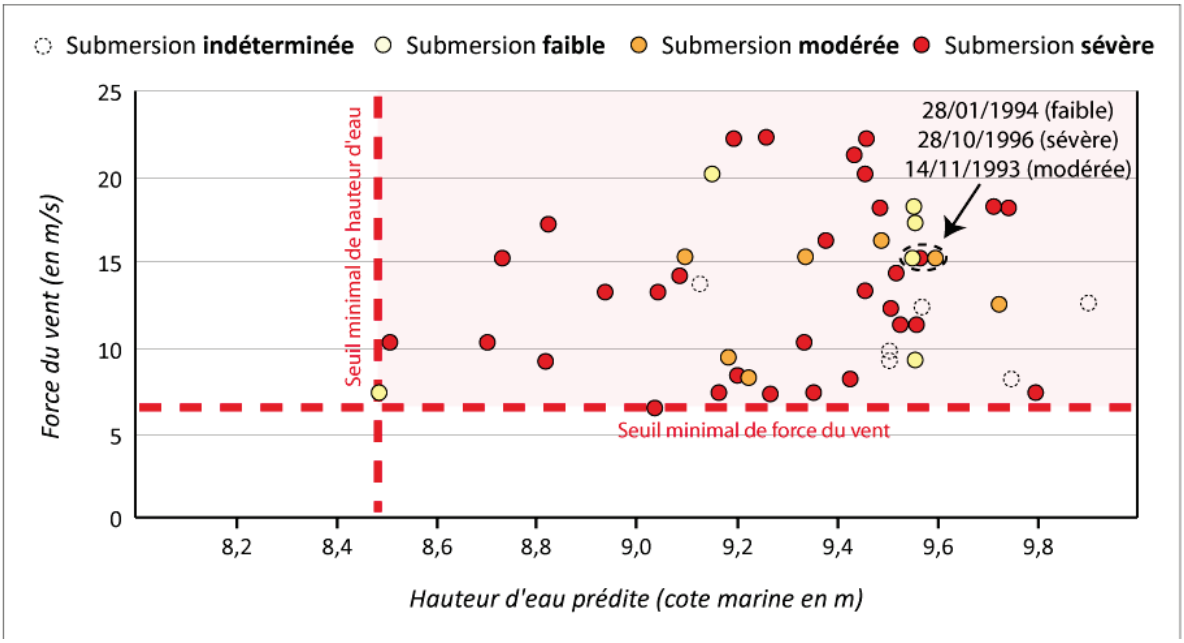


Figure 3 : Hauteur d'eau prédite et force du vent à Dieppe lors des submersions marines (1981-2010), et la définition des seuils minimaux au-delà desquels il y a risque de submersion.

2.2. Le rôle du gradient de pression nord-ouest et du passage du front froid

Pour s'extraire des limites de fiabilité des données sémaphoriques et de leur manque de profondeur temporelle, il est possible de procéder à une bonne approximation de la force et de la direction du vent en analysant le gradient de pression à partir des cartes synoptiques. En raison de la configuration de la mer de la Manche et des côtes normano-picardes, le quadrant ouest est le plus propice à la genèse de vents forts et de houles prononcées. Afin de quantifier ces flux d'ouest à l'échelle de la Manche, nous avons étudié le gradient de pression de nord-ouest en surface car il génère un vent d'afflux perpendiculaire à nos côtes. Il est défini par un transect de 750 km allant d'Ouessant (Bretagne, France) à Cromer (Norfolk, Angleterre) (Costa, 1997). De 1949 à 2010, à partir des réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction, géopotentiel Z500 et pression), nous constatons que parmi les submersions marines induites par les flux d'ouest à nord-ouest, 22 le sont par un gradient de pression de nord-ouest supérieur ou égal à 4, dont 17 sont sévères, 4 modérées et 1 de faible intensité. Le nombre de situations d'indice de nord-ouest supérieur ou égal à 4 connaît une forte variabilité interannuelle. Là encore, aucune tendance ne semble se dégager, hormis quelques oscillations d'ordre décennal.

A nos latitudes, les flux d'ouest s'accompagnent généralement du passage de fronts froids actifs, au gré de la succession des perturbations. Des études récentes sur le littoral normano-picard ont montré que 70 % des inondations par la mer s'effectuent lors du passage de ce type de front (Costa *et al.*, 2004 ; Pirazzoli *et al.*, 2006 ; Caspar *et al.*, 2007). Parmi les 53 submersions analysées sur la période de 1981 à 2010, 37 ont lieu lors du passage d'un front froid (4 de faible intensité, 6 modérées, 22 sévères et 5 d'intensité indéterminée). Six autres cas sont expliqués par le fort gradient de pression de nord-ouest. Notons qu'un fort gradient de pression de nord-ouest peut se combiner au passage d'un front froid, aboutissant ainsi à des submersions généralement sévères (14 cas dont 11 sévères, 2 modérées et 1 faible).

Lorsque l'on combine tous les précédents éléments, il reste 10 submersions qui ne s'expliquent ni par un fort gradient de pression de nord-ouest ni par le passage d'un front froid. Un autre facteur explicatif doit donc être pris en considération.

3. Le rôle des conditions météo-marines préalables à la submersion

3.1. L'adaptation morpho-sédimentaire des plages de galets haut-normandes et picardes

Il est souvent fait référence dans la littérature qu'au-delà des conditions météo-marines menant au débordement, il faut prendre en compte les conditions morpho-sédimentaires des plages pour expliquer les inondations par la mer (Orford, 1977 ; Paskoff, 1985 ; Carter, 1988 ; Carter et Orford, 1993 ; Costa, 1997 ; Sabatier *et al*., 2009 ; Cariolet *et al*., 2010). En effet, un budget sédimentaire déficitaire et un profil de plage abaissé sont des facteurs aggravants et fortement favorables au débordement.

Pour ces diverses raisons, nous nous sommes intéressés à l'état des stocks de sédiments peu avant l'inondation. L'absence de suivi topographique régulier nous a amenés à observer les conditions anémométriques et donc d'agitation pouvant générer des abaissements du profil de plage (1981-2010). Le seuil de vent considéré comme susceptible de générer des abaissements du profil de plage dépasse 8 m/s (vent fort selon Météo-France). La composante direction du vent a été intégrée à cette analyse. En effet, seules les directions du vent en composante d'afflux, susceptibles de générer des vagues à la côte, sont analysées. Le secteur de vent jugé efficace va de 230° à 60°. Le pas d'analyse s'étend sur les 28 jours précédant la submersion pour adopter une démarche exploratoire qui permet de prendre en compte l'inertie du système côtier avec un cycle de marée complet.

Deux situations sont observées (figure 4) :

1) des vents forts et fréquents sur les 28 jours analysés (cumul minimum de 80 h de vent fort) (5 cas) ;
2) des vents forts mais concentrés sur les dernières 48 h avant le débordement (cumul minimum de 12 h de vent fort) (5 cas).

Ce temps de préparation morphologique de la plage est particulièrement intéressant à étudier pour les submersions sévères pourtant à la limite des seuils minimaux de force du vent et de hauteur de marée prévue au-delà desquels il y a risque de submersion. La figure 4 met en évidence les différents temps de préparation pour les deux submersions sévères en limite de seuil (25/10/1998 et 25/11/1984) :

- la submersion sévère du 25/10/1998 nécessite une longue durée d'action (132 h) des vents forts (de direction 230-60°N). En effet, la plage doit être fortement abaissée pour que, malgré de faibles valeurs du vent et de la marée, la submersion soit sévère.
- la submersion sévère du 25/11/1984 nécessite une plus courte durée d'action des vents d'afflux forts. La plage a été au préalable abaissée par des vents forts et continus sur 88 h (provoquant deux submersions, le 23 et le 24/11/1984). Ces 88 h sont efficaces en termes d'abaissement du profil de plage, favorisant un débordement sévère.

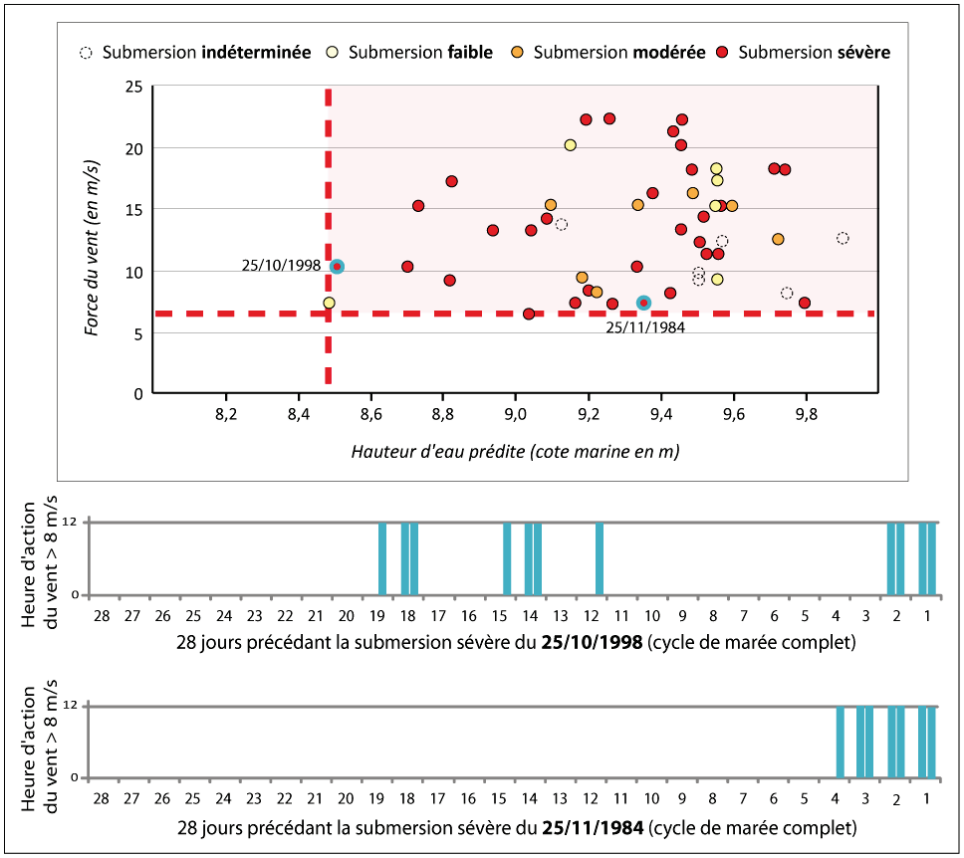


Figure 4 : Submersions sévères du 25/10/1998 et du 25/11/1984 et leurs temps de préparation.

Conclusion

Grâce à un travail d'inventaire réalisé à partir de sources diverses entre 1949 et 2010, l'étude des submersions marines en Manche orientale s'est appuyée sur des événements d'intensités variées. Cette prise en compte d'événements extrêmes (submersions sévères) et

non extrêmes (submersions faibles et modérées) a permis de mettre en évidence deux éléments.

D'une part, l'absence de tendance évolutive significative de leur fréquence au cours des 60 dernières années, même si quelques oscillations pluriannuelles s'individualisent nettement, faisant plus appel à la variabilité climatique, inhérente à nos latitudes, qu'à une quelconque variation sur le long terme.

D'autre part, ces phénomènes météo-marins sont complexes. Par une démarche inductive et naturaliste partant de l'échelle locale, à travers la définition des seuils anémométriques et marégraphiques au-delà desquels il y a débordement, ces phénomènes nécessitent une analyse faisant appel à diverses échelles de temps (de la submersion, jusqu'à 28 jours la précédant) et d'espace (de la position des centres d'action, au suivi de la position du front froid ou de la surcote par rapport à l'onde de marée). Ainsi, à l'échelle de la Manche, l'influence du gradient de pression et du passage du front froid ont pu être mis en évidence. Cependant, certaines submersions ne peuvent être expliquées par ces facteurs. Pour les comprendre, il est nécessaire d'observer les conditions d'agitation sur les 28 jours précédant la submersion, afin d'intégrer le budget sédimentaire des plages et leur profil. L'évolution morphologique de ces plages peut être extrêmement rapide. Cette étude a permis de mettre en évidence que les dernières 48 heures peuvent suffire pour un abaissement du profil de plage, synonyme d'un rapprochement à la côte du point de déferlement des vagues de tempête.

Références bibliographiques

Allen H. et Delannoy B., 1990 : *Mesure de houle en différents sites du littoral français*. Rapport EDF-LNH HE-45/88.03.532, 288 pages.

Cariolet J.M., Costa S., Caspar R., Ardhuin F., Magne R. et Goasguen G., 2010 : Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norois*, 215, 11-31.

Carter R.W.G., 1988 : *Coastal environments: An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. London, Academic Press, 617 pages.

Carter R.W.G. et Orford J.D., 1993 : The morphodynamics of coarse clastic beaches and barriers: A short- and long-term perspective. *Journal of Coastal Research,* 15, 158-179.

Caspar R., 1990 : Marées de tempête dans le nord-ouest de la France. *Neptunia, Amis des musées de la Marine*, 178, 8-15.

Caspar R., Costa S. et Jacob E., 2007 : Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France : le cas des inondations par la mer entre l'estuaire de la Seine et de la Somme. *La Météorologie*, 57, 37-47.

Costa S., 1997 : *Dynamique littorale et risques naturels : l'impact des aménagements, des variations du niveau marin et des modifications climatiques entre la Baie de Seine et la Baie de Somme*. Thèse de Géographie, Université de Paris I, 376 pages.

Costa S., Cantat O., Pirazzoli P.A., Lemaitre M. et Delahaye D., 2004 : Vents forts et submersions de tempête en Manche orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente. *Actes du Colloque de l'Association Internationale de Climatologie « Climat, mémoire du temps. Les relations climat-espace-société* », 277-280.

Orford J.D., Forbes D.L. et Jennings S.C., 2002 : Organisational controls, typologies and time scales of paraglacial gravel-dominated coastal systems. *Geomorphology*, 48, 51-85.

Paskoff R., 1985 : *Les littoraux : impact des aménagements sur leur évolution*. Paris, Ed. Masson, 188 pages.

Pirazzoli P.A., Costa S., Dornbush U. et Tomasin A., 2006 : Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, Special Issue 56, 498-512.

Sabatier F., Anthony E.J., Hequette A., Suanez S., Musereau J., Ruz M.H. et Regnault H., 2009 : Morphodynamics of beach/dune systems: Examples from the coast of France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-22.

SIRACEDPC, 2008 : *Plan ORSEC.* Préfecture de Seine-Maritime. Document interne.

RÉSEAU DE COLLABORATIONS SCIENTIFIQUES ET THÈMES DE RECHERCHE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE

Malika MADELIN

Université Paris Diderot-Sorbonne Paris-Cité, UMR 8586 PRODIG CNRS, UFR GHSS (cc 7001), 5 rue Thomas Mann, 75205 Paris cedex 13, France. malika.madelin@univ-paris-diderot.fr

Résumé *: Cette étude vise à repérer les collaborations scientifiques et les thèmes de recherche de l'Association Internationale de Climatologie. Pour cela, nous avons constitué un corpus de 1622 articles, regroupant 1513 auteurs et utilisant plus de 2200 mots-clefs. L'approche méthodologique repose sur une étude bibliométrique et une analyse des réseaux permettant de synthétiser et de cartographier les liens entre auteurs, entre mots-clefs. Nous mettons en évidence un réseau assez peu structuré, à l'exception de certains groupes scientifiques de chercheurs. Enfin, l'analyse temporelle d'occurrences des mots-clefs ou encore des réseaux de co-publications montre des modifications importantes depuis 25 ans (apparition de nouveaux chercheurs et émergence de thèmes nouveaux) et traduit en partie une évolution de la géographie-climatologie francophone.*

Mots-clés *: Association Internationale de Climatologie, co-publications, réseau, graphe.*

Abstract: Scientific collaboration network and research topics of the Association Internationale de Climatologie.
This study aims at identifying research collaborations and research themes of the Association Internationale de Climatologie. We created a corpus of 1622 articles, 1513 authors using over 2200 keywords. The approach is based on a bibliometric study and network analysis to summarize and map the links between authors or between keywords. We highlight a fairly unstructured network, except for several scientific research groups. Finally, the temporal analysis of occurrences of keywords or co-publications networks shows significant changes in 25 years (appearance of new researchers and emergence of new themes) and partly reflects a change in geography-climatology in french language.

Keywords*: Association Internationale de Climatologie, copublications, network, graph.*

Introduction

Dans l'introduction du premier volume des *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, A. Douguédroit (1988) justifie la volonté de maintenir et de consolider un réseau scientifique : « *La création de l'AIC a été décidée au cours du Colloque de Climatologie tenu à Aix-en-Provence du 8 au 10 juin 1988. Pour les participants venus de dix pays africains, américains et européens, elle représente un prolongement naturel de rencontres antérieures, de travaux menés en commun et de perspectives d'avenir voisines* ». Le 25ème colloque de l'Association Internationale de Climatologie nous donne l'occasion de nous intéresser à cette communauté de l'AIC et d'étudier le réseau à travers les thèmes de recherche affichés et les collaborations scientifiques.

L'analyse de l'information scientifique est un champ de recherche étudié par plusieurs disciplines, en particulier en philosophie des sciences et en sociologie (Wasserman et Faust, 1994). Elle peut relever de la scientométrie, de la bibliométrie, de l'analyse des réseaux sociaux (Newman, 2001 et 2010) voire du *Science Mapping* (Small, 1999) et connaît de nombreux développements récents, notamment en lien avec les avancées technologiques (web-sciences) et avec le contexte concurrentiel entre laboratoires, entre chercheurs, basé sur l'évaluation de leur production scientifique.

Dans cette étude, il s'agit de prendre le réseau de l'AIC comme objet d'étude. Plus précisément, le premier objectif est de quantifier la production scientifique et l'intérêt pour des thèmes de recherche, à partir principalement de l'analyse des mots-clefs des articles, et d'analyser leurs évolutions dans le temps ainsi que les co-occurrences entre mots-clefs. Dans

un deuxième temps, nous cherchons à mettre en évidence et à cartographier les liens scientifiques entre les chercheurs, définis ici par des publications en commun dans les Publications et Actes de l'AIC : qui publie avec qui ? Quelles sont les relations entre les chercheurs, les affinités et les interdépendances ? Quels sont les auteurs prépondérants ? Enfin, au-delà des réseaux scientifiques fondés sur les co-publications, dégage-t-on des communautés de chercheurs autour de mêmes mots-clefs ?

1. Définition et analyse du corpus d'étude

1.1. Définition du corpus d'étude

A partir des 1622 articles des *Publications de l'AIC* (1988-2002) et des *Actes des colloques de l'AIC* (2003-2011), nous avons constitué un corpus en créant trois bases de données : (i) sur les auteurs, (ii) sur les mots-clefs et (iii) combinant les deux précédentes. Contrairement à la *quasi* totalité des analyses scientométriques dans la littérature, ces bases de données bibliographiques ne sont pas directement accessibles numériquement (comme les bases Web of Science, Scopus ou encore Google Scholar) et leur création par saisie semi-automatique et le plus souvent manuelle s'est avérée longue et fastidieuse. De plus, nous avons aussi nettoyé et harmonisé ces bases : harmonisation des orthographes des noms de famille et mots-clefs ; choix d'un nom de famille pour les femmes mariées ; regroupements de certains mots-clefs en raison de la très forte diversité observée. Au final, nous disposons d'un corpus avec 1513 auteurs et 2214 mots-clefs.

1.2. Méthodes d'analyse du corpus

En premier lieu, ce corpus a été analysé par une analyse quantitative bibliométrique classique : indices bibliométriques pour les auteurs, fréquences des mots-clefs. Disposant d'une information pluriannuelle, il était intéressant d'observer l'évolution sur 24 ans des auteurs et des occurrences de mots-clefs, afin de mettre en évidence, par exemple, l'émergence de nouveaux thèmes de recherche.

Dans une seconde approche méthodologique, nous avons créé des matrices de co-publications (co-occurrences) et transformé ce corpus en graphe non orienté où chaque nœud correspond à un auteur (et/ou un mot-clef) et chaque lien à une co-publication (et/ou co-occurrence). Les graphes ne sont pas orientés : un lien entre A et B signifiant A a publié avec B qui a publié avec A. Nous ajoutons des attributs aux auteurs (mots-clefs) avec le nombre d'articles (occurrences) et aux liens avec le nombre de fois de co-publications (co-occurrences). La transformation de ces bases de données en graphes nous a permis : (i) de calculer des mesures et statistiques de réseaux (Wasserman et Faust, 1994) comme la densité ou encore le nombre moyen de connexions entre nœuds ; (ii) de cartographier le réseau de l'AIC (iii) et de définir des communautés par modularité.

Plus précisément, la représentation graphique des graphes se fait classiquement par des points représentant les nœuds et des segments pour les relations, et en utilisant des algorithmes de dessin basés sur des forces de répulsion et d'attraction (par analogie avec la physique : les nœuds sont « chargés électriquement » et les liens sont des ressorts). Les tracés minimisent ensuite les distances entre les nœuds connectés et évitent autant que possible les recoupements (Di Battista *et al.*, 1999). Enfin la modularité est une méthode automatique permettant de différencier des communautés, c'est-à-dire avec une densité de connexions entre nœuds supérieure à la moyenne (Blondel *et al.*, 2008).

Les logiciels utilisés ici sont R (cran.r-project.org) et Gephi (gephi.org, Bastian *et al.*, 2009), tous deux disponibles en *open source*.

2. Analyse bibliométrique et temporelle du corpus

2.2. Evolution du corpus

Avant de détailler le corpus pour les auteurs et pour les mots-clefs, nous avons étudié l'évolution de notre corpus de 1988 à 2011. La figure 1A montre que le nombre d'articles a fortement augmenté, et ceci depuis le changement de publications (en 2003) : d'une cinquantaine d'articles en moyenne par volume des *Publications de l'AIC* édité après les colloques annuels, à environ 90 pour les *Actes des colloques* collectés et édités avant chaque colloque. Parallèlement et logiquement, nous observons la même évolution temporelle pour la courbe du nombre d'auteurs (figure 1B). Ceci étant, nous ne retrouvons pas cette rupture en 2003 dans l'évolution temporelle du nombre moyen d'auteurs par article, qui a progressé très nettement depuis le milieu des années 1990. Ce résultat pourrait s'expliquer plus par une pression bibliométrique que par une augmentation des collaborations.

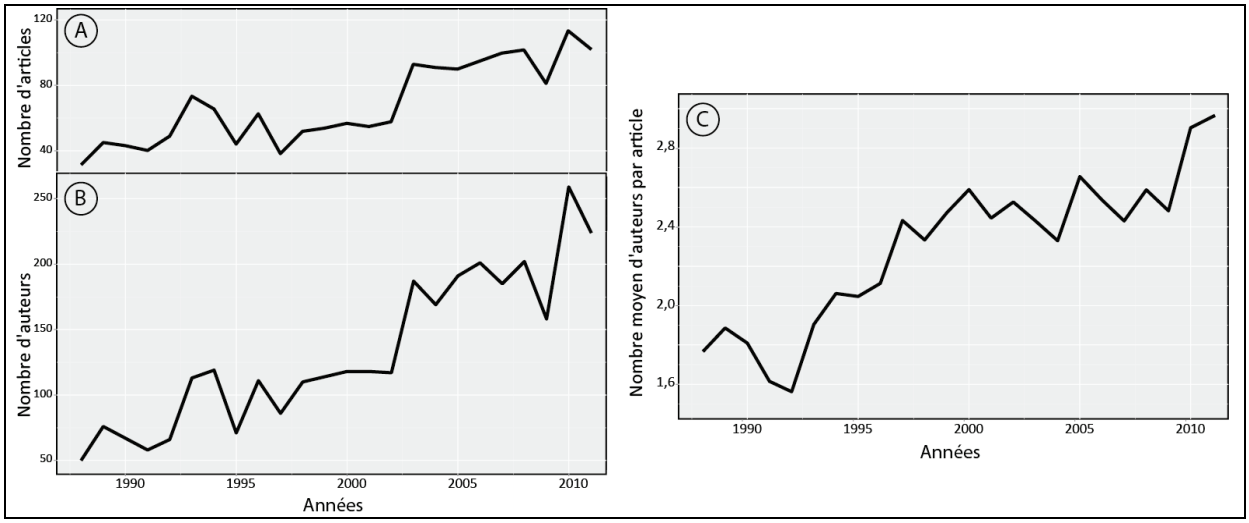


Figure 1 : Evolution du corpus étudié, de 1988 à 2011, en nombre d'articles (A), d'auteurs (B) et d'auteurs par article (C).

2.2. Pour les auteurs

La très grande majorité des auteurs du corpus (62 %) n'apparaissent qu'une fois sur les publications, 15 % deux fois, 8 % trois fois, etc. Parmi les 37 auteurs étant co-auteurs d'au moins 15 articles dans les Publications et Actes de l'AIC, citons les plus récurrents : G. Beltrando (47 articles), M. Boko (46), V. Dubreuil (45) ou encore A. Douguédroit (41). Les trois premiers ainsi que H. Quénol connaissent une forte importance relative de leurs publications AIC depuis une dizaine d'années.

En prenant en compte le rang dans les auteurs, P. Maheras se détache nettement avec 24 articles en premier auteur ; viennent ensuite A. Douguédroit (20), F. Grégoire et R. Morel (18), et A. Hufty (17).

Enfin, les co-publications les plus fréquentes sont Murarescu – Pehoiu (15 fois), Boko – Ogouwale E. (12), Maheras – Vafiadis ou Tolikas ou Anagnostopoulou (11), Mirabel – Ponche (11). D'une manière générale, les collaborations sont le plus souvent entre membres d'un même laboratoire et/ou d'une même région géographique. Soulignons deux collaborations entre pays du fait de leur importance en termes quantitatifs de co-publications : 10 collaborations entre M. Boko (Bénin) et J. Pérard (France) ; 8 entre G. Beltrando (France) et L. Zaharia (Roumanie).

2.3. Pour les mots-clefs

L'analyse des mots-clefs a montré leur très forte diversité : sur 2214 mots-clefs, près des 3/4 (72 %) n'apparaissent qu'une seule fois. A l'opposé, les mots les plus fréquents sont : *précipitations* (6,0 % des articles), *changement climatique* (5,5 %), *températures* (5,1 %) puis *climat* (3,0 %) ; et donc de manière liée, les co-occurrences les plus fréquentes sont *climat – température* et *climat – précipitations*.

Depuis 24 ans, le choix des mots-clefs a également évolué : apparition ou fréquence plus marquée pour *changement climatique*, *SIG*, *vulnérabilité* ou encore *tendance* ; à l'inverse de *Afrique*, *ACP*, *topoclimatologie* ou *Anticyclone Mobile Polaire*. Ces évolutions relèvent à la fois de l'évolution des auteurs mais surtout de celle des thématiques de recherche. Par exemple, au début de la période étudiée, le mot-clef *changement climatique* n'était pas utilisé ou très peu (moins de 3 % des occurrences) alors que depuis 2008, plus d'un article sur 10 mentionne ce terme comme mot-clef (voire près d'un article sur 4 pour le colloque de Rennes en 2010 portant sur « Risques et changement climatique »).

3. Cartographie de la communauté AIC

Au-delà de cette première analyse bibliométrique prenant en compte la dimension temporelle, nous avons souhaité cartographier le corpus des auteurs, des mots-clefs et des deux combinés, principalement afin d'aider à la visualisation des réseaux, à la différenciation de plusieurs groupes d'acteurs plus ou moins proches (ou isolés). Nous présentons ici l'analyse du réseau scientifique pour deux périodes, de 1988 à 1999 puis de 2000 à 2011, afin de mettre en évidence aussi l'évolution temporelle des publications dans l'AIC et des collaborations scientifiques.

Au préalable, signalons quelques indicateurs statistiques résumant les graphes. D'une manière générale, les densités des graphes, c'est-à-dire le rapport entre le nombre de liens existants et le nombre total de liens possibles, sont très faibles (< 0,05) et témoignent donc d'une faiblesse des collaborations scientifiques (plus marquée pour la période 1988-1999). Ce constat est corroboré par un autre indicateur statistique : le degré moyen des graphes (*i.e.* la moyenne des liens ayant pour extrémité les auteurs et/ou les mots-clefs) est entre 1 et 2. Enfin, pour les chercheurs connectés, la structuration de la communauté AIC montre un réseau de type « Small World » avec, en moyenne, 5,96 degrés de séparation entre les auteurs pour la période 2000-2011.

La figure 2 montre les cartographies des co-publications pour les deux périodes, en prenant en compte seulement les auteurs avec au moins deux articles et en sélectionnant les liens de co-publications supérieurs ou égaux à deux. Les cercles par auteur sont proportionnels aux effectifs des articles et l'épaisseur des liens au nombre de co-publications. La position des auteurs et des groupes d'auteurs dépend des forces de répulsion et d'attraction entre eux (algorithme de spatialisation de Fruchterman et Reingold, 1991, du logiciel Gephi – Bastian *et al.*, 2009). Nous visualisons très nettement les différences entre les deux périodes, en termes de nombre d'articles et de collaborations, déjà mentionnées précédemment. De plus, nous observons une structuration de l'AIC beaucoup plus nette pour la seconde période que pour la première, et des auteurs et groupes d'auteurs assez différents entre les deux périodes : principalement autour de M. Erpicum, S. Fongang, P. Maheras et A. Douguédroit pour 1988-1999 ; et pour la période 2000-2011, un groupe important « Aix-en-Provence/Rennes/Paris 7/Grenoble/Roumanie » pour simplifier (en réalité, composé de plusieurs communautés distinctes mais proches sur la carte), un autre montrant la proximité scientifique des climatologues bien connue entre le Bénin et Dijon, ainsi que des groupes nationaux (Italie, Grèce, etc.).

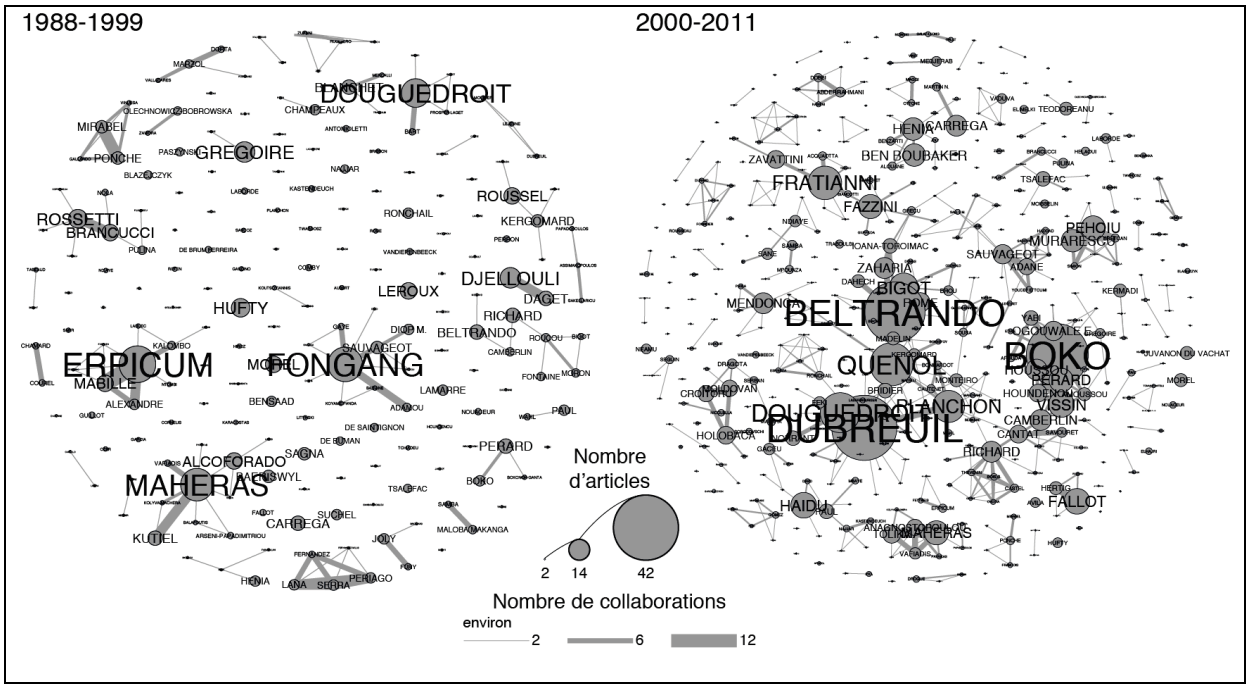


Figure 2 : Carte des co-publications dans les *Publications de l'AIC* et dans les *Actes des colloques de l'AIC*, selon deux périodes 1998-1999 et 2000-2011.

Enfin, nous avons étudié les relations sémantiques entre auteurs, en d'autres termes nous avons cherché à mettre en évidence les liens entre auteurs aussi sur des thématiques communes (au-delà des seules collaborations scientifiques). Alors la géographie des communautés présente des différences : par ex, A. Douguédroit et P. Maheras se retrouvent dans la même communauté autour des mots-clefs *Précipitations*, *Géopotentiel* ou encore *ACP et ACP R*, alors qu'ils n'ont jamais publié ensemble ; ou encore M . Erpicum, S. Fratianni, S. Bigot et S. Rome autour de *changement climatique*, *températures* et *tendance*.

Conclusion

A l'occasion des 25 ans de l'Association Internationale de Climatologie, nous avions envie d'étudier, à travers cette association, le réseau des collaborations scientifiques et les thématiques de recherche. L'analyse bibliométrique témoigne sans doute plus de l'évolution de la recherche en termes de production scientifique (contexte concurrentiel) que de l'intensification des collaborations. Elle montre également une communauté assez resserrée sur quelques acteurs ou groupes d'acteurs.

Bien évidemment, cette analyse reposant sur les *Publications de l'AIC* et des *Actes des colloques de l'AIC* ne résume pas l'ensemble des collaborations scientifiques pouvant exister entre les membres de l'association et les thèmes de recherche. Il serait intéressant d'y ajouter une étude des publications dans d'autres revues. De plus, une analyse bibliométrique en prenant en compte aussi les citations bibliographiques complèterait cette image de la communauté francophile de l'AIC.

Références bibliographiques

L'ensemble des *Publications de l'AIC* (1988-2002) et des *Actes des colloques de l'AIC* (2003-2011).

Bastian M., Heymann S. et Jacomy M., 2009 : Gephi: an open source software for exploring and manipulating networks. *International AAAI Conference on Weblogs and Social Media*, 361-362, disponible sur gephi.org/publications/gephi-bastian-feb09.pdf.

Blondel V.D., Guillaume J.-L., Lambiotte R. et Lefebvre E., 2008 : Fast unfolding of communities in large networks. *Journal of Statistical Mechanics: Theory and Experiment*, 10, P10008.

Di Battista G., Eades P., Tamassia R. et Tollis I., 1999 : *Graph Drawing: Algorithms for the Visualization of Graphs*. Prentice Hall, 397 pages.

Douguédroit A., 1988 : (Avant-propos). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 1, 1-2.

Fruchterman T.M.J. et Reingold E.M., 1991 : Graph Drawing by Force-Directed Placement. *Software: Practice and Experience*, 21, 11, 1129-1164.

Newman M., 2001 : Scientific collaboration networks. *Physical Review E*, 64, 016131 et 016132, 8 et 7 pages.

Newman M., 2010 : *Networks: An introduction*. Oxford University Press, 784 pages.

Small H., 1999 : Visualizing science by citation mapping. *Journal of the American Society for Information Science and Technology*, 50, 799-813.

Wasserman S. et Faust K., 1994 : *Social network analysis: Methods and applications*. Cambridge University Press, 857 pages.

TYPES DE CIRCULATION ASSOCIÉS AU FLUX DES ÉTÉSIENS DANS LA MER ÉGÉE

Panagiotis MAHERAS [1], Konstantia TOLIKA [1], Christina ANAGNOSTOPOULOU [1] et Fotini KOLYVA-MACHERA [2]

[1] *Département de Météorologie et de Climatologie, Université de Thessaloniki, Grèce. maheras@geo.auth.gr*
[2] *Département de Mathématiques de l'Université de Thessaloniki, Grèce.*

Résumé *: On applique l'analyse de cluster à deux pas aux données de pression atmosphérique de surface et de géopotentiels au niveau de 500 hPa en point de grille. On essaie de faire une typologie automatique des situations synoptiques associées au flux des Etésiens. Les résultats obtenus confirment que les Etésiens ont plusieurs origines possibles et que dans certains cas, il y a des points communs entre les vents du Nord de la période estivale et ceux qui soufflent durant les autres saisons.*

Mots-clés *: Etésiens, classification, typologie, mer Egée.*

Abstract*: Circulation types associated with the Etesian winds in Aegean Sea.*
In the present paper we applied the two-step cluster analysis utilizing atmospheric circulation grid point data at the SLP and 500 hPa level. We were aiming on developing an automatic classification of the synoptic conditions which are associated with the Etesian winds. From the results of the analysis it was found that the Etesian winds present many possible origins and in certain cases there are common points between the northern winds of the summer period and those that occur during the other seasons.

Keywords: *Etesian winds, cluster analysis, classification, Aegean Sea.*

Introduction

Avec le mot «Etésiens», on caractérise les vents de Nord, de NW et de NE qui soufflent chaque année durant la saison estivale dans la Méditerranée orientale et plus particulièrement dans la mer Egée ; vents dont les aspects et l'origine sont relativement différents des vents de la saison hivernale. La bibliographie concernant l'étude des Etésiens dans la mer Egée est relativement ancienne. Un certain nombre d'articles se réfèrent à la stabilité de l'atmosphère lorsqu'il y a un flux d'Etésiens (Konstadakopoulos, 1959 ; Dimakopoulos, 1964 ; Karalis, 1973), d'autres études s'occupent de la statistique concernant la vitesse et la fréquence de ces vents (Karapiperis, 1945, 1954, 1955 ; Metaxas, 1971). Des études plus récentes se réfèrent surtout au rôle des hautes pressions continentales sur la fréquence et la vitesse des Etésiens (Metaxas et Barzokas, 1994 ; Nastos *et al.*, 1997 ; Kotroni *et al.*, 2001). Les caractéristiques des Etésiens marquent profondément le climat des pays de la mer Egée, et par conséquent, les activités humaines. Dans des études antérieures (Maheras, 1980, 1983) en utilisant des cartes synoptiques de surface, à 500 hPa et des radiosondages on a essayé d'expliquer l'origine de ces vents, leurs divers types et de définir empiriquement les différentes catégories de situations isobariques associées en surface et en altitude. C'est ainsi que les Etésiens se présentent comme résultant d'un flux de Nord fondamental, auquel viennent s'ajouter les coups d'accélérateurs des pulsations dynamiques et thermiques.

Dans cette étude nous essayons de faire une typologie automatique des situations synoptiques associées au flux des Etésiens, de faire la comparaison entre cette typologie et la typologie empirique, et enfin d'intégrer la synthèse de leurs différents aspects (types et origines, aspects du temps, etc.).

1. Données et méthode

Nous avons utilisé les données de pression atmosphérique de surface et de géopotentiels au niveau de 500 hPa en point de grille (résolution spatiale 5° x 5°) du NCEP/NCAR Reanalysis Project couvrant une partie de l'Europe, de la Méditerranée et de l'Afrique du Nord (fenêtre :

20°-50°N et 5°-50°E) sur la période 1958-2000. Nous avons également utilisé le calendrier de types de circulation automatique concernant la Grèce sur la même période 1958-2000 (Maheras *et al.*, 2000).

Etant donné que nous ne disposons pas de données anémométriques homogènes, nous avons procédé comme suit : dans une première étape, en utilisant le calendrier des types de circulation automatique de la période estivale (juin-septembre), nous avons choisi uniquement les dates dont les situations sont potentiellement associées au flux des Etésiens. Au total, 2589 jours ont été retenus. Ensuite sont analysées les données de pression de surface et de géopotentiels à 500 hPa (fenêtre choisie) de ces dates (matrice A = n x 2m = 2589 x 70 x 2, n = le nombre des jours, m = le nombre des points de grille x 2). Nous avons appliqué l'analyse de cluster à deux pas dans le but de faire le classement automatique des situations synoptiques.

Le nombre des classes égal à 3 a été défini automatiquement par l'algorithme de la technique utilisée et ce nombre représente les trois types de circulations associées au flux des Etésiens dans la mer Egée. Pour chaque type de circulation ainsi défini, nous avons construit les champs moyens, dits composites, de pression atmosphérique de surface et de géopotentiels à 500 hPa, ainsi que les champs des anomalies correspondantes.

2. Résultats – Les différents types de circulation associés au flux des Etésiens

Il est évident que les différents types que nous avons distingués (tableau 1) associent la circulation au sol et en altitude au type de temps observé dans les diverses stations de la mer Egée (état du ciel, force des vents, apparition ou non de pluie, températures extrêmes, etc.). Le classement automatique qui en résulte nous a donc conduits à trois types principaux relativement distincts dont nous exposerons les traits caractéristiques dans l'étude ci-dessous.

Tableau 1 : Fréquences moyennes absolues et relatives de trois types de circulation.

Types de circulation	Fréquences absolues	Fréquences relatives (%)
1	646	25
2	988	38,2
3	955	36,9
Total	**2589**	**100**

2.1. Premier type de circulation

Ce type est le moins fréquent, son pourcentage moyen atteint 25 %. La composite de surface montre (figure 1a) que l'Europe, la Méditerranée (exceptée la partie Est), les Balkans et presque toute la Grèce sont sous l'influence de hautes pressions de surface centrées sur l'Europe de l'Est. Ces hautes pressions, comme en hiver, résulte d'une expulsion d'air polaire en déterminant de ce fait, une circulation méridienne. Or, le flux de Nord qui en résulte s'étend dans toute l'épaisseur de la troposphère. La Méditerranée orientale est occupée par des basses pressions de surface dont le centre se trouve au-dessus de l'Irak et qui s'affaiblit de plus en plus vers l'ouest. La composite des anomalies (figure 1b) montre que toute l'Europe, la Méditerranée et le Proche-Orient sont occupés par des anomalies positives dont le centre se trouve au-dessus de la mer Noire.

Quelle circulation d'altitude caractérise ce type ? En altitude, un thalweg s'étend de la Méditerranée orientale à la Russie (figures 1c et 1d) en renforçant le gradient de pression de surface. Le flux qui en résulte par l'aspiration de la dépression mixte est quasi constant. Les vents, au cours de la nuit, sont relativement aussi forts que pendant la journée. Evidemment il

s'agit d'un flux d'Etésiens relativement frais à caractère thermodynamique. La force de ces vents augmente au fur et à mesure que l'on progresse du Nord vers le Sud.

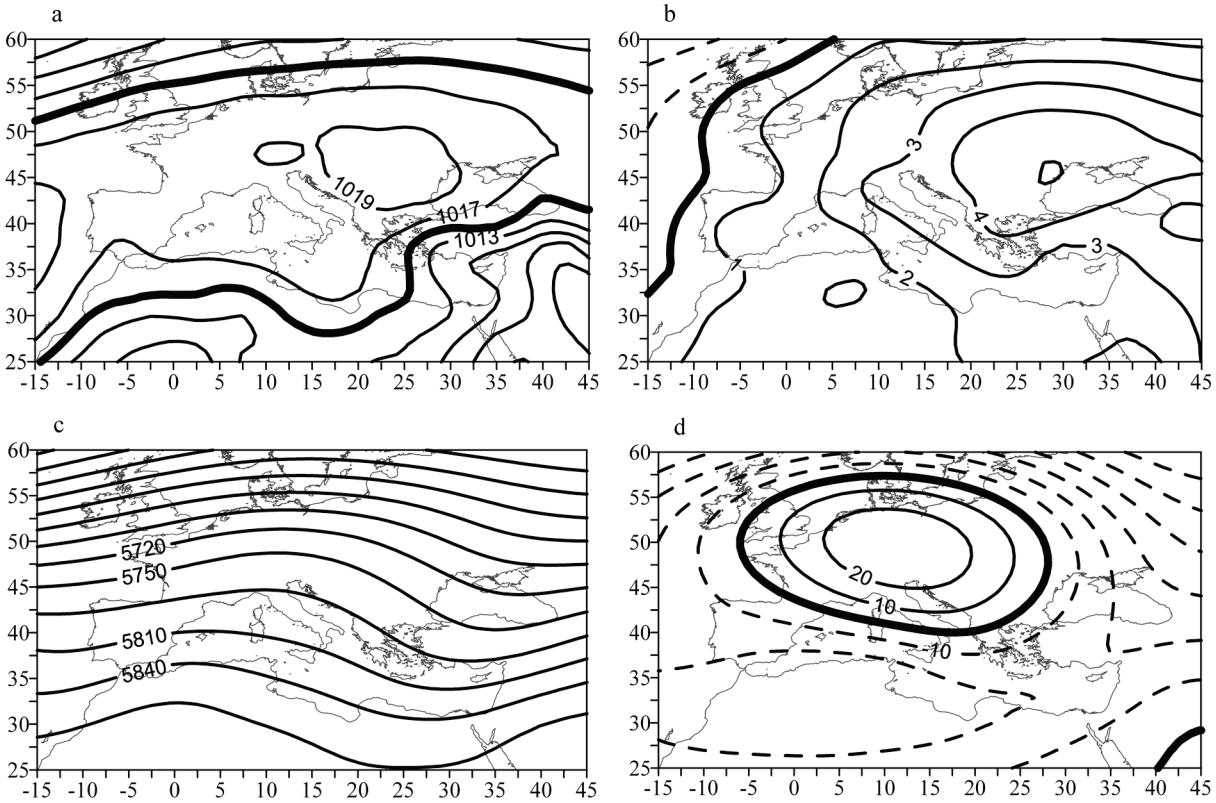


Figure 1 : Premier type de circulation, composites : a) pression atmosphérique, b) anomalies de surface, c) géopotentiels à 500 hPa, d) anomalies à 500 hPa.

2.2. Deuxième type de circulation

Ce type est le plus fréquent (38,2 %). Il caractérise toutes les situations de surface durant lesquelles la dépression thermique asiatique s'étendant vers l'Ouest occupe presque toute la mer Egée, tandis que la péninsule Balkanique est occupée par un marais barométrique (figure 2a). La composite des anomalies de surface explique la situation décrite ci-dessus. En effet les anomalies sont négatives et leur maximum se situe en Méditerranée orientale ainsi que dans le Proche-Orient (figure 2b). Partout en Europe, en Méditerranée et au Proche-Orient, la pression atmosphérique de surface est inférieure à la pression atmosphérique moyenne de la période estivale (juin-septembre).

En altitude, la circulation est zonale ou quasi zonale (figure 2c), tandis que toute la Méditerranée est surmontée par la dorsale subtropicale (figure 2d), dorsale qui couvre également les basses pressions asiatiques. Une telle situation engendre sur notre région le flux des Etésiens qui se présente constamment en milieu maritime. Son intensité est plus faible au-dessus de la mer Egée septentrionale qu'au-dessus de la mer Egée méridionale, en raison de l'aspiration de l'air continental par les basses pressions asiatiques à caractère uniquement thermique s'étendant jusqu'à la Grèce.

Le flux des Etésiens, dans ce cas, n'apparaît presque jamais sur la Grèce continentale ainsi que sur les côtes septentrionales, car les brises de mer suppriment complètement ces flux. Ceci signifie que la dépression thermique ne peut pas constituer, à elle seule, un centre d'action vigoureux pour établir un flux de Nord puissant sur toute la mer Egée.

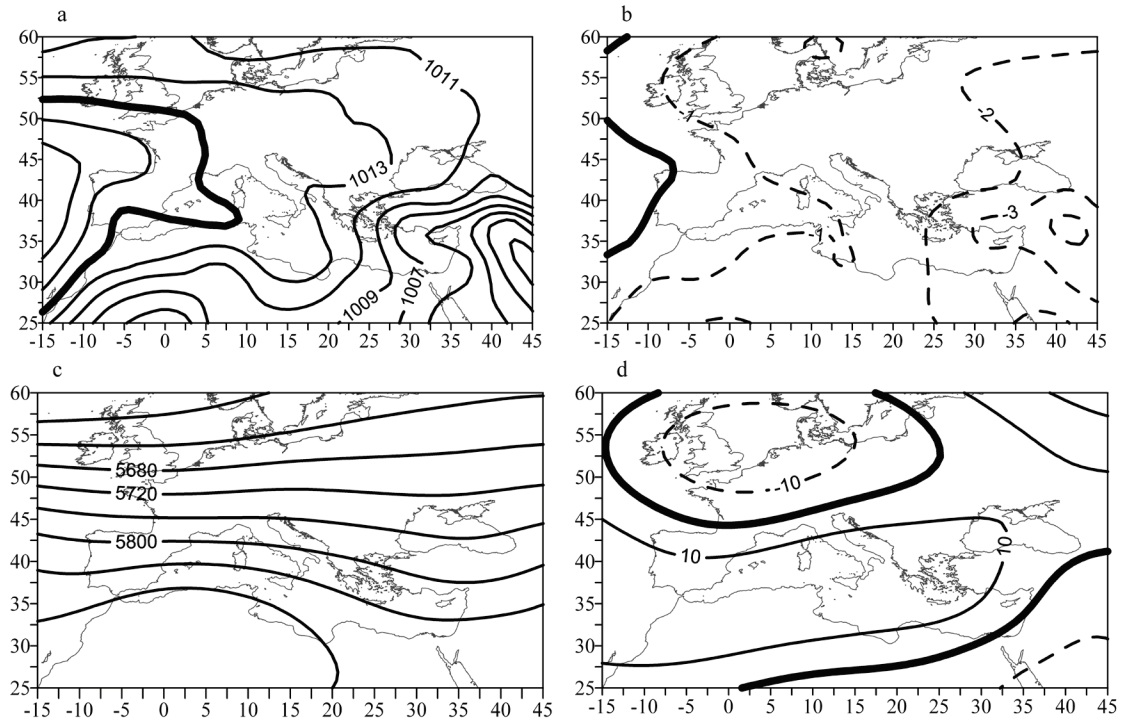


Figure 2 : Deuxième type de circulation, composites : a) pression atmosphérique, b) anomalies de surface, c) géopotentiels à 500 hPa, d) anomalies à 500 hPa.

2.3. Troisième type de circulation

L'établissement et la durée de ce type dépendent essentiellement de la mise en place de hautes pressions de surface sur l'Europe centrale ou les Balkans (figures 3a et 3b). Le flux des Etésiens qui se présente constamment en milieu maritime apparaît nettement plus fort que celui issu du deuxième type, surtout le long de la mer Egée méridionale. Les températures sont constamment élevées ou très élevées (les maxima souvent dépassent 35°C) car la masse d'air chaud est accompagnée d'une insolation très forte. On notera que les Etésiens sont présentés ici sous une forme vraiment classique, car tous les facteurs qui déterminent l'établissement et les effets de ces vents se trouvent réunis :

- La présence de la dépression thermique asiatique (figures 3a et 3b),
- La présence en altitude de la dorsale subtropicale (figures 3c et 3d),
- Les hautes pressions continentales,
- La chaleur excessive du continent et modérée dans les îles,
- Le ciel complètement clair,
- L'humidité relative forte.

Conclusion et discussion

La typologie automatique des situations synoptiques associées au flux des Etésiens a déterminé trois types différents. Les résultats obtenus sont comparables à ceux obtenus avec le classement empirique (Maheras, 1980). Pourtant, il y a deux sous-types de la classification empirique qui sont absents dans la présente classification automatique.

Le premier sous-type nommé «Pseudo-étésiens» est défini par la canalisation des masses d'air le long des vallées et de la mer Egée, à cause de l'orientation méridienne des isobares sur les Balkans et la Grèce. Le second sous-type, à caractère dynamique ou thermo-dynamique, est lié au passage d'un front froid sur notre région et au phénomène de

cyclogenèse qui peut s'y développer. Ces deux sous-types dont les fréquences, au total, ne dépassent 15 %, dans la classification automatique, sont rattachés aux trois types définis selon le dynamisme et la position tant de l'anticyclone que de la dépression.

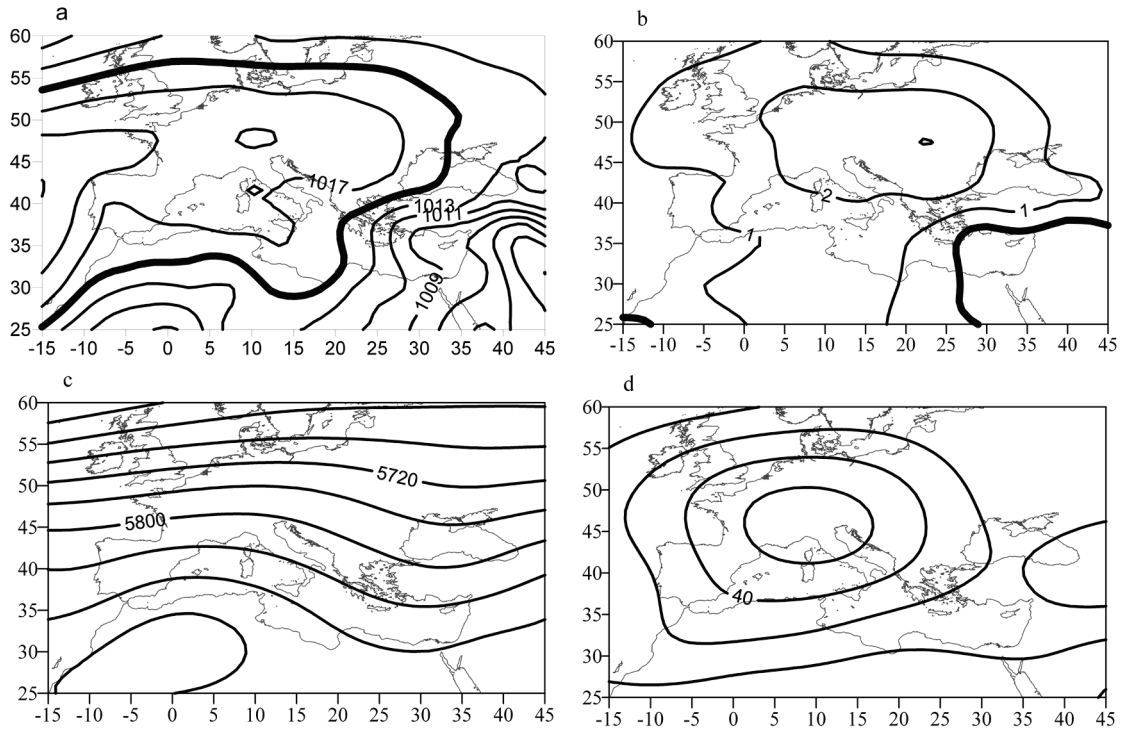


Figure 3 : Troisième type de circulation, composites : a) pression atmosphérique, b) anomalies de surface, c) géopotentiels à 500 hPa, d) anomalies à 500 hPa.

Quoi qu'il en soit, il arrive qu'un type d'Etésiens accompagnant une circulation zonale non perturbée se transforme en type d'Etésiens accompagnant une circulation méridienne perturbée et inversement. Tout dépend du comportement et de l'activité des coulées fraîches polaires, tant en surface qu'en altitude.

En conclusion, dans notre étude nous avons essayé, en plaçant les Etésiens dans leur contexte climatologique régional, de faire la synthèse de leurs différents aspects (types et origines, aspects du temps, etc.). Phénomène égéen, les Etésiens sont ainsi suffisamment bien définis. Pourtant, leur domaine d'extension est beaucoup plus vaste. On peut les placer dans l'ensemble climatologique de la Méditerranée orientale et les lier aux grands mouvements cycliques de l'atmosphère.

Remerciements : Ce travail a été effectué dans le cadre du projet GABARDINE financé par la Commission Européenne sous le numéro 518118.

Références bibliographiques

Dimakopoulos G., 1964 : Les Etésiens. *La Météorologie,* 1964, 15-23, Paris.

Karalis J., 1973 : *Contribution à l'étude de la turbidité de l'atmosphère à Athènes*. Thèse (en Grec), Athènes, 61 p.

Karapiperis L., 1945 : Sur la fréquence et la périodicité des Etésiens à Athènes. *C. R. Ac. Sc.* Athènes, 20, 126-134.

Karapiperis L., 1954 : Contribution à l'étude des influences des Etésiens et de la brise de mer sur la température et l'humidité à Athènes. *C. R. Ac. Sc.*, Athènes, 29, 420-425.

Karapiperis L., 1955 : Sur la fréquence des jours successifs d'Etésiens. *C. R. Ac. Sc*. Athènes, 30, 291-295.

Konstadakopoulos K., 1959 : *Sur les problèmes de la prévision du temps en Grèce*. Thèse, Athènes (en Grec), 223 p.

Kotroni V., Lagouvardos K., Lalas D., 2001 : The effect of the island of Crete on the Etesian winds over the Aegean Sea. *QJR Meteorol Soc.,* 127, 1917-1937. doi: 10.1002/qj.49712757604.

Maheras P., 1980 : Le problème des Etésiens. *Méditerranée*, 40, 57-66.

Maheras P., 1983 : *Le climat de la mer Egée et de ses marges continentales*. Thèse de Doctorat d'Etat. Atelier de reproduction de thèses de Lille III, 784 pages.

Maheras P., Patrikas I., Anagnostopoulou C. et Xoplaki E., 2000 : Classification automatique des types de circulation et délimitations objective des saisons en Grèce. *Publication de l'AIC*, 13, 364-371.

Metaxas DA., Bartzokas A., 1994 : Pressure covariability over the Atlantic, Europe and N. Africa. Application: Centers of Action for Temperature, Winter Precipitation and Summer Winds in Athens, Greece. *Theor. Appl. Climatol.,* 49, 9-18. doi: 10.1007/BF0866284.

Nastos PT., Philandreas CM., Metaxas D., 1997 : Relationship between number of Etesians days and mean air temperature. *In: Proceedings of the Hellenic Conference "Archipelagos Technologies*". 22-24 October 1997, Piraeus, Greece, 236-242.

LES TERRITOIRES DU RISQUE ET LE CLIMAT À LAVAL (1480-1537)

Jean-Pierre MARCHAND et Valérie BONNARDOT

LETG-Rennes COSTEL (UMR 6554 CNRS), Université Rennes 2, Place du Recteur Henri le Moal 35043 Rennes Cedex, France. jean-pierre.marchand@uhb.fr

Résumé *: Guillaume Le Doyen (GLD) décrit pour Laval de 1481 à 1537 une chronique du temps que l'on peut interpréter en termes de risque. Si les risques datés sont rares et concernent des jours de fête, la chronique permet de définir les zones inondables concernant les crues décennales et trentenaires. On a cartographié les territoires du risque climatique perçu par GLD sur une carte mentale utilisant pour l'espace une dilatation de type logarithmique.*

Mots-clés : *Climat de Laval, 16ème siècle, risques d'inondations, carte mentale.*

Abstract: ***Territories of risk and climate at Laval (1480-1537).***
Guillaume Le Doyen (GLD) described a weather chronicle experienced in Laval between 1481 and 1537 that can be interpreted in terms of risks. If dated risks are rare and related to festival days, yet the chronicle allows to defining flood areas, whether 10 or 30-year floods. Territories under climatic risks perceived by GLD were identified on a mental map using an expansion of logarithmic type for space.

Keywords: *Laval climate, 16th century, flood risk, mental map.*

Pluviose, irrité contre la ville entière
De son urne à grands flots verse un froid ténébreux
Aux pâles habitants du voisin cimetière
Et la mortalité sur les faubourgs brumeux
Charles Baudelaire (Spleen et idéal)

Introduction

La chronique rédigée par Guillaume Le Doyen (GLD), notaire du comte de Laval, sur la vie lavalloise entre 1480 et 1537 a permis d'appréhender la variabilité des hivers (Marchand *et al.*, 2010) en dégageant des chroniques climatiques saisonnières par séquences de types de temps. La recherche est alors pilotée par de grandes séquences « perçues » par leur durée et leur intensité. Le climat vécu par GLD devient ainsi une aide à la détermination des climats passés. Les données relatives aux vendanges et à la qualité des moissons ont également permis de proposer un calendrier des types de temps saisonniers probables (Marchand *et al.*, 2011). Peut-on alors traduire les données fournies par GLD en termes de risques, au sens où on l'entend actuellement comme la conjonction d'un aléa et d'une vulnérabilité ? Si on raisonne en terme de séquences, l'aléa a plutôt permis de proposer des interprétations pour l'hiver, et la vulnérabilité a été la source principale pour le printemps et l'été.

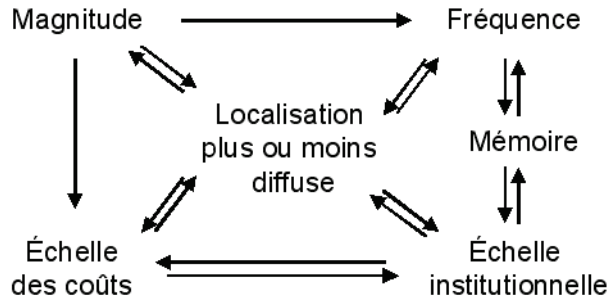
Cette chronique n'est pas un journal tenu quotidiennement et relatant le climat au jour le jour comme le fera au milieu du XVIème siècle le sieur de Gouberville (Roupsart, 2004). Les données strictement datées sont rares chez GLD et n'intéressent que 21 années sur les 57 de la chronique pour 30 occurrences. Cependant, l'auteur note en parallèle avec assez de précision les nombreuses crues (9 au total) ayant touché les bas quartiers de la ville de la rive droite pour que l'on puisse délimiter les débordements des crues décennales et trentennales. GLD habitait sur la rive droite et s'était fortement investi dans l'urbanisation du faubourg Saint-Vénérand. Or c'est ce faubourg et cette rive qui étaient, et qui sont encore de nos jours, les plus sujets aux caprices de la rivière d'où son intérêt pour les inondations.

Cette recherche se situe dans la prolongation des travaux du GDR RICLIM. Elle apporte des données sur les inondations au cours d'une rémission du PAG dans une France de l'ouest dont on connaît peu de choses sur son climat au début de la Renaissance. Sur le plan méthodologique, elle montre que l'on peut estimer des fréquences de crues ainsi que leur extension en l'absence de données chiffrées en interprétant des données textuelles.

1. Territoires du risque et événements datés

Y a t'il chez GLD un territoire du risque au sens défini par la figure 1, c'est-à-dire un élément susceptible de modifier un territoire sur un temps plus ou moins long avec une localisation plus ou moins diffuse, les échelles spatio-temporelles de l'aléa et de la vulnérabilité ne coïncidant généralement pas (Marchand, 2005).

La magnitude des risques chez GLD est difficile à estimer en l'absence de données chiffrées, si ce n'est par des adjectifs (vents violents, hiver long, âpre, froid…). Leur fréquence est estimée par les types de temps saisonniers déduits de la variabilité de l'aléa hivernal et des qualités des moissons et des vendanges comme on l'a montré lors des deux derniers colloques de l'AIC (Marchand *et al.*, 2010, 2011).



Cette représentation théorique du risque montre sous forme de système les interactions entre l'aléa (fréquence et magnitude) et la vulnérabilité (mémoire, échelles institutionnelles et économiques) ainsi que la rétroaction du territoire sur les contraintes créant le risque. Une bibliographie sur l'approche systémique appliquée aux relations risques/territoire est disponible dans Marchand (2005).

Figure 1 : Les territoires de risque : un système complexe (Marchand, 2005).

L'échelle institutionnelle ne laisse apparaître aucun soutien des pouvoirs publics, ni des autorités religieuses, alors que la première aide officielle d'un roi de France pour cause de calamité d'origine atmosphérique fait suite à l'hiver 1481 sous le règne de Louis XI (Leroy Ladurie, 2004). Toutefois, des solutions locales ont été trouvées par des marchands lavallois pour aller chercher du blé en Beauce ou en Bretagne lors de crises frumentaires dues à de mauvaises récoltes ou à des spéculations proches de l'accaparement (1520, 1529 par exemple). On rejoint là l'échelle des coûts matérialisés chez GLD par les cours du blé et du vin. Mais notre notaire est plus attaché à ne point manquer de bon vin d'Anjou et de bois venant de la forêt de Concise (à quelque lieux de Laval) pour son chauffage hivernal que des famines et disettes qu'il signale parfois, comme en 1501, et sans jamais les mettre en relation avec les épidémies et les causes climatiques.

La mémoire est l'élément du schéma de la figure 1 le plus développé. En premier lieu, il s'agit d'une chronique reposant sur l'interprétation mémorielle, donc sur la mémoire qu'il en a et que nous interprétons…). L'interprétation des séquences de types de temps repose pour l'essentiel sur la qualité des moissons et des vendanges, ce qui fait que les facteurs climatiques entraînant des récoltes médiocres, donc des risques, sont à la fois objets et sources de la recherche. Elles prennent donc en compte la mémoire de GLD, l'interprétation qu'en font les chercheurs et cumulent des incertitudes, même si celles ci ont été évaluées en fonction de critères du GIEC (Marchand *et al.,* 2011). La mémoire est donc la principale source des reconstitutions climatiques réalisées à partir de la chronique (Marchand *et al*., 2010, 2011).

Ensuite, la mémoire de GLD est très sélective pour ce qui est des éléments datés avec précision. Sur les 31 cas recensés, six concernent des fêtes religieuses « *grêle à la Fête Dieu en 1501, gelées à la Pentecôte 1502, beau Vendredi Saint en 1521, orage à la Saint Jean en 1523*... ». Il note le beau temps du 4 mai 1487 lors de l'arrivée du roi Charles VIII et de l'entrée de Guy XV à Laval le 7 août 1487, la pluie et les vents forts lors de la visite d'Antoinette du Lude le 21 septembre 1526. Il a fallu des occasions rares ou des fêtes

carillonnées pour que GLD les signale, ce qui suppose une sous estimation vraisemblable de tels types d'accidents. Et l'expression encore à l'honneur dans la presse de nos jours « de mémoire d'homme » revient à plusieurs reprises sous sa plume (1531).

Il signale également des évènements survenus à proximité de Laval qui relèvent plus de l'anecdote que de la compilation climatique : le 18 octobre 1512, « *un vent brûlant comme un lutin tomba à terre le clocher d'Ahuillé sans rien blesser qu'un pauvre vicaire* ». Il a connaissance des crues de la Loire à Orléans et Saumur de 1527. Et, curieusement, le récit le plus long relate en une trentaine de vers une inondation brutale survenue à Falaise lors d'une foire en août 1506, loin de Laval et que GLD n'a du connaître que par ouï dire.

2. Les territoires identifiés : les inondations

Mais c'est évidemment pour les inondations que l'aspect territoire est le plus développé. GLD nous indique 9 épisodes (tableau 1) tout en signalant qu'en 1483, 1492 et 1508, la Mayenne n'a pas débordé. Aucune autre source, Champion (1860) ou Musset (1917) par exemple, ne signale de crues de la Mayenne pour cette époque.

Tableau 1 : Episodes de crues indiquées par G. Le Doyen entre 1481 et 1537. La genèse et l'estimation des retours sont des déductions des auteurs en l'absence de précisions de GLD (*notes de GLD en italique*).

Années	Saison	Extension	Génèse	Retour
1481	Hiver	*« Ruisseau furent grands jusqu'à ST Vénérand »* Rue du pont de Mayenne sous l'eau	Crue de débâcle	Trentennale
1494	Hiver	*« Hiver assez pesant et les eaux se tinrent dans leurs grand*	Sols saturés et climat humide. Neige (?)	Décennale
1497	Hiver	*« Rivières moult grands car rompit plusieurs étangs »*		Décennale
1502	Hiver	*« Les eaux furent grandes qui tinrent longues et ennuyeuses qu'ils surmontaient et chaussées et maisons, qu'après faillit en besogner maçons »*	Hiver doux et pluvieux	Trentennale
1509	Printemps	*« Eaux hors de leurs rivages mais ne firent pas grands dommages »*	Mai pluvieux	Décennale
1510 1511	Automne Hiver	*« Rivière gela que glaçons moult pervers firent moults grands décennale dommages par où ils faisaient leurs passages ».*	Crue de débâcle	
1511	Automne	*« Les grands desrays des eaux ont été partout au temps de toussaint et devant n'est ruisseau qui ne fût grand »*	*« La pluie n'avait nulle cesse pour et nuit. Semaisons ne purent être faites »*	Décennale
1530	Hiver	Faubourg Saint-Vénérand et hôpital Saint-Julien inondés *« Elle fut près de St Vénérand… Jusqu'au devant du grand four de St Julien… Le carrefour de la Sereine était tombé en grandes ruines. »*	Pluie et fontes de neiges sur sol saturé *« Hiver courtois et doux ...moult pluvioux… Par neige pluie ou vent ».*	Trentennale et peut être plus *« Car de vie d'homme ne fust si grand ni sui austère ».*
1535	Printemps	*« Ruisseau étaient grandes rivières »*	*« Jusqu'à la Madeleine pleuvait sans cesse »*	Décennale

Les crues d'hiver sont les plus nombreuses avec 5 occurrences mais les pluies de printemps entraînent également des débordements significatifs. GLD nous signale donc 9 crues en 57 ans, soit une tous les 7 ans en moyenne. Faute de précisions sur leurs débordements et compte tenu que la Mayenne n'était pas canalisée, on peut penser que ces inondations ont une

fréquence au moins décennale. Mais pour trois d'entres elles, GLD nous donne des précisions assez fines quant aux limites atteintes par les eaux.

On ne dispose pas pour la Mayenne d'un atlas comme celui du « Manuscrit de la Vilaine » de 1543 qui montre en 24 planches la vallée du fleuve de Rennes à Redon. Et la carte la plus ancienne de la ville date de 1753 (Couanier de Launay, 1894), soit plus de 200 ans après la fin de la chronique lavalloise. Heureusement, ces prairies sur la rive droite ont été protégées de l'urbanisation pour le blanchiment des toiles qui fut la richesse de la ville pendant toute l'époque moderne. Frédérique Pitou (1996) note que la pression des tisserands et des filateurs des toiles de Laval a « figé l'espace urbain au centre de la ville ». La carte de 1753 (figure 2) montre bien l'urbanisation sur les premières pentes de la rive droite, le faubourg de St Vénérand et les prairies sur lesquelles vont blanchir les toiles. Le côté « zone humide » de ces prairies est par ailleurs signalé par GLD qui écrit que pour construire le nouvel hôpital Saint Julien il a fallu le faire sur pilotis (1528).

On peut faire l'hypothèse que, tout en servant de réserves foncières pour le blanchiment des toiles, ces prairies étaient également, en l'absence de digues, des zones inondables. Elles devaient être submergées lors des crues mineures, au moins pour les décennales. Par contre, quand GLD nous indique précisément les maisons touchées lors de crues noyant Saint Vénérand, on retrouve une fréquence de deux à trois épisodes sur près de soixante ans. C'est le cas pour les trois crues hivernales de 1481, 1502 et 1530 (figure 2). Pour deux d'entre elles, elles se produisent en fin d'hivers particulièrement froids, surtout en 1481.

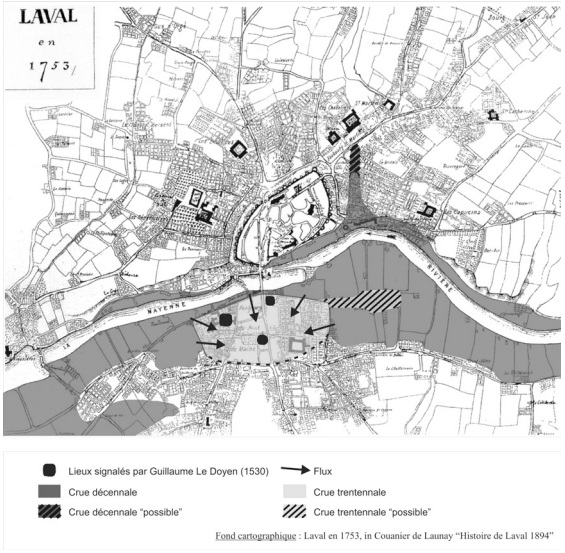


Figure 2 : Laval en 1753 *(in Couanier de Launay, 1894*), crue décennale et trentennale et lieux inondés signalés par GLD en 1530.

Même si on est vraisemblablement aux alentours de 1500 en phase de rémission du petit âge glaciaire (Marchand *et al*., 2011) avec des hivers en fréquence beaucoup plus froids qu'actuellement (Marchand *et al*., 2010), les crues de débâcle et de fonte des neiges sont dominantes et donnent les inondations les plus importantes même si les débits de ces crues ne sont pas connus de ceux qui habitaient Laval.

Il est difficile de comparer avec la situation contemporaine. La canalisation de la Mayenne, le redressement de son cours sous la Monarchie de Juillet et le Second Empire ont profondément modifié le système hydraulique local. Les anciennes prairies ont été urbanisées et la Mayenne coule entre deux quais qui font office de digue. Les inondations actuelles décennales sont des crues de refoulement par les égouts alors que, autour de 1500, on avait des crues de débordement. Par contre, de nos jours, l'urbanisation dans les quartiers bas les rend beaucoup plus sensibles aux violents orages estivaux, alors qu'au XVIème siècle les

pluies correspondantes étaient absorbées par les prairies sur la rive droite ou dévalaient les rues en pente de la vieille ville.

Le plan de prévention des risques inondations (PPRI) de Laval (figure 3) approuvé en novembre 2003 montre bien la réduction spatiale de risques. Sur les 14 arrêtés de catastrophes naturelles entre 1984 et 1995 pour inondation et/ou coulées de boues, 6 impliquent des séquences de plusieurs jours dont 5 en hiver (1990, 1993, 1995, 1999, 2001). Les autres concernent des événements d'une journée liés à des orages et à l'imperméabilité actuelle du substrat.

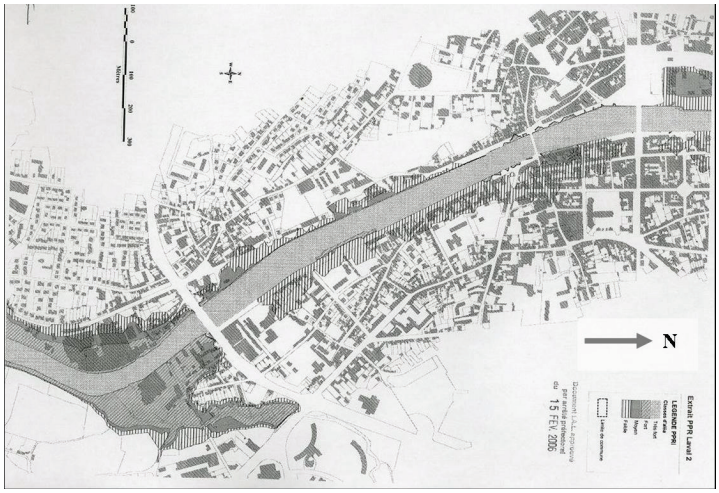


Figure 3 : Plan de prévention des risques inondations de Laval (2003).

Conclusion : territoires du risque et carte mentale

Alors qu'en est-il des territoires du risque vécu par GLD ? On peut, comme on vient de le voir pour les inondations, proposer une cartographie vraisemblable de ce qu'ont vécu les habitants de Laval de 1480 à 1537 en suivant les écrits de GLD. Mais celui-ci, en écrivant sa chronique, nous donne une idée de ce que représentait pour lui et pour une classe sociale instruite et aisée, ce que l'on nommerait actuellement des risques d'origine climatique. On peut alors essayer d'établir la carte mentale des risques selon le vécu de notre auteur qui est une représentation des « lieux fantasmés » (Brunet *et al.,* 1992). On peut ainsi dessiner une carte mentale (figure 4) des espaces à risques de Guillaume le Doyen.

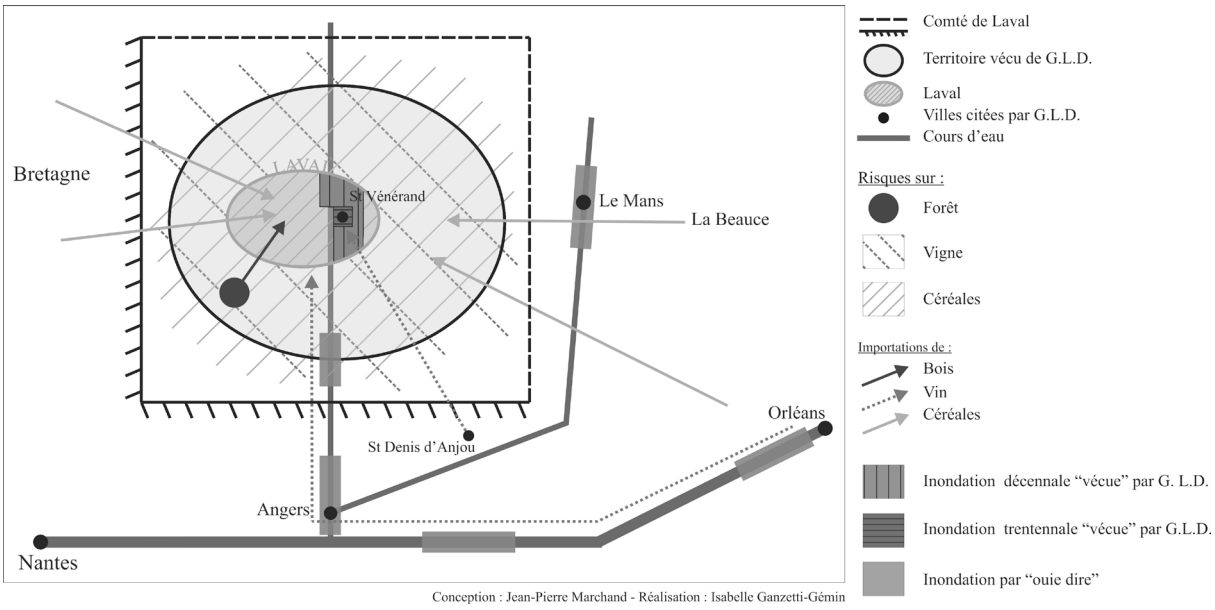


Figure 4 : Carte mentale des territoires du risque climatique selon G. le Doyen (1480-1537).

On a choisi ici une cartographie simplifiée qui tient compte des distances entre le plus proche - le quartier de St Vénérand - et les territoires lointains comme l'orléanais, fournisseur de bon vin ou sujets à des inondations catastrophiques dont l'existence était parvenue jusqu'à laval. L'échelle choisie s'inspire d'une distance logarithmique qui met l'accent sur les territoires proches. Les notations vont du plus proche, les lieux inondés dans le quartier St Vénérand, aux inondations de Saumur, Orléans et Falaise. Il s'agit là d'aléas dont la cause directe est le climat. Mais les environs de Laval, dans ce qui constitue le territoire habituel et parcouru par GLD, les terres qui lui donnent son approvisionnement en vin, blé et bois, sont pour lui sources d'inquiétude dès que le climat se détériore et menace de troubler son confort. C'est surtout vrai pour le bois et le vin, moins pour le blé, car il lui arrive de compatir sur ce point aux malheurs de ses concitoyens. On peut ainsi cartographier les espaces de production des produits à risques et les solutions apportées, par exemple les importations de blé et de vin.

Remerciements à Isabelle Ganzetti-Genin (LETG-Rennes COSTEL) pour la cartographie.

Références bibliographiques

Source : Guillaume Le Doyen : *Annales et chroniques du païs de Laval depuis l'an 1480 jusqu'à l'année 1537*. Publiées pour la première fois par M. Godbert avec notes et éclaircissements de M. Louis La Beauluère. Slatkine reprints, Genève 1971, 390 pages.

http://www.mayenne.gouv.fr/191-information-des-acquéreurs-et-des-locataires.htm.

Archives départementales d'Ille et vilaine, 1997 : *En passant par la Vilaine de Redon à Rennes en 1543*. Éd. Apogée, Rennes.

Brunet R., Ferras R. et Théry H., 1992 : *Les mots de la géographie, dictionnaire critique*. RECLUS, La documentation française Paris, 470 pages.

Champion M., 1860 : *Les inondations en France du Xe siècle à nos jours*. Rééd. 2001, CEMAGREF, 6 volumes.

Couanier de Launay E.L., 1894 : *Histoire de Laval*. Ed Chailland Laval, Réimpression (1976), Ed Culture et civilisation ; Bruxelles, 552 pages.

Dion R., 1934 : *Le Val de Loire étude de géographie régionale.* Arthaud, 752 pages.

Le Méné M., 1982 : *Les campagnes angevines à la fin du moyen âge*. Cid éditions, Nantes, 534 pages.

Leroy Ladurie E., 1986 : *Histoire du climat depuis l'an mil.* Tome 1, Flammarion, 286 pages.

Leroy Ladurie E., 2004 : *Histoire humaine et comparée du climat.* Tome 1, Fayard, 739 pages.

Marchand J.-P., 2005 : *Systèmes territoriaux et risques climatiques*. In 'Les risques climatiques' éd D. Lamarre, 65-78.

Marchand J.-P., Planchon O. et Bonnardot V., 2010 : *Le climat vécu, une aide à la détermination des climats passés : les hivers à Laval (1481-1537)*. Actes du XXIIIème Colloque AIC, Rennes, 373-378.

Marchand J-P, Bonnardot V., Planchon O. et Dubreuil V., 2011 : *La vigne, le vin et le climat vus par un notable lavallois au début du XVIème siècle.* Actes du XXIVème colloque de l'AIC, Rovereto, 381-386.

Musset R., 1917 : *Le Bas Maine, étude géographique*. Armand Colin, 496 pages.

Pitou F., 1996 : *Laval au XVIIIe siècle, Marchands, artisans, ouvriers dans une ville textile.* « La Mayenne : archéologie, histoire, Supplément n°8 », Laval, 605 pages.

Le Méné M., 1982 : *Les campagnes angevines à la fin du moyen âge*. Cid éditions, Nantes, 534 pages.

Musset R., 1917 : *Le Bas Maine, étude géographique*. Armand Colin, 496 pages.

Roupsart M., 2004 : *Perception du temps et du climat en Cotentin au milieu du XVIèmesiècle (exploitation du « journal » de Gilles de Gouberville*. Actes du XVIIème colloque de l'AIC, Caen, 75-79.

RÉGIONALISATION DES MODÉLISATIONS DE TEMPÉRATURES EN FRANCE POUR LA PÉRIODE 2071-2100 À PARTIR DU MODÈLE ARPÈGE-CLIMAT POUR LES SCÉNARIOS A1B, A2 ET B1

Nicolas MARTIN, Pierre CARREGA et Cyriel ADNES

Université de Nice Sophia-Antipolis, UMR ESPACE 7300, Equipe GVE, 98 Bd. E. Herriot 06204 Nice, France.
nicolas.martin@unice.fr ; pierre.carrega@unice.fr ; cyriel.adnes@unice.fr

***Résumé** : Le projet CASSANDRE a pour but d'anticiper l'évolution de la végétation dans les Alpes-Maritimes afin d'identifier les zones naturelles à protéger d'ici 2100. La première étape consiste à régionaliser les sorties du modèle climatique ARPEGE-Climat du CNRM afin de renseigner localement l'évolution attendue des températures minimales et maximales à l'horizon de la fin du XXIème siècle. En croisant des variables prédictives décrivant au mieux l'environnement physique avec les températures en sortie du modèle ARPEGE-Climat, des modèles de régressions multiples sont établis mensuellement pour la période 1961-1990. Les résultats obtenus offrent des résidus acceptables au regard du changement d'échelle opéré (passage de 50 km de résolution à 1 km). Ainsi la même méthode est employée pour affiner la résolution spatiale des modélisations climatiques des Tn et Tx futures (2071-2100) selon les trois scénarios A2, A1B et B1.*

***Mots-clés** : Modélisation climatique, descente d'échelle, régression environnementale, température.*

Abstract: Regionalization of simulated temperatures over France for the period 2071-2100, using the ARPEGE-Climat model and the GES scenarios A1B, A2 and B1.
The CASSANDRE project aims at anticipating the vegetation evolution in the Alpes-Maritimes French region to identify natural areas to protect before 2100. The first step consists in regionalizing the outputs of the climate model ARPEGE-Climat of the CNRM to locally evaluate the minimal and maximal temperatures trends at the end of the XXIst century. By crossing predictive variables that best describe the physical environment with temperatures from the ARPEGE-Climat model output, several models of multiple regressions are established monthly for the period 1961-1990. The obtained results give acceptable residues considering the scaling operated (from 50 km horizontal resolution to 1 km). Hence, the same method is used to refine the spatial resolution of the climate model simulated Tn and Tx (2071-2100) according to three SRES scenarios A2, A1B and B1.

***Keywords**: Climate modelling, downscaling, environmental regression, temperature.*

Introduction

Le projet CASSANDRE (Contribution à l'élaboration d'un système d'aide à la décision pour la gestion des espaces naturels : application à la constitution des trames vertes au regard du changement climatique et de la dynamique urbaine) a pour but d'identifier les zones naturelles à protéger d'ici à 2100 en tenant compte de l'évolution de la répartition des végétaux et du développement urbanistique dans la zone littorale et la zone collinaire proche du littoral dans les Alpes-Maritimes.

Le point de départ de cette recherche consiste à préciser l'évolution de la végétation qui est en partie tributaire du devenir des températures et des précipitations (non abordées ici). Le modèle climatique utilisé est le modèle ARPEGE-Climat du CNRM dont la résolution spatiale est d'environ 50 km sur le territoire français métropolitain. La finalité du travail réside dans l'amélioration de la résolution spatiale des températures simulées ; en effet il est impensable de pouvoir quantifier correctement l'évolution de la végétation avec des données à 50 km. L'objectif est d'affiner considérablement les températures prévues pour la fin du siècle à 1 km de résolution spatiale.

Pour cela la technique statistique fondée sur la régression environnementale a été privilégiée. Il s'agit donc de trouver des descripteurs des températures (minimales et maximales mensuelles) en utilisant comme échantillon de départ les sorties d'ARPEGE-Climat pour chaque mois de la période dite de référence 1961-1990. La validation des

modèles créés se fait par comparaison avec les stations météorologiques de Météo-France. Si les écarts constatés sont acceptables, alors la même démarche est reproduite avec les sorties d'ARPEGE-Climat pour les scénarios A2, A1B et B1 pour la période 2071-2100.

1. Les températures simulées et les normales climatiques en France

1.1. Les modélisations des températures en France selon le modèle ARPEGE-Climat

Le modèle ARPEGE-Climat version 4 développé par le CNRM (Salas-Mélia, 2005) présente une grille non régulière avec un pôle placé en mer Tyrrhénienne et une résolution horizontale de l'ordre de 50 km sur la France. Les sorties de modèles sont des données surfaciques et non ponctuelles. A chaque pixel (240 couvrent la France) correspond une valeur d'altitude représentant la moyenne des altitudes sur l'ensemble du pixel. Les températures maximales (Tx) et minimales (Tn) modélisées constituent ainsi des valeurs moyennes sur l'intégralité du pixel de 2500 km² (figure 1).

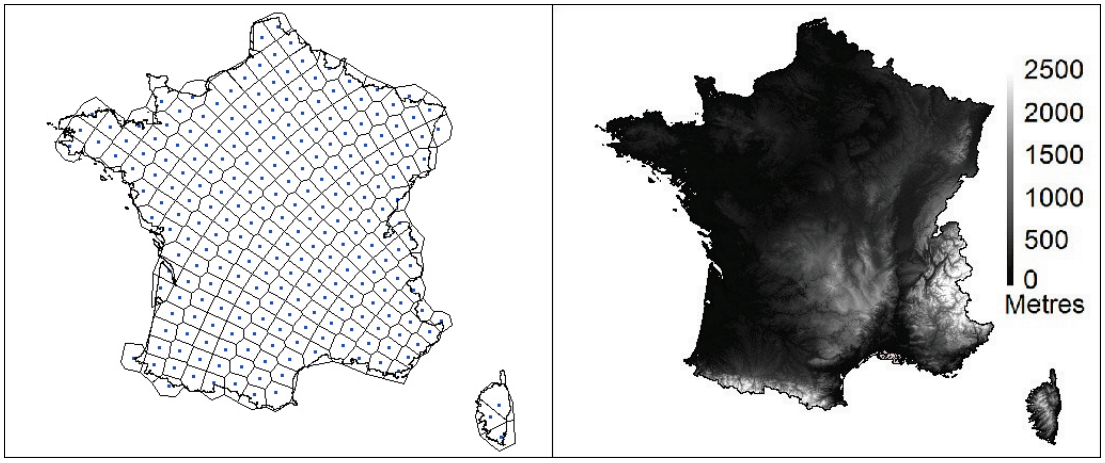


Figure 1 : Grille de calcul d'ARPEGE-Climat à 50 km comparée au modèle numérique de terrain à 90 m de la France.

ARPEGE-Climat fournit des simulations pour le futur selon différents scénarios d'évolution des sociétés qui traduisent des émissions en gaz à effet de serre (GES) plus ou moins importantes. Trois scénarios sont retenus dans ce projet. Le scénario A1B est fondé sur des émissions en GES qui doubleraient entre le début du siècle et 2050 pour très légèrement décroître ensuite. Cette voie semblerait être actuellement empruntée. Le scénario A2 est bien plus pessimiste avec une multiplication par 4 des émissions en un siècle. Enfin le scénario B1 est beaucoup plus optimiste puisqu'il considère que les émissions ne vont croître que faiblement jusqu'en 2050 et qu'elles devraient légèrement décroître par la suite.

Enfin ARPEGE-Climat simule également le climat entre 1961 et 1990, période dite de référence qui offre la possibilité de vérifier le degré de confiance à accorder à ces modélisations.

1.2. Validation : les normales climatiques 1961-1990

Pour vérifier la pertinence des modèles statistiques qui affineront spatialement les prévisions de températures des différents scénarios, il est essentiel de croiser les températures calculées statistiquement (à partir des sorties d'ARPEGE) avec des données réellement mesurées (stations). Ce travail est effectué pour la période de référence 1961-1990. Cette étape fondamentale validera ou non la démarche qui sera alors répétée, si les résultats le permettent, à partir des modélisations des Tx et Tn d'ARPEGE-Climat pour la période 2071-2100.

Deux séries de stations météorologiques permettent de valider les modèles sur la France entière (15 postes) et aussi plus spécifiquement dans les Alpes-Maritimes (18 postes), territoire d'étude du projet CASSANDRE. Dans les deux cas les postes retenus occupent des sites topographiques hétérogènes afin de tester convenablement les modèles de régression établis.

2. Méthode de régionalisation des Tn et des Tx du modèle ARPEGE

2.1. Régression environnementale

Plusieurs méthodes permettent d'affiner la résolution spatiale d'un phénomène. La technique de la régression environnementale a été retenue afin d'améliorer nettement la résolution spatiale des températures fournies par les simulations climatiques. Cette démarche permet de créer de l'information à partir de variables jugées explicatives qui régissent le phénomène étudié. Cette approche se situe à l'interface entre une démarche déterministe et une autre fondée sur l'interpolation spatiale puisque le choix des variables environnementales n'est pas aléatoire mais justifié par l'intensité des relations statistiques qu'entretiennent ces données avec le phénomène à modéliser, pour des raisons physiques. Ces mécanismes sont contenus implicitement dans les modèles de régression multiple construits. Par exemple, l'influence sur les températures de l'inertie thermique des mers ou des océans est intégrable dans un modèle de régression par la variable *distance à la mer*. Il existe ainsi de nombreuses solutions pour prendre en compte les lois physiques qui régissent la variabilité spatiale des températures.

2.2. Descripteurs des températures

La topographie exerce un poids important et bien documenté sur la variabilité spatiale des Tn et des Tx (Carrega, 1994 ; Madelin, 2004 ; Lhotellier, 2005 ; Joly, 2011). Le modèle numérique de terrain (M.N.T.) d'ARPEGE-Climat comporte potentiellement les informations nécessaires pour déterminer les variables explicatives dont dépendent les températures, et ce malgré la faiblesse de sa résolution spatiale.

Les descripteurs choisis sont l'altitude et les variables qui en découlent : la pente, l'orientation, la rugosité topographique (écart-type des altitudes) et l'encaissement (différence entre le pixel considéré et l'altitude maximale dans le voisinage). Ces 4 derniers prédicteurs sont calculés dans le voisinage immédiat du pixel considéré. D'autres variables influençant les températures mais non liées au M.N.T. sont également incluses dans cette logique : la longitude, la latitude et la distance à la mer.

Chacune de ces variables intègre une partie des facteurs physiques qui régissent la distribution spatiale des Tn et des Tx. L'altitude permet de prendre en compte la décroissance verticale des températures dans la troposphère en raison de la raréfaction de l'air ; la pente et l'orientation des versants offrent des différences d'exposition au soleil et donc des déficits ou des excédents énergétiques ; la rugosité du relief et l'encaissement des vallées module la variable altitude en introduisant des phénomènes locaux comme les inversions thermiques par exemple ; enfin la distance à la mer et le binôme longitude/latitude intègrent la notion de continentalité dans les modèles statistiques.

2.3. Descente d'échelle

Le défi majeur posé par la volonté d'améliorer la résolution spatiale des modélisations d'ARPEGE-Climat est la descente d'échelle, traduction du très connu « downscaling ». Dans la littérature cette étape est très majoritairement menée selon une démarche déterministe. Ici

l'originalité de l'approche consiste à effectuer une descente d'échelle en se fondant sur la régression environnementale.

Cependant des interrogations subsistent quant à la possibilité d'effectuer un tel saut entre des pixels de 50 km de côté et une grille finale de 1 km. Le lissage opéré dans ARPEGE-Climat sur la topographie et sur les Tn/Tx ne sera-t-il pas préjudiciable à la prise en compte par les modèles statistiques des phénomènes de micro-échelle ? Est-ce que les structures spatiales de ces phénomènes locaux sont observables à méso-échelle ? Malgré ces handicaps majeurs qui rendent cette démarche fragile il n'existe pas d'autres solutions que de procéder ainsi ; car aucune station météorologique ne peut aujourd'hui fournir l'échantillon de Tn ou de Tx nécessaire à l'élaboration d'un modèle de régression statistique décrivant la variabilité spatiale thermique de la période 2071-2100 !

3. Spatialisation des Tn et des Tx sur la période de référence 1961-1990

3.1. Sur la France entière

Les 8 variables explicatives réparties sur les 240 pixels d'ARPEGE-Climat alimentent les modèles statistiques. La même procédure dite pas à pas (test de Fisher Snedecor sur le plus petit coefficient de corrélation) est suivie pour chacune des 12 moyennes mensuelles Tx/Tn de 1961-1990. A l'issue des calculs 24 modèles sont décrits par une équation de type $y = ax_1 + bx_2 + cx_3 + \ldots + z$ où y est la température mensuelle à calculer, x_1, x_2, x_3 sont les descripteurs et a, b, c les coefficients de régression ; enfin z est l'ordonnée à l'origine.

Dans aucun modèle les variables pente et orientation ne sont retenues. Certainement victimes d'un effet de lissage trop fort de la topographique ces descripteurs sont écartés. Les autres variables explicatives sont conservées et après plusieurs essais c'est le logarithme de la distance à la mer qui est préféré à la variable initiale pour traduire la non linéarité de la relation avec les températures. Les coefficients de détermination qui quantifient la part de variance expliquée par les modèles sont tous supérieurs à 0,9 et parfois même à 0,95. Les écarts moyens (racine de la moyenne des carrés des écarts, RMCE) sont presque tous inférieurs à 1°C (tableau 1). Enfin la cartographie des résidus montre pour les mois les plus froids une sous-estimation des Tn dans la vallée du Rhône et pour les mois les plus chauds une surestimation des Tx en Provence et en Corse.

Tableau 1 : Coefficients de détermination et écarts moyens mensuels pour la période 1961-1990 pour les Tn/Tx.

	R² Tn	RMCE Tn	R² Tx	RMCE Tx
Janvier	0,94	1,04	0,97	0,86
Février	0,94	0,99	0,97	0,63
Mars	0,95	0,74	0,98	0,37
Avril	0,95	0,61	0,97	0,54
Mai	0,93	0,53	0,95	0,73
Juin	0,93	0,49	0,95	0,69
Juillet	0,93	0,60	0,92	0,83
Août	0,92	0,66	0,93	0,92
Septembre	0,92	0,86	0,97	0,50
Octobre	0,91	0,96	0,98	0,36
Novembre	0,89	1,04	0,98	0,77
Décembre	0,93	1,00	0,97	0,99

Par ailleurs, la confrontation des Tx/Tn simulées par les modèles statistiques avec les normales climatiques 1961-1990 est plutôt satisfaisante. Sur l'ensemble des 15 stations météorologiques, les écarts moyens entre modèles et observations sont compris entre 0,21 et 1,4°C pour les Tn et entre 0,36 et 1,21°C pour les Tx. En général, les Tn sont surestimées et les Tx sont sous-estimées. Par type d'implantation topographique, ces différences sont plus prononcées lorsque la surface est vallonnée voire accidentée.

3.2. Zone littorale et collinaire des Alpes-Maritimes

Les modèles de régression construits précédemment sont également appliqués sur cette partie du territoire. Bien qu'étant situé dans le sud des Alpes-Maritimes, l'espace d'intérêt du projet CASSANDRE est caractérisé par une topographie très prononcée. Les modèles élaborés à partir d'une maille grossière (seuls 2 points d'ARPEGE-Climat concernent le département) sur la France entière, spatialisent-ils correctement les températures ?

La deuxième série de postes météorologiques est alors utilisée pour tester les simulations statistiques. Les résultats sont moins satisfaisants. Les écarts moyens sont de l'ordre de 2 à 3°C pour les Tn et de l'ordre de 1 à 2°C pour les Tx en fonction des mois. L'analyse par type d'implantation des stations météorologiques révèle que les postes de fond de vallée souffrent de fortes surestimations des Tn durant l'hiver (3 à 4°C). L'impact de l'encaissement de ces sites de mesures sur les Tn est donc mal modélisé.

4. Spatialisation des Tn et des Tx sur la période 2071-2100

La spatialisation des températures sur la période 1961-1990 étant concordante avec les normales climatiques à l'échelle de la France, et dans une moindre mesure aux observations dans les Alpes-Maritimes, la procédure est ainsi reproduite avec les sorties d'ARPEGE-Climat pour les 3 scénarios A1B, A2 et B1 sur la période 2071-2100. Pour chacun des scénarios et pour les Tn et les Tx les coefficients de détermination sont compris entre 0,85 et 0,98. Les résidus sont très faibles et les erreurs-type sont inférieures à 1°C (figure 2).

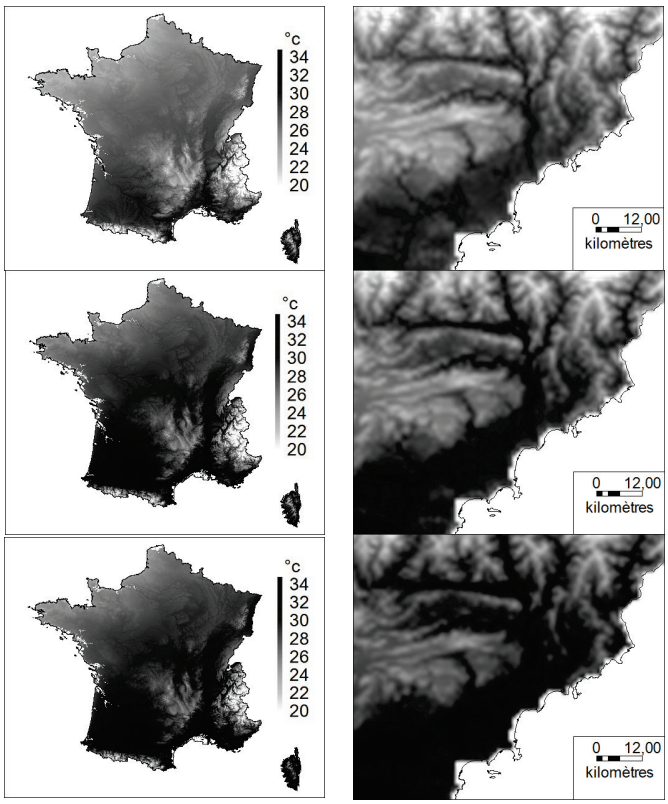


Figure 2 : Spatialisation des Tx de juillet pour la période 2071-2100 en France à gauche et plus localement, à droite, dans les Alpes-Maritimes. En haut, le scénario B1 : au milieu, le scénario A1B et en bas, le scénario A2.

Conclusion

La technique statistique fondée sur la régression environnementale permet d'affiner spatialement les modélisations ARPEGE-Climat des Tx et des Tn. La démarche a été validée sur la période de référence 1961-1990 et a donc été reproduite pour les scénarios A1B, A2 et B1 concernant la période 2071-2100. Malgré des très bons résultats sur la majeure partie du pays, les zones marquées par un fort relief ne bénéficient pas d'une spatialisation performante des températures, notamment des minimales. La faible résolution des pixels ARPEGE-Climat est probablement responsable de ces forts écarts en raison d'un fort lissage des phénomènes topographiques et thermiques à 50 km. La descente d'échelle ne s'opère pas totalement à travers ces modèles. La piste privilégiée est alors de renouveler le travail à partir des modélisations ALADIN-Climat qui bénéficient d'une meilleure résolution spatiale (12 km).

Remerciement : Cette étude s'inscrit dans le cadre du projet CASSANDRE. Nous remercions Michel Déqué du CNRM pour la mise à disposition des modélisations d'ARPEGE-Climat.

Références bibliographiques

Carrega P., 1994 : *Topoclimatologie et habitat*. Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée, Revue de Géographie du laboratoire d'analyse spatiale Raoul Blanchard, 408 pages.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M. et Wavresky P., 2011 : Temperature interpolation based on local information : the example of France. *International Journal of Climatology*, 31, 2141-2153.

Lhotellier R., 2005 : *Spatialisation des températures en zone de montagne alpine.* Thèse de doctorat, Grenoble, 352 pages.

Madelin M., 2004 : *L'aléa gélif printanier dans le vignoble marnais en Champagne : Modélisation spatiale aux échelles fines des températures minimales et des écoulements de l'air*. Thèse de doctorat, Paris, 353 pages

Salas-Mélia D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Guérémy J.F., Marquet P., Planton S., Royer J.F., Tyteca S., 2005 : *Description and validation of CNRM-CM3 global coupled climate model*. Note de centre GMGEC, CNRM, 103.

ÉLÉMENTS CLIMATIQUES, INDICES BIOCLIMATIQUES ET SAISON GRIPPALE 2010-2011 DE L'AGGLOMÉRATION DE SFAX (TUNISIE MÉRIDIONALE) : COMPRÉHENSION ET RELATION

Wahida MEJRI

Université Paris I Panthéon-Sorbonne (France) – Université de la Manouba (Tunisie) – UMR 8185 CNRS « Espaces, Nature, Culture ». mejriw@yahoo.fr

Résumé : *Dans ce travail, le choix s'est porté vers une maladie à forte composante saisonnière, très connotée du point de vue des relations climat-santé, la grippe. Nous avons choisi d'étudier la saison grippale 2010-2011 à Sfax pour vérifier les coefficients de corrélation entre les conditions climato-météorologiques et la grippe, paramètre par paramètre (humidité, vitesse du vent et température max, min et moyenne) et le nombre total de grippés. Ensuite, nous avons utilisé deux indices bioclimatiques (THI et le Windchill) pour prouver que la température ressentie par le corps humain n'est pas celle qui est mesurée et que le confort thermique dépend davantage du flux thermique entre le corps et l'air ambiant. Donc, la variation de la température (mesurée et ressentie) influence la date de déclenchement de l'épidémie et sa variation temporelle.*

Mots-clés : *Grippe, climat, indices bioclimatique, Sfax.*

Abstract*:* ***Elements climate, indices bioclimatic and influenza season 2010-2011 in the city of Sfax: understanding and relationship****.*
This work was aimed to study the relationships between a disease with a strong seasonal component the most seasonal disease, the influenza, and climate conditions in the region of Sfax,Tunisia during the influenza season 2010-2011. Regression models were firstly applied to identify the relation between each meteorological parameter (temperature, humidity, and wind speed) and the total number of infected persons. In second step, the relationships were evaluated based on THI and Windchill indices. Results show that the temperature felt by the human body is not the measured one and that the thermal comfort is depending more on the heat flow between the body and the ambient air. Therefore, the variations of measured and perceived temperature affect the date of onset of the epidemic and its temporal variation.

Keywords: *Influenza, climate, bioclimatic index, Sfax.*

Introduction

La grippe est une maladie virale qui se produit dans l'hémisphère nord entre octobre et avril et la Tunisie ne fait pas exception. Cette épidémie a une forte composante saisonnière et une telle coexistence entre grippe et saison suggère le rôle des facteurs environnementaux tels que le climat.

C'est l'objet principal de notre travail ; quel rapport y-a-t'il entre le nombre de cas de grippe et certaines paramètres climatiques, variables et indices. Nous allons vérifier en premier lieu les types des corrélations entre certaines variables et indices climatiques et le nombre de cas de grippe. En deuxième lieu, nous allons chercher l'influence des facteurs climato-météorologiques présentant une corrélation significative avec la grippe, sur le déclenchement de l'épidémie et sur sa propagation, son évolution temporelle et son intensité pendant la saison 2010-2011. Cet article essaie de vérifier si cette épidémie est une maladie hivernale ou plutôt une maladie de saison froide ?

C'est dans ce contexte de la relation climat/santé que s'inscrit ce travail à travers l'exemple de l'agglomération de Sfax. Située sur le littoral sud-est de la Tunisie, l'agglomération de Sfax est considérée, par son poids économique et démographique, comme le deuxième pôle urbain du pays, après la capitale, Tunis. Mais nous avons choisi de rechercher le rapport entre grippe et indices bioclimatiques au lieu de type de temps pour l'originalité de cette démarche puisque ce type de relation (indices bioclimatiques-grippe) semble être utilisé pour la première fois, à notre connaissance, avec cette épidémie.

1. Données et méthode

1.1. Données sanitaires

La surveillance de l'épidémie de la grippe se fait en Tunisie à travers plusieurs méthodes de surveillance. Au niveau de cet article, nous nous limitons aux données de la surveillance Sentinelle qui s'appuie sur un réseau de praticiens, choisis sur la base du volontariat. Nous avons utilisé les données cliniques hebdomadaires du gouvernorat de Sfax de l'année grippale 2010-2011 tirées des bulletins de l'ONMNE (Observatoire National des Maladies Nouvelles et Emergentes). Elles se présentent sous forme du nombre total de cas de grippés pour le gouvernorat de Sfax.

1.2. Données climatiques et indices bioclimatiques

- *Les variables climatiques*

Elles sont issues des archives de l'Institut National de la Météorologie. De ces documents sont extraites les températures maximales et minimales journalières, l'humidité relative et la direction du vent. Ensuite sont calculés les maxima et minima ainsi que les moyennes hebdomadaires puisque les données sanitaires ne sont disponibles qu'à ce pas de temps.

- *Les indices bioclimatiques*

Le choix des indices bioclimatiques retenus dans cette étude est déterminé selon leurs adaptations au climat de la Tunisie (Alouane, 2002). Deux indices sont sélectionnés : le THI et le Windchill. Le premier indice combine la température et l'humidité tandis que le dernier combine la température et la vitesse du vent.

- *Le THI (Temperature Humidity Index)* inventé par Thom (1959) et défini par :

$$THI = t° - (0{,}55 - 0{,}0055\ U\%)\ (t° - 14{,}4)$$

où t° désigne la température en °C et U% l'humidité relative.

- *L'indice Windchill* qui est le facteur de refroidissement éolien qui décrit l'intensité du froid ressenti. Il est utilisé comme l'Humidex au Canada mais est plutôt destiné pour les températures froides.

$$Windchill\ Temperature = 0{,}045*(5{,}2735*SQROOT(W) + 10{,}45 - 0{,}2778*W)*(T - 33)+33$$

avec SQROOT la fonction racine carrée, W la vitesse du vent (Km/h), T la température de l'air (°C).

L'analyse de la relation entre les données climatiques (variables et indices) et la fréquence du nombre de cas de grippe est effectuée à l'aide de calculs de la corrélation linéaire (coefficient de Pearson) menés avec le logiciel XLSTAT (Addinsoft, version 2012).

Les données qui présentent des corrélations significatives avec le nombre de cas de grippe vont être ensuite utilisées pour expliquer le déclenchement de l'épidémie à Sfax pour la saison 2010-2011, sa variation temporelle et ses pics.

2. Résultats

2.1. La corrélation entre les données climatiques et la grippe

- *L'humidité relative et la vitesse du vent, corrélés au nombre de cas de grippe*

L'humidité relative est comprise entre 45,6 et 78,6 % avec une valeur moyenne d'environ 65 % indiquant ainsi un air moyennement humide et qui n'atteint pas le point de saturation

maximale. Tandis que les vitesses de vents sont comprises entre 4 et 17 m/s ce qui correspond à une petite brise.

Le calcul des coefficients de corrélation linéaire entre ces deux variables climatiques et le nombre de cas de grippe pour la saison grippale 2010-2011 à Sfax démontre l'absence totale de corrélations significatives. Mais l'absence totale de corrélations significatives ne signifie pas forcement l'absence de relation ou d'effet de ces variables climatiques sur la grippe. L'étude de corrélations de ces deux paramètres avec la grippe semble ouvrir une autre voie d'étude ; à titre d'exemple, l'étude de l'humidité intérieure (une faible humidité due au chauffage est favorable à la survie des virus, dont une variante de la grippe) (Hemmes, 1960) ou encore l'étude du gradient de l'humidité entre intérieur et extérieur au lieu de l'étude de l'humidité de l'air extérieur. De même pour la vitesse du vent, il semble que certaines études aient mis en avant le rôle important de la quantité d'aérosols véhiculés par le vent, ce qui a donné des bons résultats (Sultan, 2004). Mais vérifier par des corrélations entre paramètre climatique, paramètre par paramètre, paraît nécessaire pour évoquer l'effet sur l'épidémie étudiée.

- *La température corrélée au nombre de cas de grippe*

Le climat de Sfax, comme partout en Tunisie, est bien contrasté selon les saisons : un hiver frais ou relativement frais, et un été chaud à très chaud. En effet, le mois le plus froid (janvier) enregistre une température moyenne entre 8 et 12°C à l'échelle du pays. La moyenne des minima pour ce mois est de 2 à 9°C. Le mois le plus chaud à une température moyenne allant, selon les régions, de 24 à 32°C. Les maxima moyens du mois le plus chaud sont compris, selon les régions, de 32 à 42°C. La grippe est considérée comme une épidémie à syndrome hivernal et la transmission du virus s'effectue souvent pendant les périodes les plus froides de l'année (Lysanuik, 2010).

La corrélation linéaire entre le nombre de cas de grippe et la température (minimale, maximale) est inverse et forte, avec un coefficient égal à -0,7 ($p<0,0001$) pour chacun d'eux.

Le nombre de cas de grippe augmente à mesure que la température baisse pour plusieurs raisons : l'effet direct des basses températures sur le système immunitaire qui rend l'individu faible et vulnérable face aux virus. De plus, les faibles températures incitent au sur-chauffage et au regroupement dans les locaux ce qui facilite la contamination et la propagation des virus.

Mais le confort thermique et la sensation du froid et loin d'être mesuré par un thermomètre. Si la température interne du corps humain est de 37°C, la température de la peau varie au contraire de 25 à 30°C et est le plus souvent légèrement supérieure à la température ambiante. La peau est ainsi surmontée d'une couche limite thermique où la température de la peau rejoint la température ambiante, entraînant un fort gradient de température. Le confort thermique dépend donc davantage du flux thermique entre le corps et l'air ambiant que de la température extérieure réelle et la sensation de froid est d'autant plus vive que le flux thermique sortant est important (Lehoucq, 2000).

Ceci pousse à faire appel aux indices bioclimatiques pour se rapprocher de la relation entre la température ressentie et l'épidémie de la grippe.

- *Les indices bioclimatiques corrélés au nombre de cas de grippe*

Les corrélations entre ces deux indices (le THI et le Windchill) et le nombre total de cas de grippe sont négatives et significatives, avec des coefficients r respectivement égaux à -0,72 et -0,77, ce qui représente des coefficients plus forts que celui de la température mesurée. Ceci peut s'expliquer par la réalité complexe du confort thermique du corps humain et l'intervention de plusieurs paramètres météorologiques dans ce mécanisme. Des effets

néfastes pour la santé apparaissent si le système thermorégulateur est déficient ou si le stress thermique est trop important.

L'indice thermo-hygrométrique (THI) est exprimé en degrés Celsius (°C), puisqu'il s'agit d'une température corrigée (ou température effective). Un air saturé associé à une faible température peut rendre la température ressentie moins fraîche qu'elle ne le semble. A l'inverse, plus l'air est éloigné de son point de saturation et plus la température semble fraîche. Ceci explique l'augmentation du nombre de cas de grippe avec de faibles valeurs de l'indice THI.

Le Windchill se corrèle le mieux avec le nombre de cas de grippe. Cela démontre bien l'effet fort important du vent qui se présente comme un facteur de convection entraînant une augmentation des transferts de chaleur. L'écart entre la température ambiante et la température ressentie est d'autant plus grand que l'écart entre la température ambiante et celle de la peau est grande et que le vent est fort.

Les corrélations, paramètre par paramètre, ne donnent pas de résultats hormis la température. Or, une baisse de température ne s'effectue pas dans n'importe quelle condition météorologique : quand la température baisse, d'autres paramètres météorologiques se modifient aussi. De même, la modification de certains paramètres entraîne un changement de la température ressentie.

Nous allons dans la partie suivante vérifier la relation entre les températures absolues et ressenties (minimales, THI et Windchill) et le déclenchement de l'épidémie et sa variation temporelle.

2.2. La relation entre les données climatiques et le déclenchement de l'épidémie de grippe et de sa variation temporelle

• *La température minimale moyenne, les températures ressenties (indices bioclimatiques) et le déclenchement de l'épidémie.*

La saison grippale 2010-2011 à Sfax est précoce car elle commence la 47ème semaine de l'année. Les principales remarques à retenir de la figure 1 pour la période pré-épidémique sont les suivantes :

- Les températures minimales moyennes baissent d'environ 11,5°C pendant les 4 semaines qui précèdent le déclenchement de l'épidémie.
- La courbe de nombre de cas de grippe s'accélère progressivement pour la période pré-épidémique.
- Les valeurs des indices bioclimatiques ne font pas exception pour la période pré-épidémique, d'où l'enregistrement pour la même période, durant 4 semaines, d'une baisse d'environ 10,3°C pour le Windchill et 8,5°C pour l'THI.

Ces remarques viennent renforcer les résultats trouvés pour les corrélations. Les basses températures influencent le nombre de cas de grippe mais aussi la persistance des faibles températures pour quelques semaines voire même quelques jours favorisent le déclenchement de la grippe.

Nous allons poursuivre notre analyse de cette relation complexe températures-indice-épidémie en suivant la variation temporelle du nombre de cas de grippe et voir la relation avec les données climatiques.

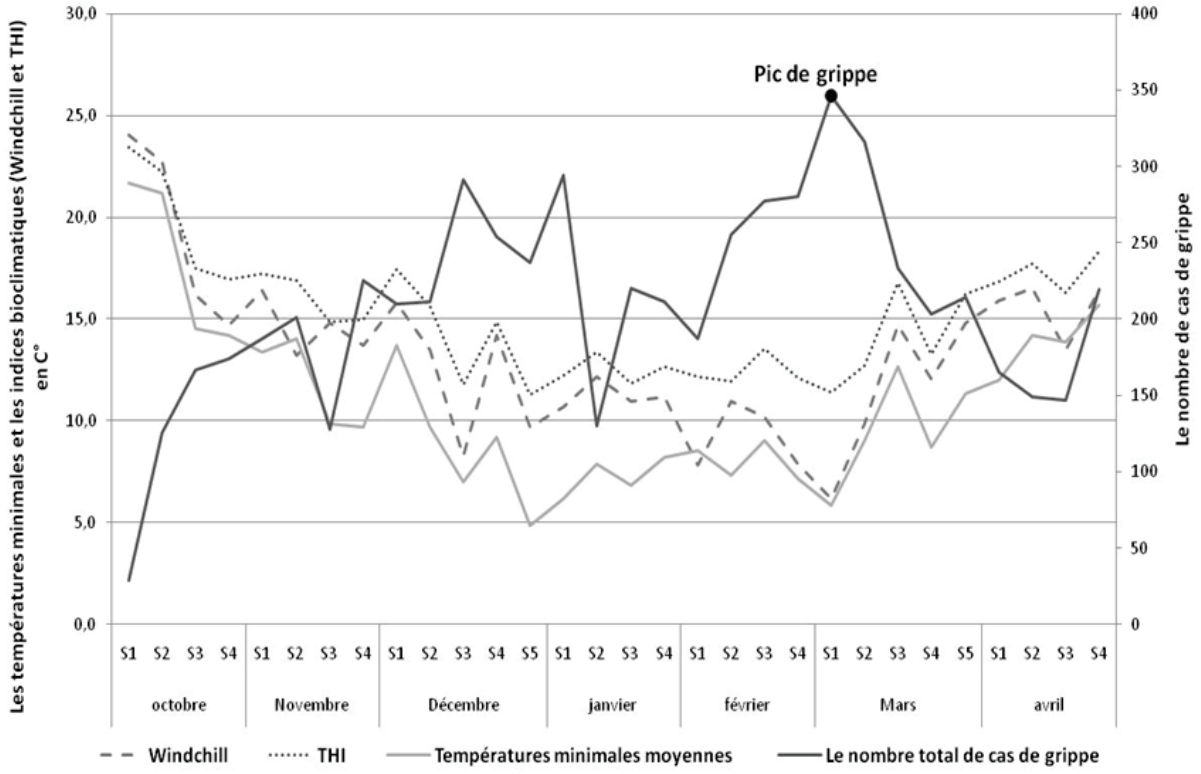


Figure 1 : Baisse de température, THI et de Windchill antérieure au déclenchement épidémique lors de la saison 2010-2011 à Sfax.

- *La température minimale moyenne, les températures ressenties et leurs rapports avec la variation temporelle de la grippe*

En s'appuyant de nouveau sur la figure 1 nous pouvons faire les remarques suivantes :

- Il y a deux périodes de pic grippal ; la première s'installe entre la 3ème semaine de décembre et la 1ère semaine de janvier et la seconde période correspond à celle qui s'étale entre la 2ème semaine de février et jusqu'à la 3ème semaine de mars.

- La courbe du nombre de cas de grippe forme la plupart du temps un V avec les températures (mesurées ou calculées par des indices bioclimatiques) et ceci confirme notre hypothèse, qui insiste sur la relation étroite entre froid et grippe.

- Pour la 1ère période de pic de cas de grippe, la baisse des températures s'accélère pour dépasser 5°C.

- Pour la 2ème période (février-mars), nous remarquons que la fin de la 4ème semaine de février et le début de la 1ère semaine de mars, les températures minimales enregistrées varient entre 2°C et 6°C, ce qui est plus faible que la valeur moyenne mensuelle de mars (6,5°C). Donc une telle vague de froid peut accentuer le nombre de cas de grippe. De même, pour les indices bioclimatiques surtout pour le Windchill, les valeurs sont basses par l'effet additif des vitesses fortes du vent (12m/s), ce qui accentue la sensation de froid et multiplie ainsi le nombre des cas de grippe.

- Une autre remarque très importante peut être tirée de la figure 1. Elle concerne la 2ème semaine de janvier, où nous enregistrons une chute du nombre d'admission de cas de grippe pour la région de Sfax à 130 cas, tandis que la moyenne annuelle est de 210 cas et le pic atteint 346 cas. Ceci semble en relation étroite avec des paramètres non climatiques et d'ordre socio-politiques. A la fin du mois de décembre et les deux premières semaines de janvier, la

Tunisie connaît une révolution populaire qui se propage sur tout le territoire Tunisien. C'est le 14 janvier que le président Ben Ali fuit le pays, ce qui a conduit le pays dans une période d'agitation et d'actes de violences, de vols (grandes surfaces, hôpitaux, pharmacies..). Les gens sont devenus prudents ; ils ont eu peur de sortir, d'aller travailler ou d'étudier. La vie sociale et administrative et économique s'est arrêtée pendant quelques jours, voire même pour certaines régions quelques semaines (Puchot, 2012). Après la fuite de Ben Ali, les riverains ont gardé leurs quartiers jour et nuit et des barrières ont été mises en place un peu partout. Cette situation d'insécurité a perturbé la transmission « ordinaire » de la maladie, si bien que le nombre de cas de personnes grippées est perturbé. Même le système de surveillance a été affecté par le taux élevé d'absentéisme du personnel de santé.

Conclusion

Les résultats obtenus mettent en évidence des relations significatives entre conditions climato-météorologiques et grippe lors du déclenchement, dans l'évolution et même dans l'intensité épidémique. L'étude insiste sur la nécessité de croiser chaque variable climatique avec le nombre de cas de grippe mais elle admet que ce type d'analyse ne constitue pas, en définitive, la finalité d'une étude climat-santé. En effet, le climat n'est pas une juxtaposition de paramètres dissociés mais un assemblage d'éléments en interrelation. Pour cette raison, l'utilisation des indices bioclimatiques semble être avantageuse pour détecter les ambiances thermiques favorables au déclenchement de l'épidémie et à son évolution. De ce fait, la grippe est plus une maladie de saison froide qu'une maladie hivernale.

Il semble enfin que des facteurs sociopolitiques, certes abordés ici de manière superficielle, sont également à mettre en relation avec les données épidémiologiques. Ces résultats ouvrent par exemple d'autres perspectives, comme l'étude systématique des types de temps observés avant le déclenchement épidémique et l'effet des facteurs sociodémographiques pour cette épidémie.

Références bibliographiques

Alouane T, 2002 : *Les ambiances climatiques dans les principales régions touristiques de la Tunisie*. Thèse de Doctorat (en arabe), Université de Tunis, FSHS, 470 pages.

Hemmes J.H., Winkler C. et Kool S.M., 1960 : *Virus survival as a seasonal factor in influenza and poliomyelitis. Nature*, 188, 430-431.

Lehoucq R, 2000 : Libre propos d'un physicien sur les sensations de chaud et de froid : Climat et Santé. *Cahiers de bioclimatologie et de biométéorologie humaine*, 5-9.

Lysaniuk. B et Tabeaud. M., 2010 : Vers une signature spatiale de la vulnérabilité épidémiologique en France l'exemple de la grippe. *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, IV, 199-212.

Puchot P., 2012 : *La révolution confisquée*. Maison d'édition Sindibad, 240 pages.

Sultan B., K. Labadi, G. Beltrando et S. Janicot, 2004 : L'épidémie de méningite au Mali et la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest. *Environnement, Risques et Santé,* 3*, 1,* 23-24.

Thom, E. C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*, 12, 57-60.

LES INONDATIONS URBAINES À CURITIBA (BRÉSIL)

Francisco MENDONÇA

UFPR/Dep. Geografia, Centro Politécnico, 81531-970, Curitiba/PR, Brésil.
chico@ufpr.br

***Résumé** : Les inondations sont un des sujets d'intérêt pour l'étude du climat urbain. Dans les villes tropicales, en particulier celles situées dans la zone de climat tropical humide, les inondations urbaines se produisent surtout en été. La ville de Curitiba, située dans le sud du Brésil, présente de fortes inondations depuis sa fondation (XVII^e siècle), bien que des épisodes de pluies extrêmes n'aient été enregistrés que seulement à partir du début du XX^e siècle. Des précipitations très concentrées (plus de 150 mm/h, par exemple) ont été enregistrées, provoquant de graves inondations (risques d'origine naturelle), avec d'importantes répercussions économiques et humaines. L'analyse de la spatialité des inondations à Curitiba, selon l'approche de la climatologie historique, met en évidence qu'il n'est pas certain de les relier directement au changement climatique global.*

***Mots-clés** : Climat urbain, inondations, Curitiba, Brésil.*

Abstract: Urban flooding in Curitiba (Brazil).
Floods are one of the topics of interest to the study of urban climate. In tropical cities, especially those located in area of humid tropical climate, urban floods occur mainly in summer. The city of Curitiba, located in southern Brazil, heavy flooding recorded since its foundation (seventeenth century), although records episodes of extreme rainfall have begun only at the beginning of the twentieth century. Concentrated rainfall (over 150 mm/h, for example) have been recorded since then, causing severe flooding (natural risks) in the city, with significant economic and human impacts. The analysis of the spatiality of floods in Curitiba, applying an historical climatology approach, shows that there is no directly evidence linking them to global climate change.

***Keywords**: Urban climate, flood, Curitiba, Brazil.*

Introduction

Le climat des villes tropicales est marqué par d'importantes variations quotidiennes et saisonnières de la température et de l'hygrométrie. La concentration d'une grande partie des précipitations de cette zone se produit dans la période la plus chaude de l'année, la saison estivale, période dans laquelle sont également enregistrés les plus forts épisodes de crues en milieu urbain. Les impacts socio-économiques de ces événements sont étroitement liés à la création de situations de risques naturels pour la société (Dauphiné, 2001 ; Veyret, 2007).

La climatologie urbaine et la climatologie historique se sont intéressées ces dernières décennies à l'étude de crues en milieu urbain (Escourrou, 1991). Les études consacrées aux climats tropicaux sont celles qui ont dédié le plus d'attention à ce sujet ; cela se comprend parce que ce phénomène est plus évident dans ces zones du monde (Monteiro et Mendonça, 2007). En plus de la forte concentration des précipitations (en heures, jours et mois), les crues sont aussi liées à l'urbanisation intense et désordonnée des villes tropicales (Dauphiné, 2001 ; Ramade, 2003).

L'analyse croisée de l'évolution historique des épisodes de précipitations intenses et des inondations à Curitiba (ville au sud du Brésil - 25º43'S/49°26 'O / 93 m - climat Cfa /subtropical humide ; Mendonca et Danni-Oliveira, 2007) révèle des caractéristiques très intéressantes. Il faut notamment se demander si l'augmentation des dommages associés aux fortes pluies est liée au changement climatique global actuel ? La répartition spatiale des inondations urbaines au cours du siècle dernier met en évidence la dimension historique de quelques épisodes, comme on le verra dans la suite de ce texte.

1. Méthodes et techniques de la recherche

La méthodologie utilisée pour préparer cette étude est celle du SCU, Système Climat Urbain (Monteiro et Mendonça, 2007), qui conçoit le climat urbain comme un système ouvert et dynamique. Dans cette perspective, le climat de la ville est analysé selon trois dimensions de la perception humaine : le champ thermodynamique (chaleur), le champ physique-chimique (dispersion) et le champ hydrométéorique (inondations). L'analyse de la répartition spatiale des inondations à Curitiba au 20ème siècle est liée au troisième champ de la perception humaine.

Pour atteindre les objectifs proposés, nous avons utilisé les données officielles des stations météorologiques de Curitiba, par le biais des dossiers des Normales Climatologiques du Brésil (Ministère de l'Agriculture du Brésil, 1931-1960 et 1961-1990), la base de données SIMEPAR (Système Météorologique du Paraná) et des enquêtes dans les archives du journal Gazeta do Povo (publié régulièrement depuis le début du XXe siècle).

À partir de l'analyse des données, nous avons identifié les épisodes de précipitations concentrées et, ensuite, nous avons choisi celles avec des totaux dépassant 40 mm / 60 minutes comme les plus graves et génératrices des crues les plus remarquables en milieu urbain. Toutefois, des inondations avec des précipitations à moins de 50 mm / 24 heures ont également été enregistrées à Curitiba ; dans ce cas, c'est la pluie fine et continue tombant sur la ville qui conduit à la formation d'inondations dans l'aire urbaine.

Une partie des épisodes d'inondations urbaines à Curitiba au cours du siècle dernier ont été sélectionnées et numérotées, en cohérence avec leurs dates d'occurrence (tableau 1) et ont été tracées sur une image satellite de l'agglomération urbaine de la RMC - Région Métropolitaine de Curitiba (figure 1). L'analyse des documents nous a permis d'établir une relation entre l'occurrence des inondations et le processus de l'urbanisation de la ville.

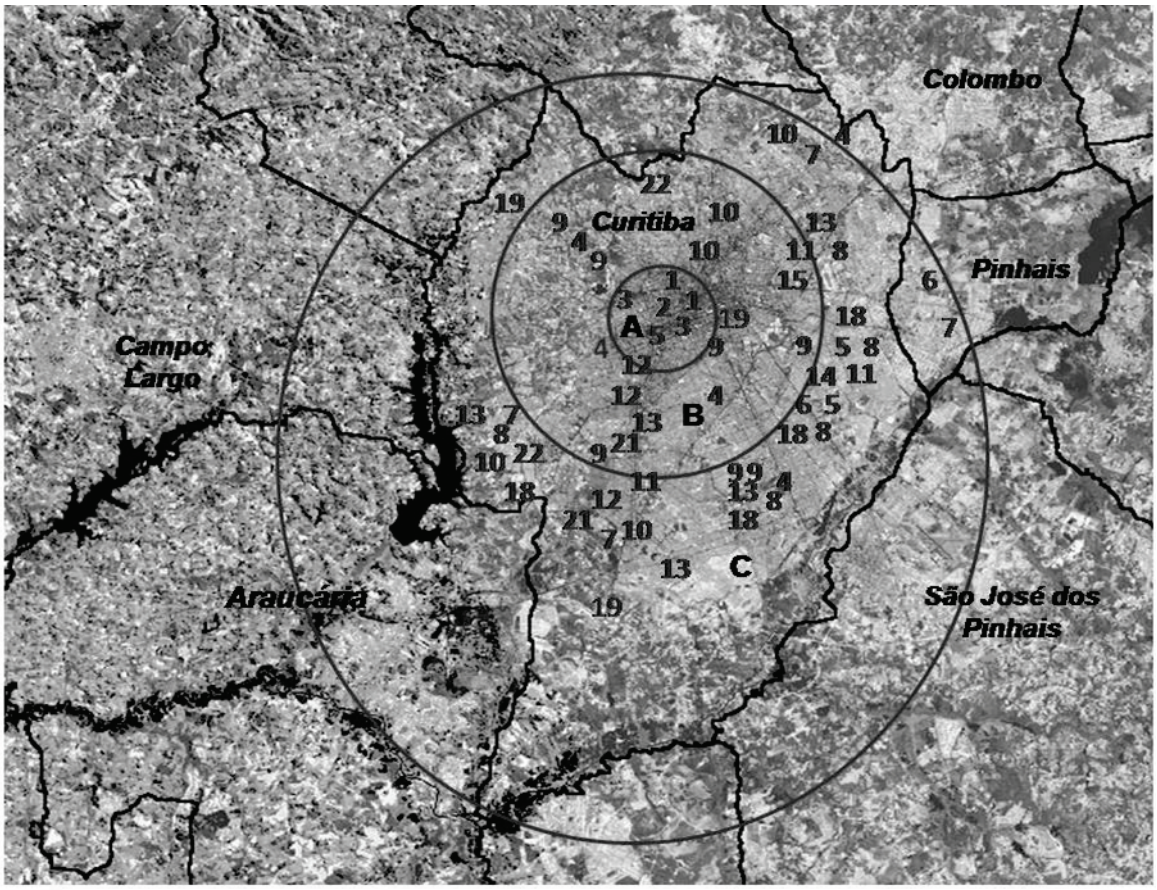
Tableau 1 : Curitiba/Brésil : les dates des inondations (1911-2011/partiel).

N°	DATE	N°	DATE
1	1911	**12**	26/02/2007
2	12/1932	**13**	07/12/2007
3	01/1968	**14**	15/02/2008
4	05/02/1982	**15**	01/12/2008
5	11/12/1983	**16**	14/01/2009
6	14/05/1993	**17**	22/12/2009
7	21/09/1993	**18**	19/11/2009
8	12/02/1997	**19**	12/01/2010
9	22/02/1999	**20**	06/03/2010
10	20/12/2006	**21**	31/01/2011
11	19/01/2007	**22**	15/02/2011

Sources : Geissler (2004), Zanella (2006), Journal Gazeta do Povo.

2. Les résultats

La plupart des épisodes d'inondations dans la zone urbaine de Curitiba (environ 90 %) s'est produite dans la saison estivale prolongée (novembre-mars) et 10 % entre les mois de mai et septembre. Ces données démontrent le caractère saisonnier des précipitations régionales et locales. Les fortes pluies sur le sud du Brésil sont en relation avec la dynamique des masses d'air (notamment la Mta et la Mpa), associée aux processus convectifs et de frontogenèse, à la ZCAS (Zone de Convergence de l'Atlantique Sud) et à l'Oscillation Sud (El Niño/La Niña) (Mendonça et Danni-Oliveira, 2007). Les risques d`inondation à Curitiba se manifestent surtout dans la saison estivale prolongée (du mois de novembre au mois d'avril).



Note: Image LANDSAT ETM (4,5,3) – 02/09/2002 - 220/078
A (Zone centrale de la ville de Curitiba), **B** (Zone Peri-central) et **C** (Périphérie urbaine).
1 a **22**: Places touchées par les inondations.
Source : Geissler (2004), Zanella (2006), Journal Gazeta do Povo.

Figure 1 : RMC – Région Métropolitaine de Curitiba (agglomération urbaine) : Spatialisation des inondations (1911-2011).

Les totaux pluviométriques quotidiens qui sont à l'origine des impacts majeurs pour la société curitibaine sont très variés. Les inondations peuvent se produire avec des précipitations de 40 mm/h (2011), 52 mm/h (1968), 60 mm/h (1932), 112 mm/h (1999), 135 mm/h (1929), 146 mm/h (1999), 165 mm/h et 175 mm/h (1936), par exemple (tableau 1). Une forte tempête (pluies concentrées en quelques minutes) ou bien la survenue de pluies prolongées en petites quantités mais pendant plusieurs jours peuvent déclencher des inondations.

Les données météorologiques montrent aussi des précipitations mensuelles très élevées à l'origine d'inondations à Curitiba. Ce fut le cas lors du mois de janvier 1995 (423,5 mm), avec comme endroits les plus touchés les districts de Uberaba, Boqueirão, le Bairro Alto, Vila Verde, Vila Sofia, Bacacheri, outre la municipalité de São José dos Pinhais, avec un total de 15 500 personnes sans-abri et trois décès.

Un autre aspect mis en évidence par les documents et par l'observation spatiale (figure 1) est la dynamique des inondations par rapport à l'urbanisation. Les épisodes de précipitations extrêmes à Curitiba et les inondations résultantes suivent l'étalement de la ville, ce qui montre une forte association entre les risques naturels et les risques sociaux en milieu urbain (Beck, 1992 ; Veyret, 2007). Il est alors possible de dire que l'apparition de fortes précipitations (plus de 50 mm/h) n'aurait aucune signification sociale si elle n'avait pas été enregistrée dans les zones occupées par des structures urbaines et industrielles et/ou l'agriculture intensive.

Les inondations enregistrées à Curitiba entre le début et le milieu du 20ème siècle n'ont mis en évidence que le centre-ville actuel (A - figure 1). Au fur et à mesure que la ville s'est étalée, de nouvelles inondations ont été enregistrées (B et C - figure 1). Dans le centre-ville, la répétitivité des inondations a imposé la mise en œuvre d`actions visant le contrôle des impacts des précipitations concentrées ; des projets de génie sanitaire et de plomberie ont été déployés pour faciliter l'écoulement de l'eau en excès et assurer la reproduction socio-spatiale de cette partie de la ville qui est caractérisée par une plus grande concentration d'activités commerciales et financières. Dans ce contexte, il est possible de constater que l'adaptation et la mitigation humaine aux inondations urbaines ont été pratiquées par la société locale très tôt.

Les zones péricentrales actuelles (B - figure 1) et les périphéries (C - figure 1) de Curitiba ont commencé à enregistrer des épisodes d'inondations et les impacts qui y sont associés surtout après la première moitié du 20ème siècle. Dans ces zones, l'urbanisation se fait, en général, à l'écart de toute planification. La logique de ce processus d'étalement urbain et de haute ségrégation socio-spatiale montre l'investissement très faible ou nul dans la planification urbaine. Dans ce contexte socio-économique, le risque d'inondation est celui qui génère le plus d'impacts matériels et sociaux, puisque la population des bidonvilles de Curitiba − celle qui offre la plus grande vulnérabilité aux inondations − a bondi de 1,5 % dans les années 1970 à environ 14 % aujourd'hui.

Les périphéries géographiques sont associées, dans la plupart des cas, aux périphéries sociologiques, mais c'est chez ces dernières que la vulnérabilité sociale aux inondations est la plus remarquable. À Curitiba, les impacts et les dommages se manifestent différemment selon les conditions sociales : dans la zone centrale (A - figure 1), les problèmes liés aux inondations sont très vite suivis d'une série d'actions correctives et d'atténuation des impacts ; dans d'autres zones moins favorisées (B et C - figure 1) on observe la combinaison des impacts matériels et humains avec la prolifération de maladies transmises par l'eau et les pertes humaines (vulnérabilité accrue des populations aux inondations).

3. Discussion

L'analyse de la dynamique spatiale et temporelle des inondations urbaines à Curitiba révèle des situations très conflictuelles. Et quelle part attribuer à l'évolution du climat dans l'augmentation des impacts observés ? Devons-nous croire que les inondations se sont intensifiées à la suite du changement climatique global ? Il semble que non. L'étude de cas de Curitiba ne nous permet pas d'affirmer qu'il y avait augmentation des précipitations le long du siècle dernier car de très fortes précipitations se sont produites tout au long de la période, notamment dans la phase du début de siècle. Ce qui semble avoir été intensifié, ce sont les impacts et les dommages associés aux inondations, non pas parce que les épisodes de pluies extrêmes se sont multipliés ces dernières décennies, mais parce que l'urbanisation rapide et incontrôlée de la zone a conduit à la formation de situations à très hauts risques pour les populations face aux précipitations intenses.

Conclusion

La croissance intense et chaotique des villes du Sud témoigne de la formation de zones urbaines marquées par des processus de dégradations sociale et environnementale. Les grandes villes et les régions métropolitaines brésiliennes sont de bons exemples de la totale dissonance entre la croissance urbaine et les politiques publiques de développement des villes.

Les inondations urbaines, par exemple, ne sont pas des faits nouveaux, ni même des évènements dus au changement climatique global. Elles font partie de l'histoire des villes et du processus d'urbanisation qui s'est intensifié après l'Ère Industrielle. Des villes se sont

développées dans les zones de pluies concentrées et à forts totaux saisonniers, notamment dans les régions à climat tropical et subtropical humide, et c'est là logiquement qu'on enregistre une augmentation rapide des inondations. Celles-ci sont devenues de plus en plus fortes, plus en raison de l'urbanisation accélérée et désordonnée que de la variabilité des précipitations concentrées qui tombe sur ces villes, surtout en saison estivale.

A Curitiba, la logique de l'urbanisation le long des rivières et/ou sur les zones inondables reproduit ce qui est observé dans d'autres contextes ; cependant, ces évènements y sont plus graves lorsque l'on observe la forte ségrégation socio-spatiale qui se reproduit dans cette ville et qui s'est intensifiée à partir du milieu du 20ème siècle. Depuis la fin du 19ème siècle, les inondations urbaines font partie de l'histoire de Curitiba et elles sont devenues plus frappantes aux endroits où la ville s'est étalée de manière non planifiée. La partie du vieux centre de la ville est celle où les inondations sont enregistrées dès le début du siècle dernier ; l'expansion urbaine donne naissance aux banlieues actuelles et les inondations y sont enregistrées au fur et à mesure que la ville s'est étalée... Dans les quartiers les plus aisés, l'action des institutions pour le contrôle du problème met en évidence des succès dans la lutte contre l'excès d'eau en surface, au contraire de ce qui se passe dans les quartiers de populations à faibles revenus.

Des pluies torrentielles et très concentrées ont été enregistrées au cours des 130 dernières années dans la région de Curitiba. L'occurrence de précipitations de plus 100 mm/jour se produit dès les années 1920-1930 ; ces pluies génèrent des impacts très importants pour la population de Curitiba et pour l'économie locale. Les événements de cet ordre sont devenus plus frappants car l'urbanisation dans le pays du Sud accentue la vulnérabilité des populations face aux manifestations des épisodes extrêmes de la nature.

L'analyse de l'exemple de Curitiba ne suggère pas que les inondations en milieu urbain sont causées ou intensifiées par les changements climatiques locaux. Ce qui nous semble clair, c'est que l'urbanisation telle qu'elle s'est développée dans le Sud est à la base du problème ici traité, quel que soit le changement climatique dont on parle.

Références bibliographiques

Beck U., 1992 : *Risk Society: Towards a new modernity*. Londres: Newbury Park; Nova Deli: Sage, 272 p.

Dauphiné A., 2001 : *Risques et catastrophes*. Paris: Armand Colin, 288 p.

Escourrou G., 1991 : *Le climat et la ville*. Paris : Nathan, 192 p.

Geissler H. J. et Loch R. E. M., 2004 : Análise Histórica das enchentes em Curitiba – PR, Medidas Propostas e consequências observadas. SIMPOSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1. Florianópolis. *Anais*...: GEDN/UFSC, 507-523 (CDROM).

Mendonça F. et Danni-Oliveira I., 2007 : *Climatologia – Noções básicas e climas do Brasil.* São Paulo : Oficina de Textos, 206 p.

Monteiro C. A. F. et Mendonça F., 2007 : *Clima urbano*. São Paulo : Contexto, 192 p.

Ramade F., 2003 : *Les catastrophes écologiques*. Londres: McGraw Hill, 267 p.

Veyret Y. (org.), 2007 : *Os riscos: o homem como agressor e vítima do meio ambiente*. São Paulo : Contexto, 320 p.

Zanella M. E. 2006 : *Inundações urbanas em Curitiba/PR: Impactos, riscos e vulnerabilidade socioambiental no bairro Cajuru.* Curitiba/PR : UFPR, Tese de Doutorado, 255 p.

www.gazetadopovo.com.br – accedé le 10/10/2012.

MODÉLISATION CLIMATIQUE EN HIMALAYA AVEC LE MODÈLE MAR : APPORT D'UNE SIMULATION RÉGIONALE POUR L'ANALYSE DES CHAMPS DE PRÉCIPITATION ET DE COUVERTURE NEIGEUSE

Martin MENEGOZ, Hubert GALLÉE et Hans-Werner JACOBI

CNRS/Université Joseph Fourier - Grenoble 1, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, LGGE, 54 rue Molières, UMR 5183, Grenoble, F-38041, France. menegozmartin@yahoo.fr, galle@lgge.obs.ujf-grenoble.fr, jacobi@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Résumé *: Le modèle MAR a été utilisé pour simuler le climat en Himalaya sur la période 2000-2001. Le domaine de simulation a été choisi pour décrire au mieux les processus convectifs régionaux - dépendant à la fois des conditions météorologiques locales et de la topographie - mais aussi pour capter correctement les processus de plus grande échelle. L'apport des simulations MAR réalisées avec une résolution de 20 km, par rapport aux ré-analyses d'une résolution de l'ordre de 80 km, est analysé à partir de comparaisons avec des observations des champs de précipitations et de la couverture neigeuse. Malgré des biais systématiques mis en évidence, ces simulations régionales apparaissent particulièrement intéressantes dans la région himalayenne, où l'on constate un manque significatif d'observations nivo-météorologiques.*

Mots-clés *: Modélisation climatique régionale, Himalaya, précipitation, couvert neigeux.*

Abstract: ***Modelling of precipitation and snow cover in the Himalayas with the regional model MAR***.
We performed simulations with the regional climate model MAR for the Himalaya region for the period 2000-2001. The domain has been chosen to describe as best as possible regional convective processes depending both on local meteorological conditions and the topography, but also to simulate correctly large-scale processes. Using comparisons with observations of precipitation and snow cover we evaluated the improvements of our simulations with a resolution of 20 km compared to the reanalysis data with a resolution of 80 km. Although systematic differences persist, the regional simulations appear to be particularly useful in the Himalayas, where limited observations are currently available.

Keywords*: Regional climate modeling, Himalaya, precipitation, snow cover.*

Introduction

La chaîne himalayenne constitue une immense réserve d'eau, d'une part grâce à la fonte de la neige et des glaciers qui couvrent ses montagnes et, d'autre part, via la genèse de précipitations induites par ce système orographique. Dans le sud-est de la chaîne, la moyenne annuelle des précipitations est essentiellement liée à la mousson estivale indienne, alors que dans le nord-ouest de la chaîne, elle est plutôt dépendante des dépressions hivernales. Dans cette région très peuplée, où les activités agricoles constituent un des piliers de l'économie locale, il apparaît particulièrement intéressant de caractériser les processus qui pilotent la variabilité – aux échelles saisonnières, interannuelles et décennales – des précipitations et de la couverture neigeuse. Ce type d'étude est délicat en raison du manque d'observations nivo-météorologiques dans cette région (Bookhagen *et al.*, 2010).

Ainsi, l'utilisation de modèles de circulation atmosphérique apparaît particulièrement intéressante pour évaluer les quantités de précipitations solide et liquide dans la région himalayenne. La mousson indienne a été largement étudiée à partir de modèles de circulation générale (e.g. Lau et Ploshay, 2009). Cependant, les modèles atmosphériques régionaux apparaissent plus performants que les modèles globaux pour décrire la mousson indienne, grâce à leurs résolutions spatiales et temporelles fines (e.g. Cui *et al.*, 2007 ; Polanski *et al.*, 2009). La majeure partie de ces études de régionalisation est focalisée sur l'analyse du comportement de la mousson dans la plaine indienne, alors que le nombre d'études dédiées à l'analyse des précipitations sur la chaîne himalayenne reste limité.

L'étude présentée ici est basée sur des simulations climatiques régionales réalisée sur la période 2000-2001, en considérant un domaine centré sur le Népal (22°N à 33°N et 78°E à 96°E). La première partie de cette étude vise à évaluer la qualité des réanalyses météorologiques du Centre Européen en Himalaya – en termes de précipitations – à partir d'une confrontation avec des observations. La deuxième partie de ce travail est dédiée à la validation des simulations régionales à partir des observations. La dernière partie montre l'intérêt de l'utilisation d'un modèle régional pour décrire la couverture neigeuse à l'échelle de la chaîne himalayenne.

1. Les précipitations en Himalaya issues des réanalyses ERA-INTERIM

Le haut de la figure 1 décrit la moyenne annuelle de précipitations (a) évaluée à partir du réseau d'observation APHRODITE (0,25° de résolution, Yatagai *et al.*, 2009) et simulée par le modèle du Centre Européen dans le cadre des réanalyses ERA-INTERIM (résolution spatiale de 80 km, Dee *et al.*, 2011). La différence entre ces deux estimations apparaît au bas de la figure 1c. Les observations ont été interpolées sur la grille des réanalyses pour tracer cette différence.

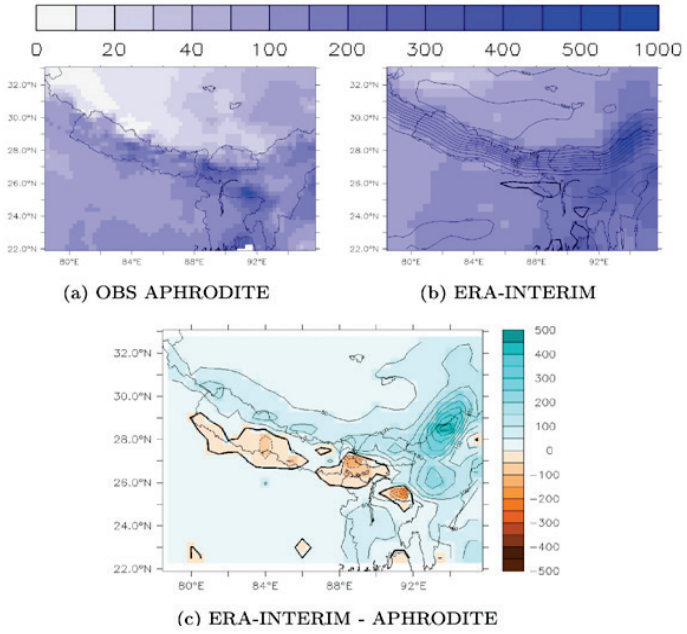


Figure 1 : Précipitations moyennes en 2001 (mm.mois^{-1}) observées APHRODITE (a) et réanalysées ERA-INTERIM (b). Dans (b), les isolignes représentent les courbes de niveau de la topographie du modèle du centre européen. La différence entre les deux champs apparaît en bas de la figure, avec une interpolation sur la grille ERA-INTERIM (les contours en tiret correspondent aux différences négatives).

De manière générale, on observe une augmentation des précipitations en allant vers l'est et le sud du domaine considéré (figure 1). Ces fortes précipitations, pouvant dépasser 500 mm.mois^{-1} en moyenne pour 2001 sont essentiellement dues à la mousson estivale. Elles se produisent de mai à septembre, en débordant légèrement sur les mois d'avril et d'octobre. L'ensemble de la plaine située au sud de la chaîne himalayenne est soumise à l'influence de la mousson. Dans ces régions, on observe un cumul annuel de précipitations variant de 50 mm.mois^{-1} dans la partie ouest du domaine, à plusieurs centaines de mm.mois^{-1} dans sa partie est. La mousson atteint aussi la majeure partie du Népal. Dans ce pays à la topographie complexe, on observe des cumuls de précipitations très variables spatialement, allant de 10 mm.mois^{-1} à 300 mm.mois^{-1} en 2001. Dans l'ouest de la plaine indienne, ainsi que dans toute la partie occidentale de l'Himalaya, les précipitations sont aussi dues au passage de dépressions hivernales. Cependant, celles-ci n'affectent que très peu le plateau tibétain qui est une région très sèche : on y relève un cumul de précipitation allant de quelques mm.mois^{-1} dans sa partie ouest à une cinquantaine de mm.mois^{-1} dans sa partie est.

Les réanalyses ERA-INTERIM ont été élaborées à partir de simulations du modèle du Centre Européen assimilant des données observées. Elles décrivent relativement correctement les précipitations dans la plaine indienne et sur le plateau tibétain (figure 1). En revanche, on observe un fort biais positif au niveau des provinces indiennes situées à l'est du Bhoutan. Ce biais est probablement expliqué par une surestimation du flux de mousson pour l'année 2001 dans les réanalyses. On relève aussi une alternance de biais négatifs et positifs sur le Népal, le Sikkim et le Bhoutan (avec des biais plutôt positifs sur le nord de la chaîne himalayenne). Ceux-ci sont probablement liés à la topographie complexe de ces régions qui est très simplifiée dans le modèle du Centre Européen (cf. courbes de niveau sur la figure 1), en raison de sa résolution relativement grossière. De plus, les améliorations apportées par l'assimilation de données sont certainement limitées en raison du faible nombre d'observations disponibles dans cette région.

2. Simulation climatique régionale avec le modèle MAR

Le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) a été développé pour étudier le climat en Antarctique (Gallée et Schayes, 1994). MAR est un modèle utilisant les équations de Navier-Stokes dans lesquelles sont faites l'approximation des fluides parfaits et l'approximation hydrostatique. Cette dernière hypothèse ne permet pas de réaliser des simulations à des résolutions plus fines qu'une vingtaine de kilomètres dans les régions où il y a de la convection atmosphérique. MAR a été couplé à un modèle de neige (Gallée et Duynkerke, 1997) dans lequel ont été introduites les lois d'évolution des propriétés de la neige du modèle CROCUS (Brun *et al.*, 1989). Par la suite, MAR a été appliqué sur d'autres régions que l'Antarctique, notamment pour étudier le bilan de masse de la calotte groenlandaise, la mousson en Afrique de l'Ouest et le climat de la montagne française.

MAR a été mis en œuvre sur la région himalayenne sur la période 2000-2001. Il suffit de cinq jours de simulation à l'atmosphère du MAR pour atteindre un équilibre avec son forçage latéral. En revanche, le manteau neigeux nécessite une période d'initialisation plus longue. Nous avons donc exclu de nos analyses la première année de simulation. Pour cette étude, nous nous sommes focalisés sur l'année 2001. En surface, les types de sol ainsi que l'évolution de la végétation sont estimés à partir d'images satellites MODIS (données du NASA Land Processes Distributed Active Archive Center, LP DAAC). Les conditions initiales ainsi que les conditions aux limites des simulations proviennent des réanalyses ERA-INTERIM présentées dans la section précédente. Différents tests – non décrits ici – ont permis de choisir la taille et la position du domaine de simulation optimales. Ces choix doivent permettre au modèle régional de décrire correctement les processus régionaux, notamment la convection atmosphérique, tout en utilisant au mieux les informations de grande échelle fournies par le modèle global. Au final, MAR a été appliqué sur le domaine décrit dans la figure 2, soit un rectangle dont les côtés sont de l'ordre de 1500 km, avec une résolution de 20 km.

La résolution spatiale choisie pour les simulations MAR (20 km) est du même ordre que celle des données APHRODITE (0,25°, soit environ 25 km). Pour cette raison, la variabilité spatiale du cumul de précipitation simulée avec MAR apparaît plus proche de celle estimée par le projet APHRODITE que celle des réanalyses dont la résolution est plus grossière (cf. figures 2a et b). En revanche, on constate que les principaux biais qui apparaissent sur la chaîne himalayenne dans les réanalyses ont été reproduits par MAR (figure 2c). On retrouve notamment les mêmes biais positifs au niveau des frontières nord du Népal et du Bhoutan, ainsi que les biais négatifs simulés sur une large part du Népal et dans le Sikkim. En revanche, le biais positif qui apparaissait dans la région de l'Inde située à l'est du Bangladesh n'existe pas dans la simulation MAR. Près des frontières du domaine considéré apparaissent

des biais qui sont des « effets de bord », dans une zone tampon où les champs du modèle régional s'équilibrent avec le forçage latéral, et où les précipitations simulées ne sont pas exploitables. A partir de la figure 2, on peut estimer la taille de cette zone tampon à une centaine de kilomètres.

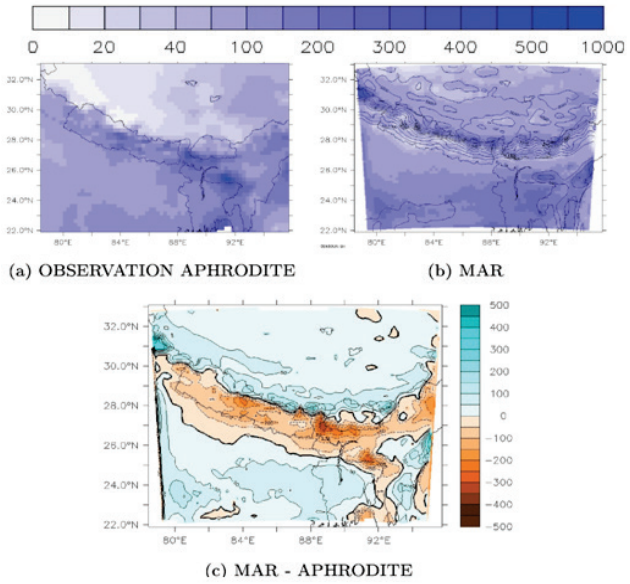


Figure 2 : Précipitations moyennes (mm.mois^{-1}) en 2001 observées (a : Aphrodite) et simulées (b : MAR). Les lignes de la carte MAR correspondent aux courbes de niveau de la topographie prise en compte dans MAR. La différence entre les deux champs (c) apparaît en bas de la figure (interpolation sur la grille MAR, les contours en tiret correspondent aux différences négatives).

La figure 3 décrit les parts convectives (a) et stratiformes (b) de la moyenne annuelle de précipitations. On attend d'un modèle régional qu'il simule mieux les précipitations qu'un modèle global, même si la qualité des précipitations dans un modèle régional est relativement dépendante des profils d'humidité fournis aux conditions latérales par le modèle global. D'autre part, la représentation des processus convectifs dépend fortement de la paramétrisation utilisée, ce qui est moins le cas pour les processus stratiformes qui sont plus simples à modéliser.

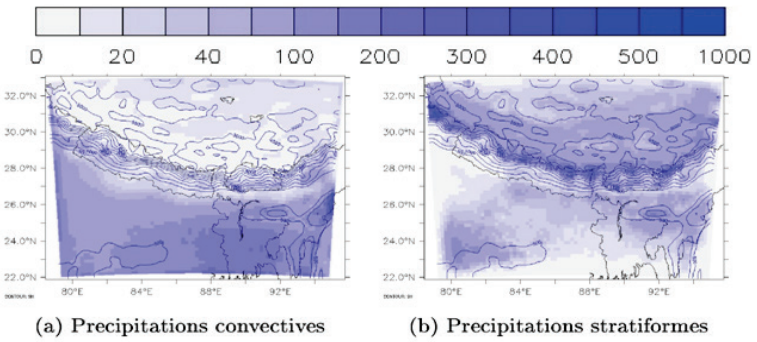


Figure 3 : Précipitations convectives (a) et stratiformes (b) moyennes annuelles simulées avec MAR en 2001 (mm.mois^{-1}).

Les précipitations dans le nord du Népal et le sud du Tibet étant essentiellement d'origine stratiforme, il est logique que le biais positif des réanalyses apparaisse aussi dans la simulation MAR. Dans la partie sud de la chaîne himalayenne, les précipitations stratiformes et convectives apportent des contributions équivalentes au cumul annuel total, mais avec une forte hétérogénéité spatiale. Dans cette région, le biais négatif des réanalyses se retrouve dans la simulation MAR. Pour les deux modèles, il est cependant difficile d'estimer si ce biais concerne la part stratiforme ou la part convective des précipitations. On peut juste constater que l'on retrouve ce biais négatif dans la simulation MAR, malgré l'utilisation d'une paramétrisation de la convection plus détaillée que celle du modèle global du Centre Européen. A l'est du Bhoutan, le fort biais positif des réanalyses était probablement d'origine convective dans le modèle du Centre Européen. Ce sont certainement la résolution plus fine,

la topographie plus détaillée, et le schéma de convection adapté aux échelles régionales du modèle MAR qui ont permis de réduire ce biais dans la simulation régionale.

3. La couverture neigeuse en Himalaya

En raison du manque d'observations, il est difficile d'évaluer l'épaisseur du manteau neigeux en Himalaya. Cette donnée est aussi difficilement mesurable par satellite. En revanche, les données radiométriques issues des satellites sont un outil idéal pour décrire l'étendue du couvert neigeux, et valider cette variable dans les modèles de climat, qui peuvent alors être utilisés pour estimer l'épaisseur de neige à l'échelle d'une chaîne de montagne. La figure 4 décrit l'épaisseur de neige en avril 2001 (a) estimée par les réanalyses ERA-INTERIM, (b) simulée par le modèle MAR et (c) évaluée par le Canadian Meteorological Center (CMC) via un modèle physico-statistique (Brasnett, 1999 ; Brown et Brasnett, 2010). La figure 4d représente le couvert neigeux observé avec MODIS. Cette variable n'est pas directement comparable avec l'épaisseur de neige simulée par un modèle, mais elle est utilisée ici pour vérifier si le modèle est capable de simuler de la neige là où plus de 50 % de la surface d'une maille de modèle (ou d'un pixel de satellite) est couverte de neige (zone hachurée sur l'image MODIS).

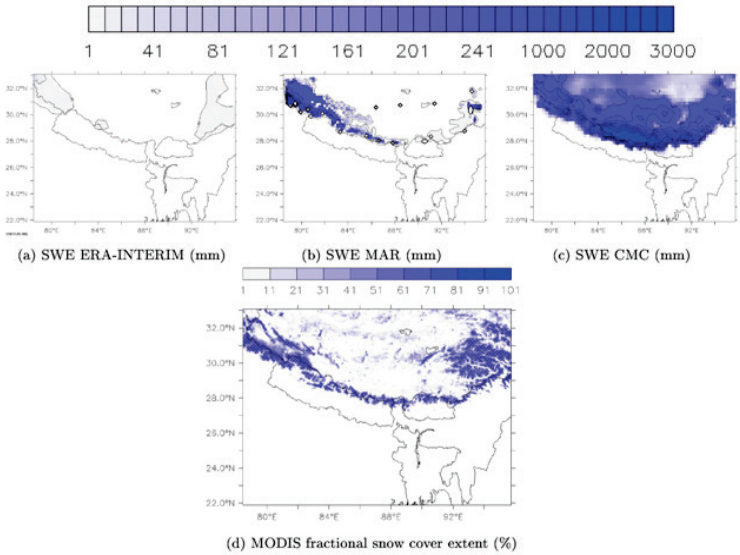


Figure 4 : Hauteur de neige en équivalent eau (mm) (a) dans les réanalyses ERA-INTERIM, (b) dans les simulations MAR et (c) pour l'estimation du Canadian Meteorological Center au mois d'avril 2001 ; (d) Fraction de couverture neigeuse (%) observée par le satellite MODIS.

Les réanalyses fournissent une estimation relativement correcte de l'étendue du couvert neigeux, mais leur résolution trop grossière limite clairement leur capacité à décrire le manteau neigeux. L'analyse proposée par le CMC décrit une épaisseur du manteau neigeux bien plus importante que celle estimée dans les réanalyses, ce qui pourrait sembler plausible à la fin de l'hiver dans des régions à l'altitude élevée. En revanche, cette méthode surestime largement l'étendue du couvert neigeux par rapport à l'observation satellite. Grâce à sa résolution fine, MAR produit une couverture de neige comparable à celle observée par le satellite pour ce mois d'avril 2001, malgré un biais négatif qui apparaît dans la partie orientale de la chaîne himalayenne.

Conclusion

Une analyse croisée de simulations et d'observations de précipitations sur un domaine couvrant une part du plateau tibétain, de la chaîne himalayenne et de la plaine indienne nous a permis de caractériser les cumuls de précipitation dans cette région pour l'année 2001. En moyenne annuelle, ceux-ci peuvent atteindre plusieurs centaines de $mm.mois^{-1}$ dans le nord-est de l'Inde, alors qu'ils n'atteignent que quelques $mm.mois^{-1}$ dans la partie occidentale du

Tibet. Dans les contreforts sud de l'Himalaya, ces cumuls peuvent atteindre 100 mm.mois^{-1}. Cependant, ils apparaissent très variables spatialement à cause de la topographie complexe de cette région. L'utilisation du modèle régional MAR s'avère très utile pour décrire la variabilité spatiale des précipitations dans cette région par rapport aux réanalyses ERA-INTERIM dont la résolution est relativement grossière. En revanche, une grande part des biais relevés dans les réanalyses se retrouve dans les simulations régionales. Celles-ci sont en effet fortement dépendantes des profils d'humidité fournis par les réanalyses aux limites latérales. Les précipitations stratiformes simulées avec MAR reproduisent ainsi une part des biais caractéristiques des réanalyses. Des simulations régionales réalisées sur des domaines plus étendus permettraient probablement de minimiser cette dépendance et de diminuer les biais dans une simulation régionale. En revanche, la description détaillée des processus convectifs dans MAR permet d'éviter un biais positif significatif relevé dans les réanalyses dans l'est de l'Inde. Par ailleurs, grâce à son modèle de neige élaboré, le modèle MAR permet de simuler une étendue du manteau neigeux comparable à celle observée par satellite.

Remerciements : Ce travail a bénéficié d'une aide de l'Agence Nationale de la Recherche portant la référence ANR-09-CEP-005-02/PAPRIKA. Les simulations ont été réalisées sur feu le calculateur BRODIE de l'IDRIS/CNRS. Nous remercions le "NASA Land Processes Distributed Active Archive Center" (LP DAAC, ASTER L1B, USGS/EROS) Center, Sioux Falls, South Dakota) pour la mise à disposition des images satellites MODIS.

Références bibliographiques

Bookhagen B. et D. W. Burbank, 2010 : Toward a complete Himalayan hydrological budget: Spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *J. Geophys. Res*., 115, F03019.

Brasnett B., 1999 : A Global Analysis of Snow Depth for Numerical Weather Prediction. *J. Appl. Meteorol.,* 38, 726-740.

Brown R. et Brasnett B. 2010 : *Canadian Meteorological Centre (CMC) Daily Snow Depth Analysis Data.* © Environment Canada, 2010. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

Brun E., E. Martin V. Simon C. Gendre and C. Coleou, 1989 : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, *J.Glaciol*., 35 (121), 333-342.

Cui X., Langmann B. and Graf H.-F, 2007 : Summer monsoonal rainfall simulation on the Tibetan Plateau with a regional climate model using a one-way double-nesting system. *Sc. Onl. Let on the Atmosph.*, 3, 49-52.

Dee D. *et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc*., 137, 553-597.

Gallée H., P. G. Duynkerke, 1997 : Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of west Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment. *J. Geophys. Res.*, 102(D12), 13, 813-13,824.

Gallée H., and G. Schayes, 1994 : Development of a Three-Dimensional Meso-gamma Primitive Equations Model, Katabatic Winds Simulation in the area of Terra Nova Bay, Antarctica. *Mon. Wea. Rev.,* 122, 671-685.

Lau N.-C. and Ploshay J. J., 2009 : Simulation of synoptic- and subsynoptic-scale phenomena associated with the East Asian summer monsoon using a high-resolution GCM. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 137, no. 1, 137-160.

Polanski S., Rinke A., Dethloff K., 2010 : Validation of the HIRHAM-Simulated Indian Summer Monsoon Circulation. *Adv. Meteorol.*, 14 pp., doi:10.1155/2010/415632.

Yatagai A. *et al.*, 2009 : A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *SOLA*, 5, 137-140.

VARIABILITÉ SPATIALE DU POUVOIR EXPLICATIF DE DIFFÉRENTS PRÉDICTEURS ATMOSPHÉRIQUES POUR L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES SUR LE TERRITOIRE FRANÇAIS

Abdelkader MEZGHANI [1], Benoit HINGRAY [1] et Matthieu LAFAYSSE [2]

[1] *LTHE/HMCI, 1025 rue de la piscine, 38400 Saint-Martin d'Hères, France.*
abdelkader.mezghani@ujf-grenoble.fr
[2] *Météo-France, CNRM-GAME/CEN, 1441 rue de la Piscine, 38400 Saint Martin d'Hères, France.*

***Résumé** : Les variations spatiales de la performance du lien d'échelle statistique estimé entre les séries de précipitations journalières issues des réanalyses SAFRAN et celles estimées sur la base de prédicteurs atmosphériques issues des réanalyses ERA40, sont représentées sur tout le territoire français. Les cartes obtenues montrent une très bonne cohérence spatiale de ces performances. Elles permettent, entre autres, 1) de distinguer différents types de régions - les zones de reliefs et les plaines en particulier - ayant un comportement climatologique de nature distincte et 2) de montrer que le pouvoir explicatif de chaque indice atmosphérique dépend de la localisation géographique de la région étudiée. Par exemple, la composante méridienne du vent à 700 hPa a un pouvoir explicatif prépondérant sur le pourtour méditerranéen, alors que la composante zonale du vent à 700 hPa joue un rôle important sur le reste du territoire.*

***Mots-clés** : Régionalisation, descente d'échelle statistique, précipitation, prédicteurs atmosphériques.*

Abstract: Spatial variability of the explanatory power of atmospheric predictors for estimating daily precipitation over the French territory.
Spatial variations of the statistical link robustness, estimated between the series of daily precipitation from the SAFRAN reanalysis and those estimated from atmospheric predictors, are depicted throughout the French territory. The resulting maps show a very good spatial coherence of these performances. In particular, they 1) allow distinguishing different types of regions - areas of mountains and plains in particular - having different climate behaviours and 2) show that the explanatory power of each atmospheric index depends on the geographical location. For example, the meridional component of the wind at 700 hPa has a dominant explanatory power in the Mediterranean region, while the zonal component of the wind at 700 hPa plays an important role elsewhere.

***Keywords**: Regionalization, Statistical downscaling, precipitation, atmospheric indices.*

Introduction

Les scénarios hydrologiques requis pour les analyses hydrologiques courantes, visant par exemple à estimer ou à mieux gérer la ressource en eau et les risques hydrologiques, sont de plus en plus souvent obtenus par simulation. La simulation est réalisée au moyen d'un modèle de transformation pluie-débit alimenté par divers scénarios météorologiques adaptés au contexte climatique considéré : présent, passé ou futur.

Les scénarios météorologiques sont généralement fournis par des générateurs stochastiques (Wilks et Wilby, 1999). Parmi les générateurs proposés récemment, les méthodes de descente d'échelle statistiques (MDES) sont particulièrement intéressantes dans un contexte de climat modifié (Fowler *et al.*, 2007). Ces méthodes cherchent à décrire un lien d'échelle *f* entre les variables atmosphériques à l'échelle synoptique *X* (prédicteurs) et les variables météorologiques à l'échelle locale ou régionale *Y* (prédictants). Ce lien d'échelle peut s'exprimer sous la forme :

$$Y = f(X) + \varepsilon \text{ , où } \varepsilon \text{ est l'erreur liée au modèle.}$$

Les MDES peuvent en théorie produire des scénarios pour diverses variables météorologiques locales requises par les modèles d'impact. C'est le cas pour les variables peu fiables simulées par les modèles climatiques telles les précipitations. Les MDES peuvent

aussi en principe fournir des scénarios pertinents aux échelles de temps et d'espaces imposées par les systèmes considérés, c'est-à-dire l'échelle d'un bassin versant dont la superficie peut varier de quelques kilomètres carrés à plusieurs centaines de kilomètres carrés.

L'objectif principal de cette communication est d'étudier la pertinence du lien d'échelle statistique *f* pour l'estimation des précipitations quotidiennes, sur tout le territoire français, à partir d'indices atmosphériques quotidiens à large échelle. La section 1 décrit les données et les outils utilisés pour cette étude. La section 2 présente les résultats obtenus sur tout le territoire français. Quelques conclusions sont présentées à la section 0.

1. Données et outils

1.1. Prédictants

Les prédictants sont dérivés des chroniques journalières de précipitations (liquides + solides) régionales obtenues sur la base des réanalyses météorologiques Safran pour la période 1982-2001. Les réanalyses Safran, produites pour différentes variables météorologiques de surface par Météo-France (e.g. pluie, neige, vent, rayonnement, humidité relative), couvrent la France métropolitaine sur une grille régulière de 8 km (Vidal *et al.*, 2010).

Les chroniques journalières de précipitation sur la grille Safran ont été agrégées dans l'espace à une résolution de 40 km x 40 km (Figure 9) pour améliorer la robustesse du lien d'échelle statistique (Gangopadhyay *et al.*, 2004 ; Mezghani et Hingray, 2009). A partir de ces chroniques, deux prédictants sont définis :

- l'occurrence des précipitations quotidiennes (OP). Elle est représentée comme une séquence binaire $\{y_t\}$, où $y_t = 1$ si le jour t est pluvieux et $y_t = 0$ si le jour t est sec. Un jour est considéré comme pluvieux si la hauteur des précipitations journalières pour un point de la grille agrégée est supérieure ou égale à 0,1 mm.
- la hauteur précipitée pour les journées pluvieuses (HP).

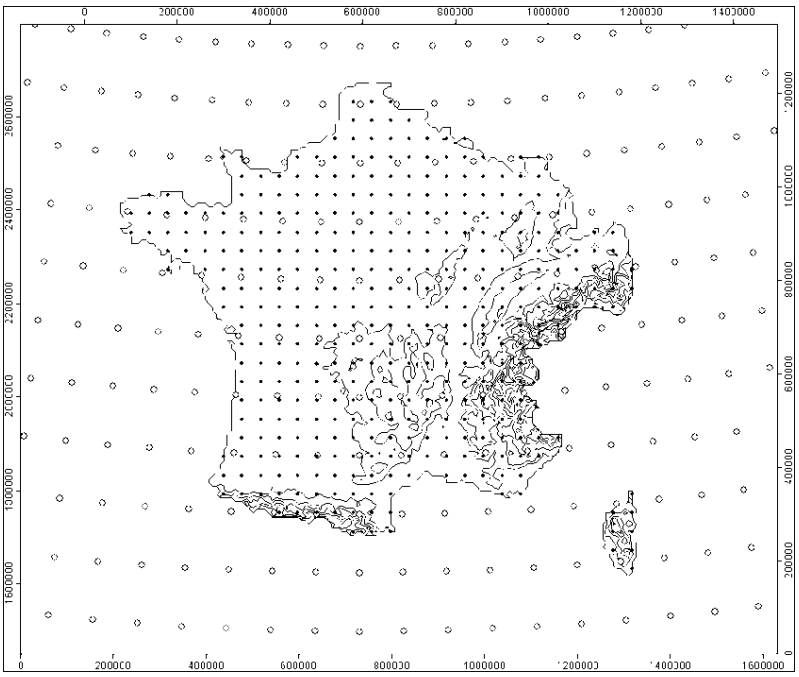


Figure 9 : Carte de la France étendue y compris les Alpes. Les points représentent la grille des réanalyses SAFRAN à une résolution de 40 km, les cercles représentent la grille des réanalyses ERA40 à une résolution de 1,125°. Le relief est représenté par les courbes de niveaux espacées de 400 m.

1.2. Prédicteurs ou indices atmosphériques – Réanalyses ERA40

Une vingtaine d'indices atmosphériques, caractérisant la circulation et l'état de l'atmosphère au pas de temps journalier, ont été retenus comme prédicteurs pour cette étude. Ils ont été sélectionnés parmi ceux classiquement utilisés pour diverses études similaires réalisées sur différentes régions européennes (par exp. Beckmann et Buishand, 2002). Les résultats présentés ci-dessous concernent trois d'entre eux : les composantes zonale (u) et méridienne (v) du vent géostrophique et l'humidité relative (r) au niveau de pression 700 hPa. Ces indices ont été dérivés pour la période 1982-2001 à partir des réanalyses atmosphériques ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) disponibles sur une grille de 1,125° (fFigure 9). La moyenne quotidienne des indices a été calculée sur la base des 4 pas de temps infra journaliers disponibles dans les réanalyses : 0 h, 6 h, 12 et 18 h.

1.3. Modèles Linéaires Généralisés

Pour l'occurrence des précipitations, puis pour la hauteur précipitée, le pouvoir explicatif individuel de chaque prédicteur a été successivement exploré. Pour chaque couple prédictant / prédicteur, le lien d'échelle statistique a été construit à l'aide de modèles linéaires généralisés (e.g. Beckmann et Buishand, 2002 ; Mezghani et Hingray, 2009). Deux modèles ont été mis en place. Le premier est utilisé pour modéliser la probabilité d'occurrence π_t des jours pluvieux. Si l'on suppose que la série d'occurrence (OP) suit une loi de distribution binomiale, son expression est la suivante :

$$\ln\left(\pi_t / (1-\pi_t)\right) = a_0 + \sum_{i=1}^{p} a_i \cdot x_{i,t} \ ,$$

où x_i est le $i^{\text{ème}}$ prédicteur et p est le nombre total des prédicteurs (dans notre cas $p = 1$).

Pour une journée pluvieuse, la hauteur précipitée (HP) est modélisée par un deuxième modèle linéaire généralisé. En supposant qu'elle suit une loi de distribution Gamma, son expression est la suivante :

$$\ln H_t = b_0 + \sum_{i=1}^{q} b_i \cdot x_{i,t} \ ,$$

où H_t est l'espérance de la hauteur des précipitations journalières, x_i est le $i^{\text{ème}}$ prédicteur et q est le nombre total des prédicteurs (dans notre cas $q = 1$).

Les paramètres de ces deux modèles sont estimés en maximisant le logarithme de la fonction de vraisemblance. L'estimation est faite de façon indépendante pour chaque maille SAFRAN agrégée. Les chroniques de prédicteurs retenues pour une maille SAFRAN agrégée sont celles correspondant au point de la grille ERA40 le plus proche.

La performance de la relation d'échelle statistique est évaluée via le coefficient de détermination R^2. Il mesure l'accord entre la série des valeurs de référence (OPQ ou HPQ) et la série des valeurs estimées à l'aide des modèles précédemment décrits. Il est calculé selon l'équation suivante :

$$R^2 = 1 - \sum_{i=1}^{q} \left(y_{réf} - y_{est}\right)^2 \Big/ \sum_{i=1}^{q} \left(y_{réf} - \overline{y}_{réf}\right)^2 \qquad (1)$$

où $y_{réf}$ est la série des valeurs de référence issue des réanalyses SAFRAN de moyenne arithmétique $\overline{y}_{réf}$ et y_{est} est la série des valeurs estimées à partir des indices atmosphériques à l'aide de la relation d'échelle. Par construction, les valeurs du R^2 ne peuvent jamais dépasser 1. Un R^2 de 1 indique que le lien d'échelle explique parfaitement la variabilité temporelle du prédictant.

2. Résultats

Les variations spatiales du coefficient R^2 sur tout le territoire français sont commentées ci-dessous pour chaque couple prédictant / prédicteur (Section 1).

2.1. Occurrences des précipitations journalières

Le pouvoir explicatif de la composante zonale (u) du vent géostrophique à 700 hPa sur l'occurrence des précipitations journalières est significatif sur de nombreuses régions (figure 2, à gauche). Il présente une cohérence régionale forte et des signatures régionales très contrastées. Le R^2 est de 0,25 pour la côte ouest de la Bretagne, le Val de Loire et le Limousin dans le bassin Aquitain. La même performance est obtenue pour la région Nord-Ouest des Vosges et les bassins de la Lorraine. Les valeurs du R^2 sont aussi importantes dans le Jura et les Alpes. Les valeurs du R^2 sont réduites pour le Massif Central et le nord des Pyrénées. Elles sont très faibles voire même nulles pour tout le pourtour méditerranéen.

Le pouvoir explicatif de la composante méridienne du vent géostrophique à 700 hPa (v) est beaucoup plus faible que celle de la composante zonale. Elle est par ailleurs à l'inverse plus importante pour la Provence et la région Languedoc-Roussillon (entre 0,1 et 0,15) que pour les régions du Nord (<0,05) ou pour les régions du sud-ouest de la France (où elle est quasi nulle). La signature de ce prédicteur est donc globalement à l'inverse et moins forte que celle obtenue pour la composante zonale.

Contrairement aux deux prédicteurs dynamiques précédents, l'humidité relative (r) a un pouvoir explicatif beaucoup plus important. Le R^2 toujours supérieur 0,1, peut atteindre 0,5. Les cartes de performances montrent de nouveau un fort gradient nord-ouest/sud-est et une très bonne cohérence spatiale. Les meilleures performances sont obtenues pour les régions montagneuses principalement les Alpes du Sud, ce qui montre l'importance des processus de soulèvement des masses d'air humides par le relief.

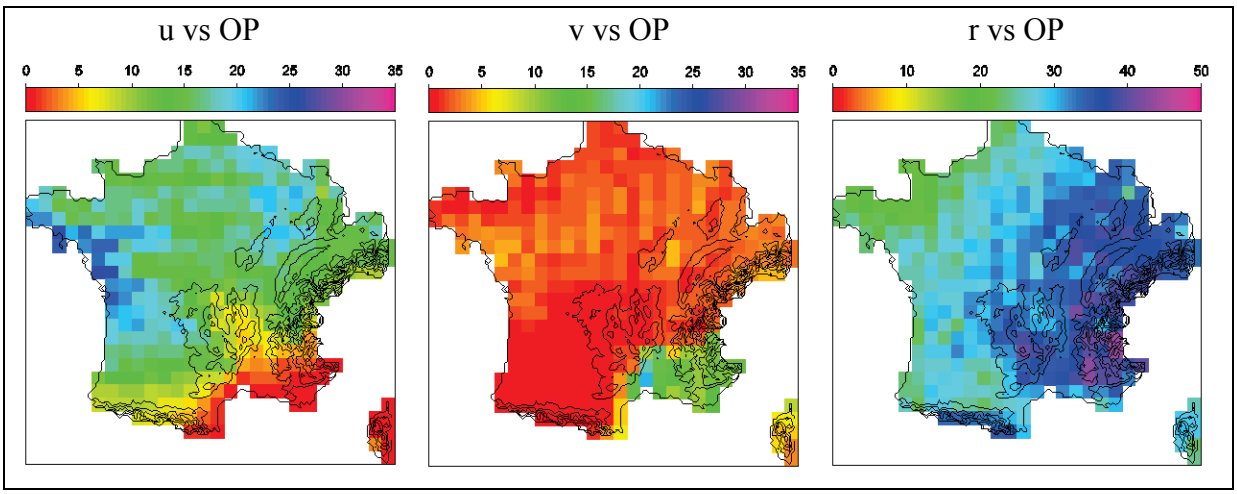


Figure 10 : Distribution spatiale du coefficient de détermination R^2 sur tout le territoire français pour estimer l'occurrence des précipitations journalières pour la période 1982-2001, pour les trois indices atmosphériques ; u : vent zonal, v : vent méridien et r : humidité relative de l'air à un niveau de pression égal à 700 hPa ; la barre de couleur est en pourcentage.

2.2. Hauteur des précipitations journalières

Pour la hauteur des précipitations quotidiennes (HP), les performances du lien d'échelle sont du même ordre de grandeur que celles obtenues pour les occurrences des précipitations quotidiennes (Figure 11) montrant des signatures régionales similaires. Par contre la cohérence spatiale est moins prononcée que celles obtenues pour les occurrences.

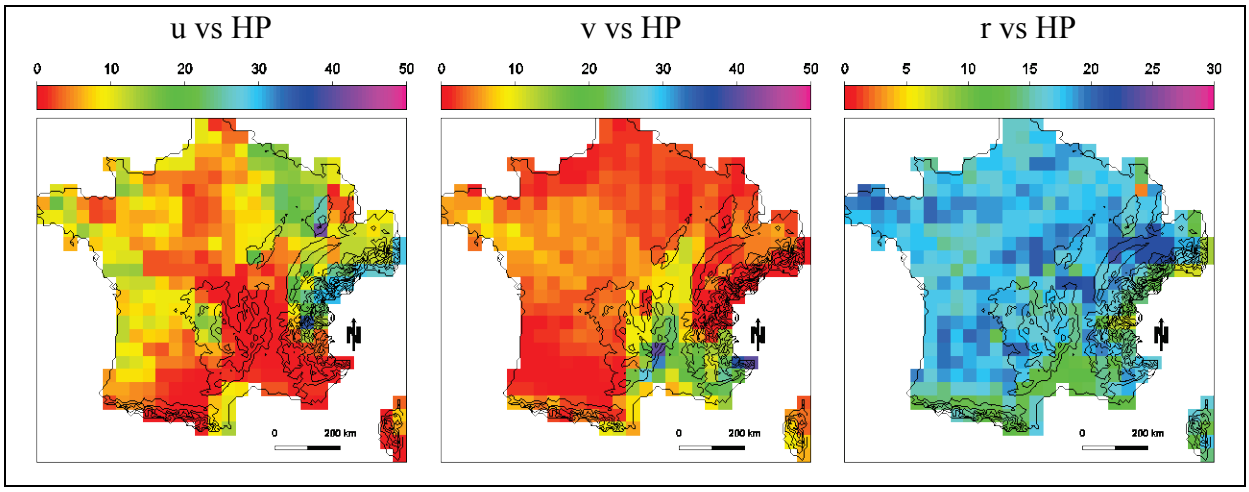


Figure 11 : Même légende que la figure précédente mais pour la hauteur des précipitations quotidiennes.

La composante zonale du vent u (fFigure 11, à gauche) joue un rôle important pour estimer les hauteurs des précipitations journalières sur le nord des Alpes (R^2 > 0,25), la région des Vosges (R^2 entre 0,1 et 0,25) et les régions orientales ($R^2 \approx 0,3$). Le R^2 est proche de zéro pour les parties orientales de la Méditerranée, le Massif Central et les régions Gascogne, la partie nord de la région de la Loire. La partie sud-ouest de la région parisienne montre un R^2 inférieur à 0,05. Enfin, le R^2 est de 0,1 pour les régions de l'Ouest, de la partie Nord-Est de la région parisienne et la région sud-est des Pyrénées Orientales.

Le pouvoir explicatif de la composante méridienne du vent (v) est plus important pour les hauteurs précipitées que pour les occurrences au niveau du pourtour méditerranéen (Figure 11, au milieu). Ceci est dû au fait que les masses d'air provenant du sud se chargent en humidité de la mer Méditerranée avant d'arriver sur les contreforts des Cévennes ou des Alpes du Sud. Sur le reste du territoire, les performances sont similaires à celles obtenues pour les occurrences des précipitations journalières.

L'humidité relative (r) montre une moindre importance pour estimer les hauteurs précipitées que celle des occurrences des précipitations quotidiennes (Figure 11, à droite). Le R^2 maximum est réduit de moitié, ainsi que la cohérence spatiale qui devient moins prononcée mais garde un comportement plus ou moins homogène pour la plupart des régions françaises. Les valeurs de R^2 varient globalement entre 0,15 et 0,25, et avec des R^2 inférieurs à 0,15 sur la partie orientale des Alpes, la région méditerranéenne et les Pyrénées.

Conclusions

L'exploration pour l'ensemble du territoire métropolitain français de la performance du lien d'échelle entre indices atmosphériques et occurrence des précipitations ou hauteurs précipitées met en évidence la forte cohérence régionale des liens d'échelle identifiés et aussi la forte dépendance de la performance à la région. Par suite, les prédicteurs les plus intéressants pour la construction d'un lien d'échelle doivent dépendre de la région d'intérêt. De ce fait, il semble souhaitable d'adapter la paramétrisation des méthodes de descente d'échelle aux spécificités de la région visée. Si la composante méridienne du vent géostrophique est par exemple un prédicteur important pour la région méditerranéenne, c'est, à l'inverse, la composante zonale du vent qui joue un rôle important pour le reste du territoire. Ces travaux illustrent aussi l'intérêt des variables d'humidité, ici l'humidité relative dont le potentiel explicatif surpasse celui des indices atmosphérique dynamiques pour toutes les régions françaises et les zones de montagnes en particulier.

Références bibliographiques

Beckmann B. et Buishand T.A., 2002 : Statistical downscaling relationships for precipitation in the Netherlands and North Germany. *International Journal of Climatology*, 22, 15-32.

Fowler H.J., Blenkinsop S. et Tebaldi C., 2007 : Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27, 1547-1578.

Gangopadhyay S., Clark M., Werner K., Brandon D. et Rajagopalan B., 2004 : Effects of Spatial and Temporal Aggregation on the Accuracy of Statistically Downscaled Precipitation Estimates in the Upper Colorado River Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 5, 1192-1206.

Mezghani A. et Hingray B., 2009 : A combined downscaling-disaggregation weather generator for stochastic generation of multisite hourly weather variables over complex terrain: Development and multi-scale validation for the Upper Rhone River basin. *Journal of Hydrology*, 377, 245-260.

Uppala S.M., KÅllberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., Bechtold V.D.C., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., Berg L.V.D., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., Mcnally A.P., Mahfouf J.F, Morcrette J.J, Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. et Woollen J., 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.

Vidal J., Martin E., Franchistéguy L., Baillon M. et Soubeyroux J., 2010 : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran system. *International Journal of Climatology*, 30, 1627-1644.

Wilks D.S. et Wilby R.L., 1999 : The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23, 329-357.

LE RÔLE DES BRISES THERMIQUES SUR LA VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DES PM_{10} EN PAYS VENÇOIS (ALPES-MARITIMES, FRANCE)

Nicolas MICHELOT et Pierre CARREGA

Université de Nice Sophia-Antipolis, Equipe Gestion et Valorisation de l'Environnement (GVE) de l'UMR 7300 Espace du CNRS, 98 Bd Herriot, 06204 Nice Cedex 3 – France. pierre.carrega@unice.fr, nmichelot@gmail.com

Résumé : *La zone d'étude, située au sud-ouest du département, est soumise au jeu des brises thermiques. L'aire urbaine littorale contribue en majorité aux émissions de PM_{10}. Dans ces conditions, une campagne de mesures a été mise en œuvre afin de saisir le comportement spatio-temporel des particules sous l'effet de ces vents locaux.*

Mots-clés : *Brises, écoulements d'air, pollution atmosphérique, particules.*

Abstract: Role of thermal breezes on spacio-temporal variability of PM_{10} around Vence (Alpes-Maritimes, France).
Study area, located southwest of the department, is subject to the play of thermal breezes. The coastal urban zone contributes mostly to PM_{10} emissions. Under these conditions, a monitoring campaign has been implemented to understand the spatio-temporal behavior of particles under the effect of this local winds.

Keywords: *Breezes, air flows, atmospheric pollution, particles.*

Introduction

Dans le Sud-Est de la France, les Alpes-Maritimes connaissent une ventilation essentiellement assurée par le jeu des brises thermiques. La région de Vence n'avait jusqu'alors pas fait l'objet de mesures de particules en suspension d'un diamètre inférieur à 10 µm (PM_{10}). L'agglomération littorale contribue majoritairement aux émissions de polluants, dont les particules qui sont parmi les polluants les plus nocifs pour la santé humaine, d'autant qu'elles provoquent des effets sanitaires sans seuil.

Qu'en est-il alors du devenir des PM_{10} pris en charge par ces flux d'air aux directions alternées ? Autrement dit, quelles concentrations massiques peut-on retrouver aux échelles spatio-temporelles fines, sous l'effet de la brise d'amont (terre-montagne) et de la brise d'aval (vallée-mer) ? Pour cela, dans le cadre d'une recherche doctorale, une campagne de mesures météorologiques et de particules a été menée à Vence et dans son arrière-pays lors d'un épisode estival.

Le présent article rappelle au préalable la situation météorologique, puis présente les matériels et méthodes employés. Enfin, les principaux résultats sont exposés.

1. Conditions météorologiques

La première décade de juin 2011 s'est caractérisée par l'alternance de hautes et basses pressions, et le temps est resté globalement instable. Des épisodes orageux, avec des vents forts ont marqué ce début de décade, notamment le 5 juin. D'après Météo-France (2012), il a plu 65,7 mm cette journée au poste de Valbonne, où le vent maximum quotidien (05/06/2011) a atteint 39,2 km/h. Notons le même jour 101,5 km/h à Sospel, à l'est des Alpes-Maritimes dans l'arrière pays mentonnais, et 81,7 km/h au cap du Dramont dans l'est varois. Ce type de temps provient d'un régime dépressionnaire originaire des Baléares, et comme à l'habitude sous l'effet du relief côtier, son flux s'est incurvé du sud-est à l'est sur le département. Toutefois, les 4 et 6 juin sont des journées relativement stables et ensoleillées, avec un type de temps radiatif ponctué d'un développement classique de cumulus de beau temps dès la fin de matinée (couverture nuageuse d'environ 4 à 5/8). Ces fenêtres météorologiques calmes ont

permis aux contrastes thermiques de s'exprimer, et donc aux brises thermiques de se développer.

2. Matériels et méthodes mis en œuvre durant la campagne de mesures

Des mesures itinérantes de particules ont été effectuées à l'aide d'un analyseur portatif tandis qu'en même temps, des données quantitatives et qualitatives ont été obtenues sur des écoulements d'air à basse altitude (dans les premières centaines de mètres au-dessus du sol).

2.1. L'information sur les concentrations de particules

Les mesures itinérantes se sont déroulées les 4 et 6 juin 2011, à différents moments de la journée pour cerner la variabilité temporelle, et ce, pendant un temps court (moins de deux heures) afin d'appréhender au mieux la variabilité spatiale. Ces deux vagues de mesures font suite à des passages perturbés et pluvieux qui ont contribué au préalable à une bonne dispersion et au lessivage des polluants dans l'air.

Les PM_{10} ont été mesurées en masse par un appareil Grimm 1.108, prêté par la Division Santé du Centre Scientifique et Technique du Bâtiment (CSTB). L'appareil a été installé dans l'habitacle d'un véhicule et relié par une durite en plastique à la tête de prélèvement placée à l'extérieur. Des tests de comparaison ont été faits avec et sans durite. Ils ne révèlent pas de différences significatives. L'analyseur est un compteur optique qui donne une estimation de la concentration massique en continu. Il met en œuvre une technique de mesure optique basée sur la dispersion d'une lumière incidente par une seule particule (Fraboulet *et al.*, 2006). Elle n'est pas reconnue comme méthode de référence (gravimétrie) pour la mesure de concentrations massiques des particules en France, mais elle l'est en Autriche (Wolf *et al.*, 2010).

Toujours est-il que le Grimm 1.108 est l'indicateur optique qui d'après les tests effectués par le Laboratoire central de la surveillance de la qualité de l'air (LCSQA), donne la meilleure adéquation avec la méthode de référence française (Soubise *et al.*, 2008). Néanmoins, les résultats sont à considérer avec précaution, dans la mesure où, d'une part la lecture optique reste indicative, et d'autre part cette campagne estivale s'est déroulée sur une courte période. Ceci dit, vu que ce travail s'effectue de manière relative, cette considération reste limitée.

2.2. Les traçages de masses d'air

Le mode opératoire consista à poursuivre aux instruments, à partir du front des Préalpes, des ballons équilibrés à niveau de pression constant (dits CLB : Constant Level Balloon). Ces ballons, libres, sont considérés comme des traceurs des écoulements d'air. En effet, à la différence d'un sondage vertical, le ballon (en mylar pour ne pas se déformer) ne traverse pas les masses d'air mais se comporte au contraire comme une bulle au sein de la masse d'air, permettant ainsi de tracer sur quelques kilomètres le flux d'air qu'il matérialise (Carrega, 1994, 2008). Pour y parvenir, il faut équilibrer le ballon pour qu'il flotte au niveau de pression choisi.

Le suivi des CLB est assuré par un télémètre pour la mesure de la distance et un théodolite pour la mesure de l'angle azimut (par rapport au nord) et de l'inclinaison (le site) par rapport à l'horizontale (figure 1). Ces valeurs sont mesurées à intervalles réguliers, dans le cas présent toutes les 30 secondes. Elles permettent de reconstituer le comportement du ballon en coupe et en plan (Carrega *et al.*, 2010). Parallèlement, des ballons sondeurs on été lâchés afin d'identifier visuellement les éventuels mouvements d'air horizontaux à différentes altitudes.

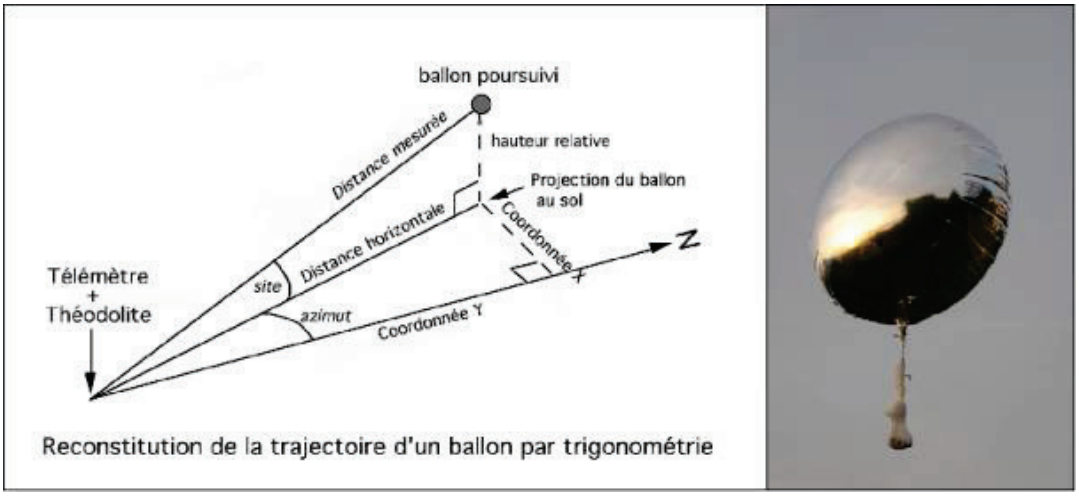


Figure 12 : Schéma du calcul de la trajectoire des CLB (source : P. Carrega).

3. Résultats

Les ballons (CLB et sondeurs) poursuivis près du col de Vence le 6 juin 2011, à l'aube et durant la matinée, démontrent l'existence de brises thermiques, par ailleurs imbriquées dans des flux synoptiques d'échelles supérieures.

La brise de terre, orientée nord-nord-est, est épaisse d'environ 100 m au front des Préalpes. Cet air montagnard, presque pur (PM_{10} : 0,3 µg/m^3) lors de la mesure à l'aube à 785 m d'altitude (figure 2), souffle vers le littoral à une vitesse moyenne de 2,4 m/s.

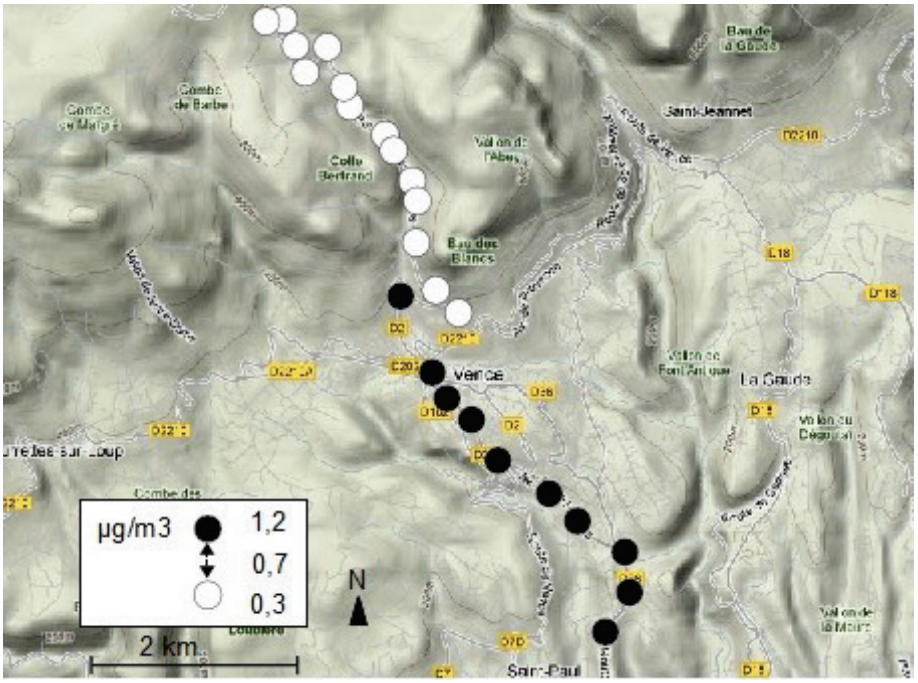


Figure 13 : Distribution spatiale des concentrations en PM_{10} le long d'un trajet entre Saint-Paul de Vence et le Plan des Noves (Préalpes de Vence), le 06/06/2011 à 05h30 (fond de carte : Google Earth).

Après la renverse de brise, au Plan des Noves (plateau situé au dessus de Vence), en milieu de matinée, la brise de mer est épaisse d'environ 250 m pour une vitesse moyenne de 2 m/s (figure 3). Elle est orientée sud-est à sud-sud-est (figures 4). Alors même qu'il n'y a pas de sources d'émissions fixes ou mobiles significatives, on retrouve le long des 10 km d'itinéraire

montagneux des concentrations en PM_{10} de l'ordre de 10 µg/m^3, quasiment égales à celles de l'agglomération littorale.

La brise de mer est donc capable, en été, d'advecter l'air pollué depuis la côte jusqu'au front des Préalpes en matinée (figure 5), et jusqu'au massif du Cheiron, au nord de Coursegoules l'après-midi (figure 6), respectivement situés à 10 et 23 km de la mer Méditerranée.

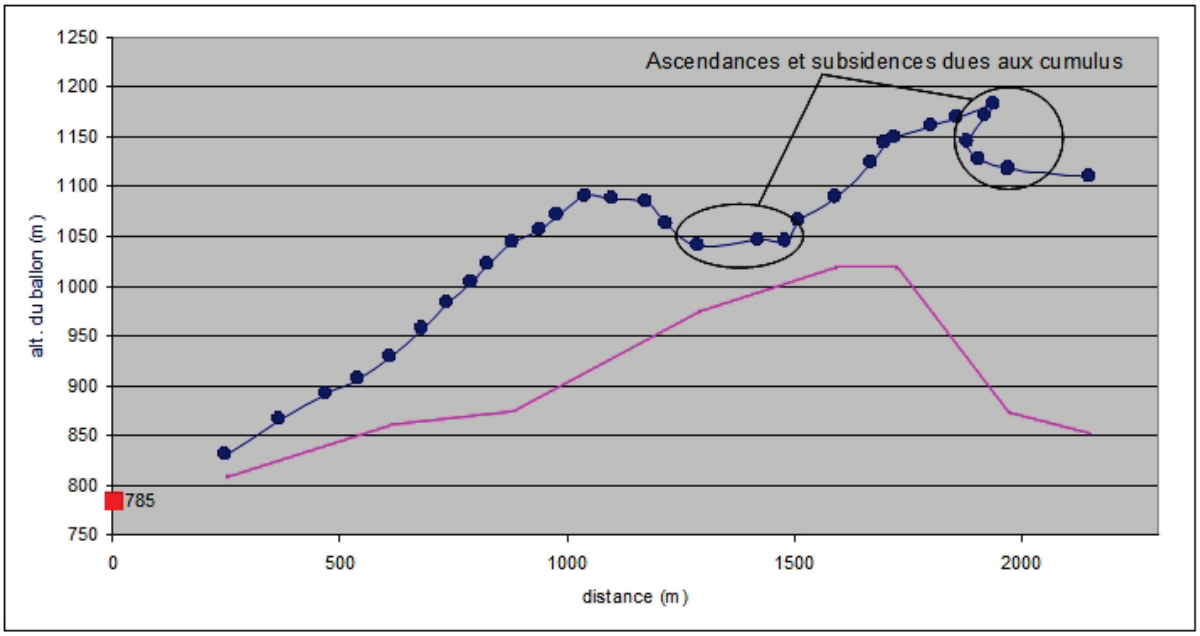


Figure 14 : Profil vertical du parcours du CLB lâché à proximité du col de Vence, le 06/06/2011 à 10h33. Le carré rouge indique l'altitude du point de départ. En rose : profil topographique approximatif.

Figure 15 : Parcours du CLB lâché à proximité du col de Vence (triangle noir), le 06/06/2011 à 10h33.

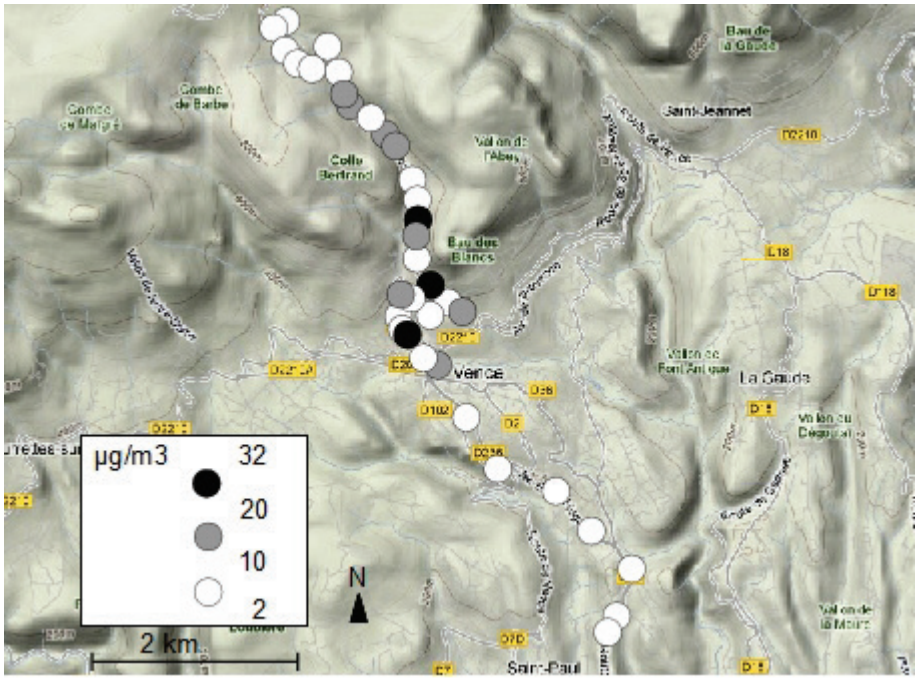


Figure 16 : Distribution spatiale des concentrations en PM_{10} le long d'un trajet à Vence, le 06/06/2011 à 12h30 (fond de carte : Google Earth).

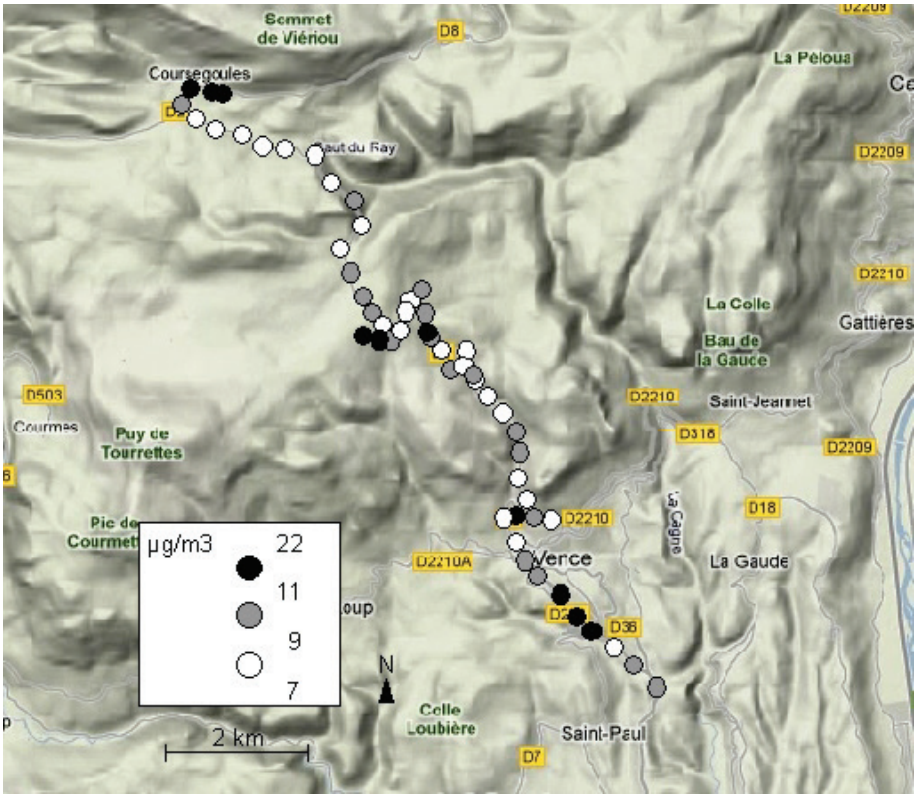


Figure 17 : Distribution spatiale des concentrations en PM_{10} le long d'un trajet entre Vence et Coursegoules, le 04/06/2011 à 16h00 (fond de carte : Google Earth).

Conclusion

Finalement, cette étude établit raisonnablement l'influence des brises thermiques sur les distributions spatio-temporelles des concentrations de particules dans l'espace compris entre

le littoral très peuplé et les Préalpes. Ces flux d'air alternés transportent dans un sens puis dans l'autre les polluants rencontrés.

La limite principale de ce travail réside dans le fait qu'il a été effectué sur une courte durée. Celui-ci devra s'appuyer sur un complément de mesures météorologiques et de particules. Il serait aussi intéressant de mener une campagne de caractérisation chimique des particules. En effet, la signature chimique des PM_{10} permettrait d'éclairer leurs origines et d'évaluer leurs contributions. De même, l'installation d'un LIDAR au front des Préalpes permettrait de présenter à différentes altitudes le comportement temporel des masses d'air polluées. Cependant, la mise en œuvre de ces techniques s'avère complexe et coûteuse. Elle ne peut donc se faire que dans un autre cadre de recherche spécifique, et soutenu financièrement.

Enfin, ce travail montre également l'intérêt d'améliorer les connaissances à ce sujet dans la mesure où une part substantielle de la population est concernée par le survol de ces masses d'air polluées.

Remerciements : Les auteurs remercient Nicolas Martin et Cyriel Adnes de l'Université de Nice Sophia-Antipolis, UMR 7300 Espace du CNRS, pour leur participation aux lâchers de CLB, ainsi que Olivier Ramalho, du CSTB, Division Santé, pour le prêt de l'analyseur de particules.

Références bibliographiques

Carrega P., 1994 : Topoclimatologie et habitat. *Revue d'Analyse Spatiale*, Nice, n° 35-36. 408 p. (thèse d'état).

Carrega P., 2008 : Le vent : importance, mesures, modélisation et tribulations. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 51, 17-29.

Carrega P., Martin N., Yohia Ch., 2010 : Ozone et flux d'air dans l'arrière-pays niçois : mesures et modélisation à fine échelle spatiale durant un épisode estival (le 10 août 2006). *Pollution Atmosphérique*, 207, 297-313.

Fraboulet I., Maurin J., Le Bihan O., 2006 : *Mesures indicatives des particules : recensement des appareils disponibles sur le marché, besoins et retours d'expérience des AASQA*. Rapport LCSQA, 23 p.

Météo-France, 2012 : Données météorologiques. Stations de Valbonne, Sospel (Alpes-Maritimes) et du Dramont (Var). Direction de la climatologie.

Soubise J., Le Bihan O., Marchand C., 2008 : *Indicateurs optiques pour la mesure massique des particules dans les environnements intérieurs*. Rapport LCSQA, 37 p.

Wolf A., Fröhlich M., Moosmann L., 2010 : *Equivalence test of optical PM monitors by order of the company GRIMM at 4 measurement locations in Austria*. Umweltbundesamt, Vienna, 40 p.

APPORT DE L'IMAGERIE SATELLITALE À L'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE JOURNALIÈRE DANS LE DELTA DE LA MEJERDA EN TUNISIE

Mustapha MJEJRA [1], Latifa HENIA [2] et Vincent DUBREUIL [3]

[1] *Université de Manouba, FLAH-Manouba, «GREVACHOT» 01/UR/02-12, Tunisie. mustaphamjejra@yahoo.fr*

[2] *Université de Tunis, FSHS-Tunis, « GREVACHOT » 01/UR/02-12, Tunisie. lhenia@yahoo.fr*

[3] *Université Rennes2, LETG-Rennes, « COSTEL », UMR 6554 CNRS, France. vincent.dubreuil@uhb.fr*

Résumé : *Cette étude a pour objectif l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) journalière dans la région agricole du delta de la Mejerda. L'approche adoptée se base sur la résolution de l'équation du bilan d'énergie à la surface du sol, en utilisant les données de l'imageur AVHRR du satellite NOAA. Les résultats obtenus montrent l'intérêt du modèle à l'échelle journalière, dont la marge d'erreur ne dépasse pas 15 %. Il ressort aussi de ce travail que les données de télédétection à basse résolution (1 km²) nécessitent d'autres données plus fines provenant des capteurs satellites LANDSAT (60 m) pour améliorer la spatialisation de l'ETR.*

Mots-clés *: Télédétection, évapotranspiration réelle, AVHRR-NOAA, delta de la Mejerda.*

Abstract*:* ***Contribution of satellite imagery to estimate the actual daily evapotranspiration of the delta of Mejerda in Tunisia.***
This study aims to estimate the actual daily- evapotranspiration (ETR) in the agricultural region of the delta of Mejerda. The approach is based on solving the equation of energy balance at the soil surface, using data from the AVHRR images from NOAA satellite. The results obtained show the interest of our model on a daily scale, with a margin of error that does not exceed 15%. It also appears from this work that remote detecting data with low resolution (1 km²) require higher resolution data from LANDSAT satellites (60m) to improve the spatial distribution of the ETR.

Key-words*: Remote sensing, actual evapotranspiration, AVHRR-NOAA, delta of Mejerda.*

Introduction

L'évapotranspiration réelle (ETR) désigne la quantité d'eau réellement perdue sous forme de vapeur d'eau par une surface ou un couvert végétal. L'ETR traduit l'ensemble des interactions : sol, plante, climat. Elle représente généralement entre 60 à 80 % du retour vers l'atmosphère des précipitations surtout dans les régions arides et semi-arides (Hamimed et Rabha, 2008). Sa connaissance précise est d'un grand intérêt dans les études climatiques, agrométéorologiques et hydrologiques. Les études de l'ETR, en Tunisie, ont traité la question à l'échelle globale. Ces études sont peu nombreuses, très ponctuelles et sont fondées sur des approches classiques se référant à des formules de calcul empiriques (Mougou, 1978 ; Ben Dakhlia, 2004).

On se propose d'utiliser les informations satellitales du capteur NOAA/AVHRR dans le visible et l'infrarouge pour estimer l'ETR à pas de temps journalier dans le delta de la Mejerda en Tunisie. Pour ce faire, l'équation du bilan d'énergie à la surface du sol intègre le modèle d'estimation de l'ETR de Lagouarde (1991) et Hamimed (2008). Le présent travail vise d'abord à montrer l'apport de l'imageur AVHRR du satellite NOAA à basse résolution spatiale (1,1 km²), pour la cartographie de l'évapotranspiration réelle journalière sur un paysage hétérogène dans les conditions semi-arides tunisiennes. Il vise ensuite à valider ce modèle par la comparaison entre l'ETR estimée via la télédétection et l'ETR mesurée *in situ*.

1. Cadre géographique

Le delta de la Mejerda correspond à la plaine de la basse vallée au Nord-Est de la Tunisie entre les latitudes 36 et 37° Nord et les longitudes 9 et 10° Est (figure 1). Elle s'étend sur une superficie d'environ 1310 km^2. La zone d'étude peut être rapportée à l'étage bioclimatique

semi-aride à hiver doux et été chaud. Les conditions climatiques se caractérisent par une pluviométrie moyenne allant de 368,4 mm/an à El Battan à 558,5 mm/an à Ghar El Melh. Les températures moyennes sont comprises entre 11 et 11,5°C en janvier, et entre 26 et 27°C en août. Le vent dominant est de secteur nord-ouest avec souvent une vitesse élevée. Il active de ce fait l'évapotranspiration. Les valeurs moyennes de l'évapotranspiration potentielle, calculée suivant la formule de Penman-Monteith, se situent autour de 250 mm au mois d'août et 68 mm en janvier.

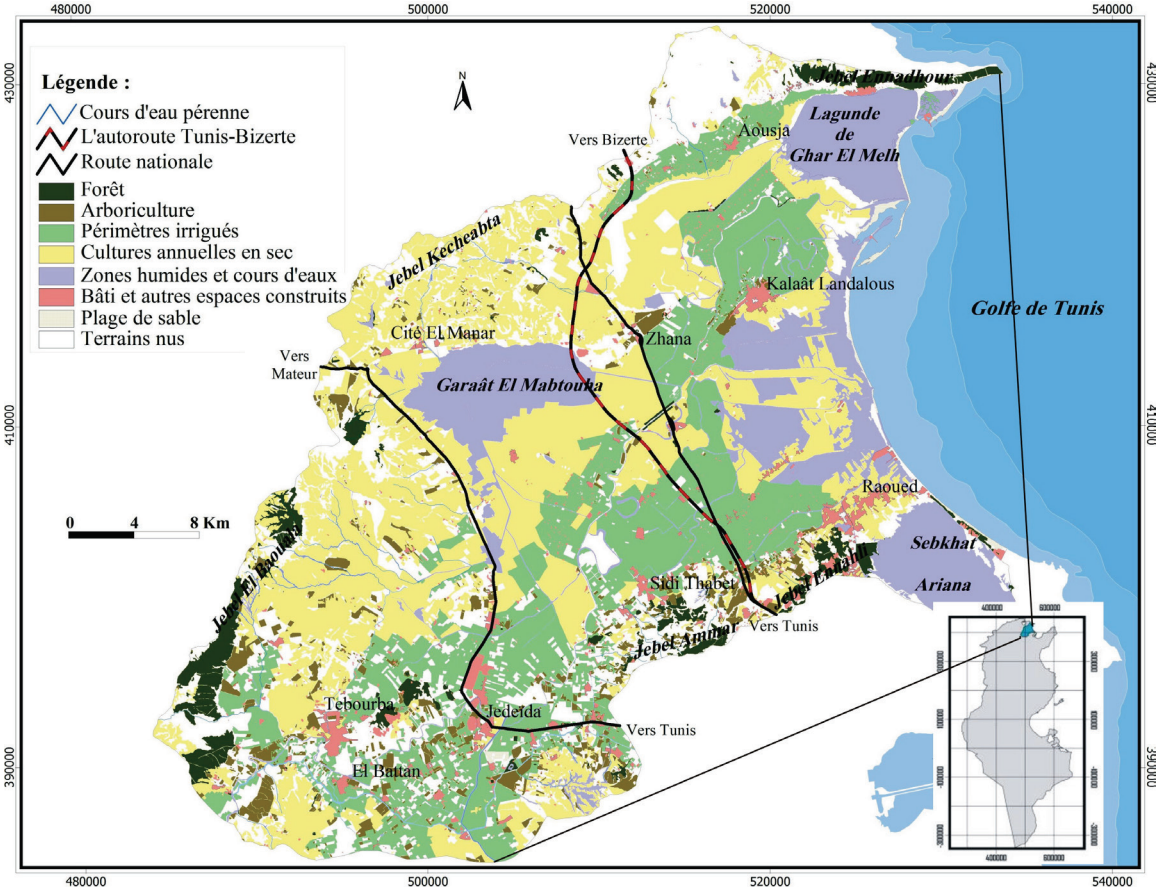


Figure 1 : Localisation et occupation du sol du delta de Mejerda.

Une grande partie de la zone d'étude est actuellement utilisée pour l'activité agricole (figure1). Les agriculteurs pratiquent essentiellement une céréaliculture pluviale à rendement aléatoire. La pratique de la jachère demeure relativement importante dans cette région puisque plus de 40 % des terres sont laissées au repos. Chaque année, les terres irriguées, consacrées au maraîchage et à l'arboriculture fruitière, occupent une bonne proportion en raison de la présence de la ressource en eau de l'oued Mejerda. Les zones humides, principalement côtières, s'étendent également sur une bonne partie de la région (Garâat Mabtouha, Lagune Ghar El Melh…). Enfin, la forêt et les formations pré-forestières entourent la région telles que : Jbel Ammar, Jbel Ennadheur, Jbel Kochbatta. Il apparaît donc que l'activité agricole, y compris celle de l'élevage est fort déterminante dans cette région.

2. Données de base et méthode d'approche

2.1. Données utilisées

Pour mener à bien ce travail, nous avons sélectionné des journées représentatives pour les deux saisons contrastées sur le plan climatique : une situation hivernale (jour humide) et une

autre estivale (jour sec). Parmi les nombreuses situations que nous avons examinées, nous retenons les deux journées qui nous semblent les plus intéressantes et qui répondent à notre problématique. Il s'agit des journées du 15 janvier et du 19 juillet 2007. Plusieurs types de données ont été utilisées (tableau 1).

Tableau 1 : Données météorologiques utilisées et résultats de l'ETR estimée dans quelques stations de la région d'étude.

	Stations					
	Ghar ElMleh		Cherfech		Tebourba	
Paramètres	**15/01/2007**	**19/07/2007**	**15/01/2007**	**19/07/2007**	**15/01/2007**	**19/07/2007**
Tmax (C°)	19	36	18,8	38,8	20	39
Vent (m/s)	3,1	6,5	2,7	4,6	2,3	4
Rayonnement global (mm/j)	3	10,8	3,65	11,91	3,6	11,5
Humidité (%)	75	56	70	54	69	53
ETP Penman - FAO	1,55	7,62	1,69	7,03	1,77	6,47
ETR Lysimètre (mm/j) **	*	*	1,96	7,19	*	*
ETR estimée LANDSAT (mm/j)	*	6,74	*	6,81	*	5,2
ETR estimée NOAA (mm/j)	2,51	5,9	2,21	6,7	1,9	4,9

* Donnée manquante ** Source : Institut National de Recherche Agronomique de Tunis, compagne de mesure de l'ETR à Cherfech.

Les données satellites : il s'agit des données de 5 canaux issues du radiomètre AVHRR du satellite NOAA 18 acquises le 15 janvier et le 19 juillet 2007 à 14h00 TU. Nous disposons aussi d'une image du capteur ETM+ embarqué sur le satellite LANDSAT prise le 19 juillet 2007 à 12h46 TU. Ce capteur offre la possibilité de cartographier l'ETR à une échelle très fine (60m) par rapport au capteur AVHRR (1,1 km²). L'ensemble de ces images satellitales ont été d'abord corrigées géométriquement suivant le même système de projection (UTM Carthage). Ensuite, nous avons effectué une calibration pour les différents canaux des images en question. Les résultats sont intégrés dans un Système d'Information Géographique permettant la superposition des données afin de faciliter l'approche comparative.

Les données météorologiques : les données de télédétection sont complétées par des mesures météorologiques de terrain correspondant à la température de l'air, la vitesse du vent le rayonnement global, l'humidité relative et l'ETR de lysimètre pour les stations de Ghar El Melh, Cherfech et Tebourba (Institut National de la Météorologie et Institut National de Recherche Agronomique de Tunis). Pour valider notre modèle, nous avons effectué un calcul de l'ETP suivant la Formule Penman-Monteith version FAO (Ben Dakhlia, 2004).

Les données géographiques : pour la réalisation de la carte de l'occupation du sol, nous avons utilisé les cartes topographiques 1/50 000, la base de données des photographies aériennes (ortho-photos 2000, traitée par le Centre National de Télédétection) et l'image satellite LANDSAT 2007. Ces données sont intégrées dans un SIG pour réaliser la carte de l'occupation du sol. Cette carte sert, de manière approximative, à l'explication de la spatialisation de l'ETR.

2.2. Méthode d'approche

Notre méthode repose sur l'approche énergétique qui relie le bilan hydrique au bilan d'énergie. En effet, plusieurs modèles se basent sur cette approche (Lagouarde, 1991 ; El Garouani, 1999 ; Hamimed, 2008). Nous décrivons ici le modèle de Lagouarde, facile à mettre en œuvre parce qu'il ne nécessite pas trop de paramètres d'entrée. L'ETR d'une

surface peut être reliée à la température de cette surface par l'intermédiaire du bilan d'énergie dont l'expression classique est :

$$ETRj - Rnj = A\text{-}B\ (Ts\text{-}Ta) \quad (mm/jour)$$

Avec ETRj, l'évapotranspiration journalière (mm/j) ; Rnj**,** le rayonnement net journalier (exprimé en équivalent mm d'eau évaporée**) ;** Ts, la température de la surface en °K ; Ta**,** la température de l'air à 2m vers 14h00 TU, heure de passage du satellite NOAA ; les termes A et B sont des coefficients qui dépendent de l'état de surface (sa rugosité) et de la vitesse du vent.

Nous avons intégré tous ces paramètres dans un programme PANSAT (programme d'analyse numérique satellitaire) adapté pour les données AVHRR/NOAA sur le logiciel MATLAB (Ben Dakhlia et Mjejra, 2005). Enfin, nous avons adapté un exemple des coefficients A et B pour le cas de la région du delta de Mejerda.

3. Résultats et discussion

3.1. Cartographie de l'ETR journalière

L'ETR observée varie de 0 à 10,2 mm/j, avec une moyenne d'environ 2 mm/j en hiver et 6 mm/jour en été dans la région du delta de Mejerda. Sur les figures 2, 3 et 4, les valeurs élevées, supérieures à 6 mm/jour, correspondent à des zones humides (côte, sebkha, Garaât…), tandis que les faibles valeurs, inférieures à 3 mm/j sont associées à des secteurs secs où les sols nus sont dominants (tableau 2, zone sèche de 1,9 à 2,9 mm/j). Les valeurs allant de 3 à 6 mm/jour coïncident avec les secteurs irrigués où la couverture végétale est dense ou bien claire (jachère, arboriculture, maraichage). L'axe de l'oued Mejerda est associé à la zone la plus humide de la région. Ceci est dû à la présence des périmètres irrigués, de part et d'autre de l'oued.

Tableau 2 : Variation de l'ETR estimée par télédétection à Cherfech.

	zone sèche	**zone humide**	**plan d'eau**
15/01/2007	1,9	3,2	5,1
19/07/2007	2,9	5,4	8,1

Comme le montrent le tableau 2 et la figure 4, la répartition de l'évapotranspiration réelle journalière représente assez fidèlement la logique de la variation spatiale de l'ETR. On constate une dominance très nette des surfaces souffrant d'un déficit hydrique plus ou moins fort (les zones humides). En revanche, le confort hydrique n'est représenté que sur une faible superficie, en particulier, pendant la période estivale.

La spatialisation de l'ETR dans le delta de la Mejerda montre un gradient du pouvoir évaporant croissant dans le sens mer/continent. Ceci est expliqué par la présence des surfaces humides dans les secteurs côtières.

3.2. Comparaison des résultats

Les différents résultats présentent un pic de l'ETR correspondant à une évapotranspiration maximale en été sur les surfaces humides. Par contre, en hiver, que le sol soit nu ou cultivé, en l'absence d'irrigation, l'ETR varie de 1 à 2,5 mm/j. Ces résultats montrent un bon accord entre les valeurs obtenues par télédétection et celles de terrain. Les valeurs satellitales en été sont inférieures à celles de terrain (figure 5) car les pixels ne sont pas homogènes et présentent des propriétés de sol nu (El Garouani, 1999). Dans la station de Cherfech, l'écart ente l'ETR NOAA et l'ETR lysimètre, varie de 0,31 mm en hiver à 0,55 mm en été, soit

respectivement un écart de l'ordre de 13,5 % et 7,6 %. Celui-ci peut être attribué au changement d'échelle entre la mesure au sol (quelques m²) et le pixel de l'image (1,1 km² pour NOAA et 60 m pour LANDSAT).

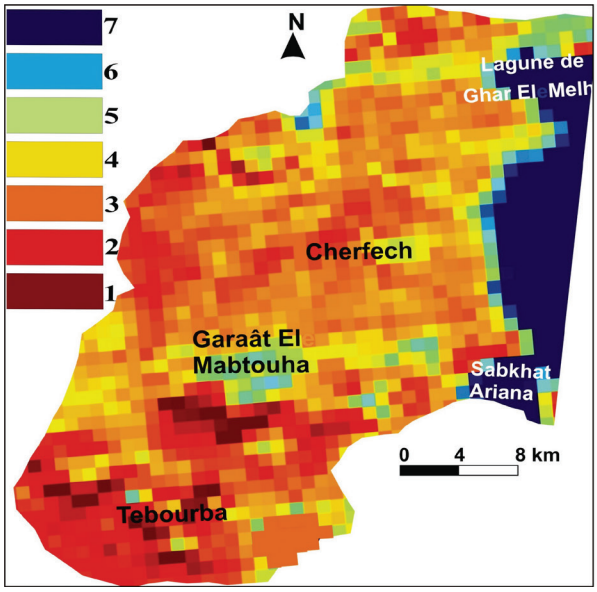


Figure2 : ETR journalière estimée à partir de l'image NOAA du 15/01/2007.

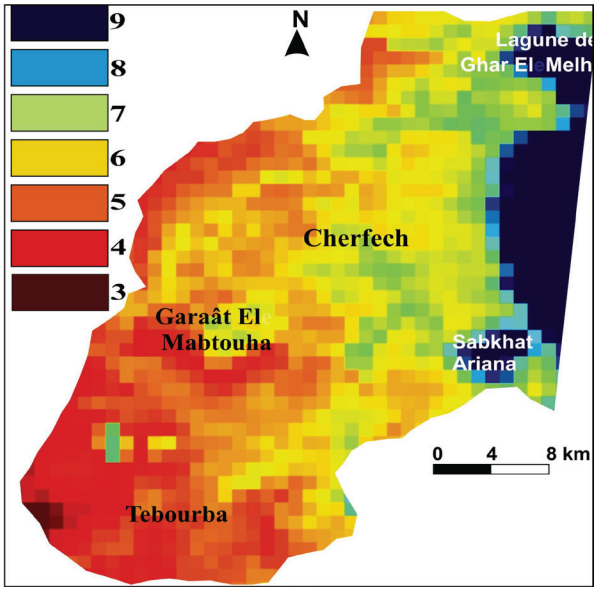


Figure3 : idem que pour la figure 2, mais le 19/07/2007.

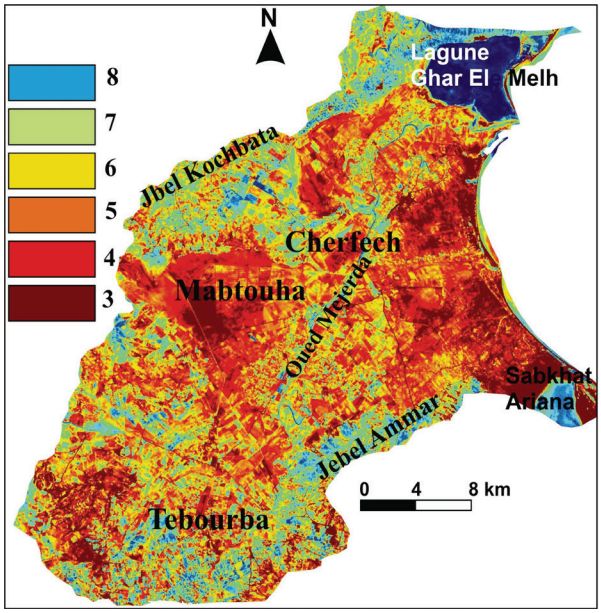


Figure 4 : ETR journalière estimée à partir d'une image LANDSAT du 19/07/2007.

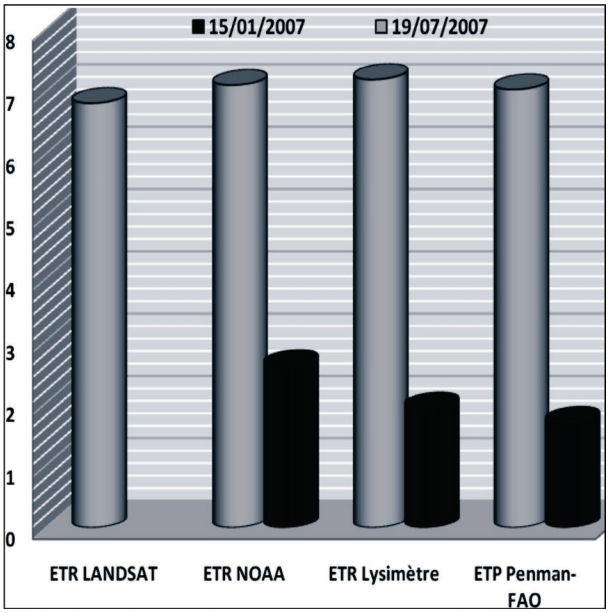


Figure 5 : Comparaison des résultats à Cherfech.

La résolution spatiale fine de l'image LANDSAT laisse voir plus de détails par rapport à l'image NOAA : l'ETR montre une variation allant de 2 à 8 mm/j et une amplitude de 6 mm. D'autre part, la confrontation des valeurs obtenues par la télédétection avec celles mesurées au sol montre une bonne concordance (figure 5), ce qui justifie la validité de l'approche utilisée. Certes, l'ETR déterminée par la télédétection est assez bien définie pour être mise en relation avec les mesures terrain, malgré les limites liées à la mesure de l'ETR par lysimètre, qui ne sont pas toujours disponibles, et ne couvrent pas toute la région.

Conclusion

Les résultats exposés plus haut confirment, d'une part, la faisabilité de notre méthode et justifient, d'autre part, les avantages fournis par les données satellitaires NOAA et LANDSAT pour cartographier l'ETR journalière dans une région marquée par l'aridité. Le modèle utilisé montre des résultats satisfaisants, puisque l'ecart entre les valeurs estimées et celles mesurées ne dépasse pas 15 %. La répartition spatiale de l'ETR peut permettre le repérage des sécheresses à partir de certains indices et paramètres dérivés des images satellites et offre des indicateurs pour l'irrigation dans une région à caractère semi-aride.

Annexe

Les formules de calcul de différents paramètres intervenants dans l'estimation de l'ETR

ETRj – Rnj = A-B (Ts-Ta)[1] (mm/jour)

Rnj = (1-a) Rgj + £Raj - £Rsj (w/m²)

Avec Rgj le rayonnement global, Raj rayonnement atmosphérique, Rsj rayonnement émis par la surface de la terre, a l'albédo et £ l'émissivité (égal à 0,96).

La combinaison des bandes 4 (10,3-11,3µm) et 5 (11.5-12,5µm) du capteur AVHRR par la méthode *split-window* qui permet d'éliminer les effets atmosphériques sur la température de la surface :

Ts = 3* C4 – 2 * C5 + 0,5 en k°, avec C4 et C5 canaux 4 et 5 de l'AVHRR

a albédo est calculé selon la formule suivante :

a = C1* a + C2 *b, avec C1 et C1 canaux 1 et 2 de l'AVHRR et a 0.526 b 0.474 coefficients d'ajustement.

£ = 1,0094-(0,47*NDVI)

Raj = 1,20 σ Ta ^{4} – 171 (w/m²)

avec Ta température de l'air en k° et σ la constant de Boltzmann (5,665 10^{-8} w/m² k^{-4})

Rsj = £σ T_s^4

avec Ts température de surface en k° et σ la constant de Boltzmann (5,665 10^{-8} w/m² k^{-4})

Par la suite, El Garouani (1999) a utilisé des formulations qui tiennent compte de la nature de l'occupation du sol :

ETRj = Rnj- 0,9 * (Ts-Ta) : surfaces d'eau

ETRj = Rnj- 0,2 * (Ts-Ta) : sol nu

ETRj = Rnj- (a* zo) + (b*U) * (Ts-Ta) : sol couvet (végétation)

Avec a = 0,083, b = 0,031 zo la rugosité et U la vitesse du vent en m/s.

Nous avons considéré que l'ETRj dans les zones urbaines est nulle.

Références bibliographiques

Ben Dakhlia F., 2004 : *Evapotranspiration, bilan hydrique agrométéorologique quotidien actuel et prévu*. Note technique INM, Tunis, 32 pages.

Ben Dakhlia F. et Mjejra M., 2005 : *Programme d'analyse numériques des données satellitaires NOAA*. Note technique INM. Tunis, 30 pages.

El Garouani A. *et al.*, 1999 : Contribution de l'imagerie satellitaire à la détection des zones saturées et ou zonage de l'évapotranspiration dans la basse vallée de Mejerda (Tunisie). *Sécheresse, vol. 10, n°2, 117-122*.

Hamimed A. et Rabha M., 2008 : Cartographie de l'évapotranspiration réelle journalière dans les conditions semi-arides en Algérie à partir des données satellitaires Aster. *Sécheresse, vol. 19, n°4, 293-300*.

Lagouarde J.P., 1991 : Use of NOAA AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *International Journal of Remote Sensing, vol. 12, n°9, 1853-1864.*

Mougou R., 1978 : Estimation de l'évapotranspiration potentielle : cas de la Tunisie. *Note technique INM*, Tunis, 58 pages.

ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS PAR IMAGERIE SATELLITAIRE BASÉE SUR LA MÉTHODE TAMSAT

Fatiha MOKDAD et Boualem HADDAD

Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumédiène (U.S.T.H.B.), Faculté d'Électronique et d'Informatique, B.P. 32, El Alia, Bab Ezzouar, Alger, Algérie.
f_mokdad@yahoo.fr,h_boualem@hotmail.com

Résumé : *Dans ce travail, nous décrivons une méthode d'estimation des pluies basée sur le nouveau satellite météorologique MSG. Il s'agit de la technique TAMSAT. Les tests ont été réalisés sur trois zones du nord de l'Algérie : Annaba, Dar El Beida et Sidi Bel Abbes au cours du mois de janvier 2006. Les estimations sont calibrées d'abord à l'aide des données pluviométriques mesurées au sol pour la première décade de janvier 2006. Dans une seconde étape, nous avons estimé le cumul pour la deuxième décade du même mois en seuillant aux températures de -40°C, -20°C et -10°C. La validation a été réalisée en comparant les cumuls estimés aux cumuls in situ prélevés à l'Office National de la Météorologie de Dar El Beida. Les résultats obtenus montrent que l'approche TAMSAT donne des résultats satisfaisants pour la fenêtre 150 x 150 pixels et le seuil -20°C.*

Mots-clés *: TAMSAT, estimation, nuage stratiforme, Metéosat Seconde Génération.*

Abstract: Estimation of the precipitation by satellite imaging based on the TAMSAT method.
In this work, we describe an estimation methodology of rains based on the new meteorological satellite MSG: the TAMSAT method. The tests were realized on three zones of the North of Algeria: Annaba, Dar El Beida and Sidi Bel Abbes during January 2006. The estimations are calibrated at first by means of the ground data measured for the first decade of January, 2006. In a second step, we consider the accumulation for the second decade of the same month for the temperature thresholds -40°C, -20°C and -10°C. The validation was realized by comparing the accumulations considered at the data in situ taken by the Algerian National Office of Meteorology. The obtained results show that the approach TAMSAT gives satisfactory results for the window 150 x 150 pixels and the threshold of -20°C.

Keywords*: TAMSAT, estimation, stratiform cloud, MSG.*

Introduction

Le pluviomètre est l'appareil de mesure le plus couramment utilisé par les stations météorologiques pour la mesure des précipitations. Mais, dans certaines régions à accès difficiles tels que les montagnes, les mers ou les déserts, l'estimation des précipitations à l'échelle fine est impossible à réaliser à cause des lacunes ou l'absence totale du réseau d'observation au sol. En outre, l'estimation *in situ* nécessite la présence du personnel et une multiplication des points de mesures donc, synonyme de difficultés financières et techniques, déséquilibre entre les pays développés et sous développés, inhomogénéité terre-mer. Pour y remédier, l'utilisation d'images satellitaires se présente comme une solution intéressante pour l'estimation des précipitations. En effet, le satellite assure une couverture spatiale et temporelle continue dans différentes bandes spectrales qui peuvent alors servir de support pour l'étude de la météorologie. Il existe de nombreux algorithmes pour estimer la pluie à partir des données satellitaires (Barret et Martin, 1981). Parmi ces algorithmes, nous en avons choisi la méthode du groupe TAMSAT de l'université de Reading qui peut être utilisée facilement de manière opérationnelle (Dugdale *et al.,* 1990). Cette méthode fournit des estimations décadaires de la pluie en utilisant les images du canal infrarouge thermique d'un satellite géostationnaire.

1. Concept théorique de la méthode TAMSAT

1.1. Introduction de la méthode TAMSAT

Le groupe TAMSAT (Tropical Applications in Meteorology using SATellite data) de l'université de Reading a produit des évaluations de précipitations pour beaucoup de régions

du globe pendant 15 années. L'algorithme de base est une approche simple de la durée de nuage froid (CCD : Cold Cloud Duration) dont la seule condition opérationnelle de données est le canal infrarouge thermique du satellite Météosat. Les données infrarouges thermiques (TIR) sont accumulées pour produire des quantités de CCD pendant un intervalle de 10 jours (décade). Un rapport linéaire est recherché entre le CCD et la quantité de précipitations. Le seuil de la température pour le CCD et les paramètres du rapport linéaire sont calibrés par rapport à des données antérieures et des données au sol locales. Les paramètres de calibrage dépendent de l'endroit et la saison. Les estimations de TAMSAT constituent une référence utile pour la comparaison d'autres algorithmes plus complexes. En effet, il s'agit du plus simple algorithme de précipitation qui prend en compte des données provenant de satellite et utilisant des informations locales (Grimes et Diop, 2003).

1.2. Algorithme d'estimation de précipitations TAMSAT

L'algorithme de TAMSAT (Armand *et al.,* 1996 ; Grimes *et al.,* 1999 ; Thorne et *al.,* 2001) est fondé sur deux hypothèses :

1) d'abord identifier une température de seuil T pour des sommets de nuage qui distingue les nuages pluvieux des nuages non pluvieux ;
2) ensuite, établir un rapport linéaire entre le nombre d'heures durant lesquelles les pixels considérés sont plus froids que la température de seuil (la durée de nuage froid ou le CCD) et la précipitation totale dans le pixel. L'intensité de précipitation est donnée par :

$$P = a * CCD + b \qquad (1)$$
$$P = 0 \text{ si } CCD = 0 \quad \text{où} \quad a * CCD + b < 0$$

avec P qui est l'intensité de précipitation en mm, CCD l'occurrence de sommets froids en heures, a et b des constantes empiriques.

Pour calibrer le rapport, il est nécessaire de déterminer des valeurs optimales de T, a et b. Pour ce faire, on procède à une comparaison avec des données au sol dans un processus à deux étapes. Dans l'étape 1, le CCD est calculé pour un certain nombre de valeurs de T. La valeur choisie permet de distinguer au mieux les décades pluvieuses de celles non-pluvieuses. Dans l'étape 2, une régression est effectuée entre les données au sol et le CCD obtenu pour le seuil optimum pour les pixels contenant les mesures au sol. Notons que seuls les CCD différents de zéro sont retenus.

2. Banque de données satellite

Nous avons constitué une banque de données composées de 1920 images collectées par le satellite météorologique MSG dans le canal Infrarouge 10,8 (canal C9) du capteur SEVIRI durant le mois de janvier 2006. Ce dernier enregistre toutes les quinze minutes une image de format HRIT de dimensions 3712 x 3712 pixels, codée sur 10 bits. Pour une optimisation du temps de traitement et pour le choix de la région d'étude, nous avons réduit la taille de l'image à 1100 x 1100 pixels. Ces données satellitaires sont couplées aux mesures au sol fournies par les stations météorologiques implantées sur le territoire national.

3. Données au sol

Pour tester les performances de l'approche TAMSAT, nous avons exploité des données recueillies et archivées par l'Office National de la Météorologie de Dar El Beida. Ces données sont enregistrées au niveau des stations au sol (figure 1) de Dar El Beida (36°716 N, 3°25 E), de Annaba (36°833 N, 7°816 E) et de Sidi Bel Abbes (35°183 N, 2°616 W). Les stations

citées ci-dessus effectuent des mesures journalières. Les cumuls sont édités sous format texte, facile à manipuler et à traiter.

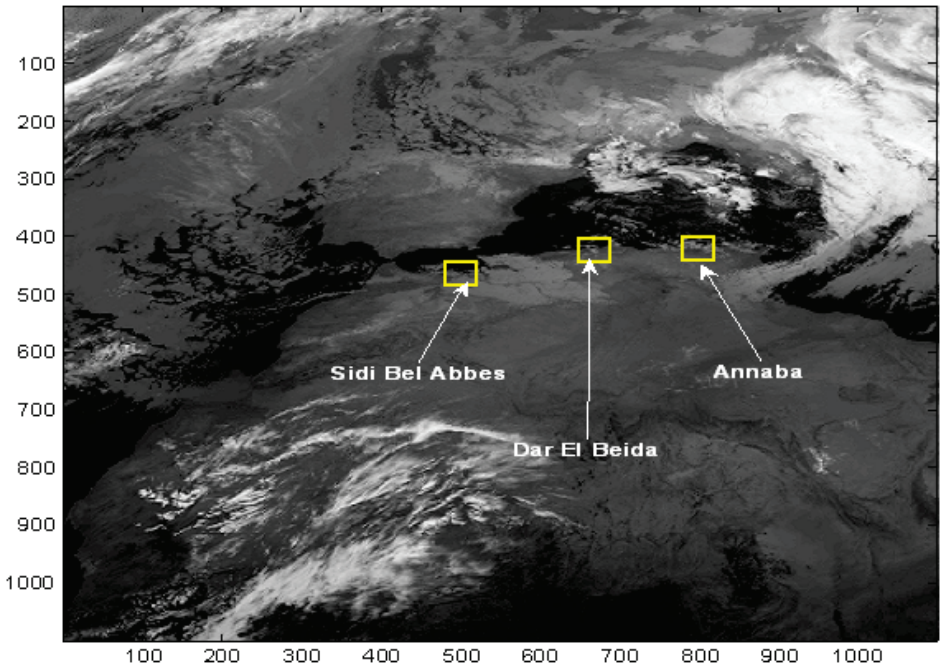


Figure 1 : Représentation des trois zones d'étude Annaba, Dar El Beida et Sidi Bel Abbes sur l'image satellitaire MSG, IR-10,8 du /0 /200 à 0200 h TU.

4. Résultats

Dans cette section, nous présentons les intensités de pluies mesurées au sol et estimées par notre méthode au niveau des trois stations météorologiques de l'ONM considérées. Plusieurs seuils de température et fenêtres d'analyse sont considérés au préalable. On se limitera aux seuils -10°C, -20°C et -40°C pour une bonne comparaison. Pour une meilleure appréciation, nous allons présenter les résultats obtenus et les mesures au sol sous forme de graphes. Les figures 2, 3 et 4 donnent les variations des précipitations estimées par la méthode TAMSAT en considérant plusieurs fenêtres et seuils et les mesures *in situ* pour les trois stations considérées dans cette étude.

4.1. Site de Annaba

Les variations journalières de la durée des nuages à sommet froid sont obtenues pour les fenêtres de 1 x 1 pixel, 10 x 10 pixels, 20 x 20 pixels, 90 x 90 pixels et 150 x 150 pixels pour la première décade de janvier 2006 et pour les seuils 233°K, 253°K et 263°K. En outre, le cumul au sol donné par la station d'Annaba est retenu. Ces deux paramètres nous ont permis de déterminer les cœfficients a et b. A partir de ces deux coefficients, nous avons estimé le cumul pour la deuxième décade de janvier 2006.

Les résultats obtenus sur les séries du 14/01/2006 au 23/01/2006 pour le site de Annaba montrent que les erreurs entre les valeurs observées et les valeurs estimées par la méthode TAMSAT à différentes échelles spatiales sont dans l'ensemble acceptables (figure 2). En outre, on constate que la fenêtre 150 x 150 pixels donne le meilleur résultat d'estimation pour une température de -20°C.

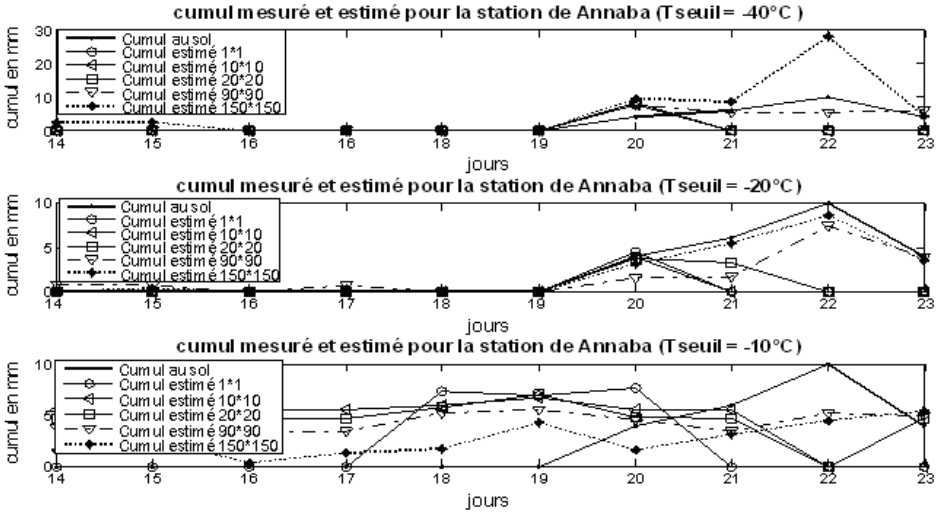


Figure 2 : Cumul mesuré et estimé des précipitations pour différentes fenêtres d'analyse spatiale et différents seuils de température pour la station d'Annaba.

4.2. Site de Dar El Beida

Comme pour le site d'Annaba, la plus faible erreur entre la valeur estimée et la valeur prise au sol est obtenue pour la fenêtre 150 x 150 pixels, et le seuil -20°C (figure 3). Ceci est cohérent avec le site et la période d'étude. En effet, les pluies stratiformes sont les plus fréquentes pour le nord algérien.

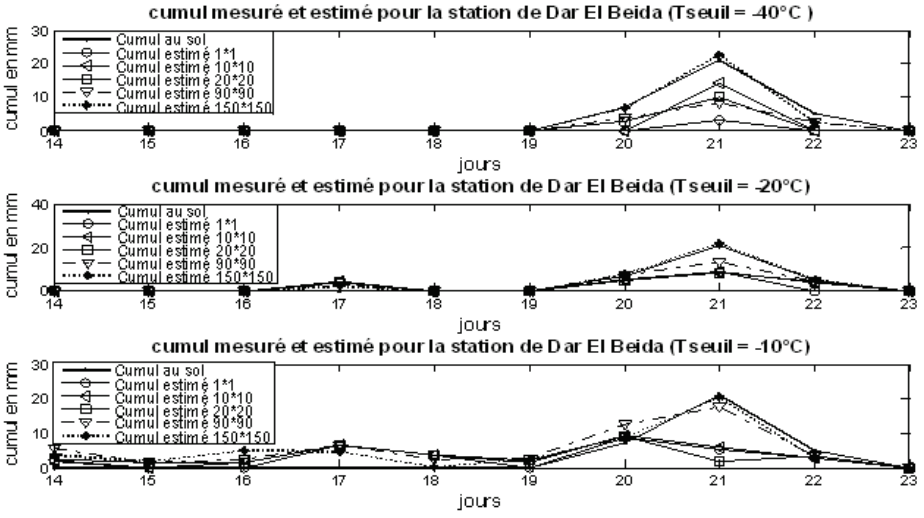


Figure 3 : Idem que figure 2, mais pour la station de Dar El Beida.

4.3. Site de Sidi Bel Abbes

Les résultats d'estimation pour la station de Sidi Bel Abbes montrent que les fenêtres 90 x 90 pixels et 150 x 150 pixels, ainsi que le seuil -20°C donnent un cumul de pluie proche de celui mesuré au sol (figure 4).

5. Interprétations

Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail illustrent assez bien les limites de l'approche TAMSAT qui symbolisent les méthodes axées sur l'exploitation du canal infrarouge du satellite géostationnaire MSG.

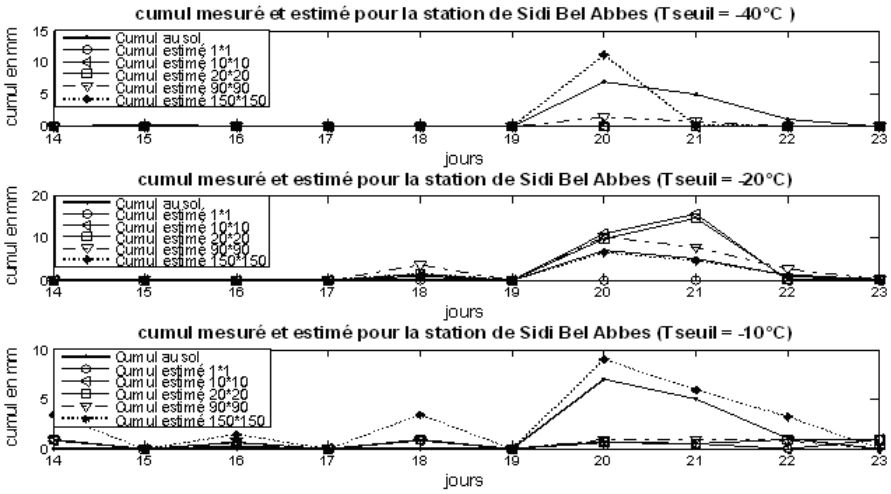


Figure 4 : Idem que figure 2, mais pour la station de Sidi Bel Abbes.

Pour expliquer la variabilité spatiale et temporelle des trois paramètres (a, b et T), un ensemble séparé de paramètres de calibrages a été obtenu pour chaque zone dans la période d'étude qui s'étale du 02/01/2006 au 23/01/2006. Les données du 02/01/2006 au 13/01/2006 (à l'exception du 10ème et 11ème jour à cause d'une mauvaise réception) ont été traitées en premier lieu pour extraire les coefficients a et b. L'allure du nuage de points représentant la pluie mesurée au sol en fonction de CCD (dispersion) établi a conduit au choix des meilleurs seuils de température et, en conséquence, la meilleure relation (pluie en fonction de CCD) que l'on puisse espérer obtenir.

Les figures 2, 3 et 4 récapitulant les résultats obtenus sur les séries du 14/01/2006 au 23/01/2006 montrent que les erreurs entre les valeurs observées et les valeurs estimées par la méthode TAMSAT à différentes échelles spatiales sont, dans l'ensemble, acceptables. Nous constatons que les faibles erreurs sont liées à des ordonnées à l'origine très élevées. Le seuil de -20°C paraît plus adapté pour les 3 stations durant la période d'étude. Soulignons que les seuils -10°C et -40°C donnent une erreur entre la valeur estimée et celle mesurée plus grande.

D'autre part, la pluviométrie moyenne sur un pixel METEOSAT peut ne pas être restituée de manière effective par un seul pluviomètre appartenant à ce pixel. Aussi, cette approche ne représente pas correctement a priori les années à pluviométrie exceptionnelle. Les écarts entre estimations et mesures *in situ* sont en partie dus à l'approche utilisée, mais ils sont également causés par la forte variabilité de la pluie à échelle fine. C'est ce que nous avons essayé de montrer, en étudiant l'effet du passage d'une valeur ponctuelle (1 x 1 pixel) à une valeur moyenne sur une surface plus étendue.

Le modèle ne prend pas en considération la contribution des nuages moyens à caractère orageux de type altocumulus qui peut être significatif ce qui tend à sous-estimer la pluviométrie réellement enregistrée. L'exploitation exclusive de l'imagerie infrarouge ne permet pas d'éliminer les cirrus dans la détermination des CCD, alors que ces derniers ne sont pas précipitants.

Toutes les considérations qui précèdent militent en faveur d'une exploitation rationnelle des données d'altitude afin de mieux caractériser au plan météorologique les événements pluvieux observés.

Conclusion

La méthode TAMSAT d'estimation des précipitations par satellite, basée sur une technique de seuillage des nuages, a été appliquée aux images infrarouges du satellite MSG. Elle a été

testée à différentes échelles spatiales et temporelles pour trois régions côtières différentes : une région à l'est de l'Algérie (Annaba), une région à l'ouest (Sidi Bel Abbes) et une région au centre (Dar El Beida). La période étudiée couvre deux décades de la saison des pluies, du 02 au 23 janvier 2006. La première étude a permis de faire des analyses de régression au niveau de chaque zone, entre les données au sol et la durée de nuages froids (CCD) correspondant. L'approche TAMSAT a le mérite d'être simple et indépendante des données courantes de pluviométrie collectées sur le terrain. Toutefois, son application à l'échelle restreinte du nord de l'Algérie présente des difficultés d'ordre conceptuel. En effet, l'analyse basée sur deux décades de données de pluies et de CCD a montré que ces seules CCD ne restituent pas souvent toute l'information pluviométrique recherchée. D'autre part, les paramètres de régression ainsi que les seuils de température n'ont pas affiché une stabilité constante. L'augmentation des effectifs de pluies et de CCD améliorera certainement les résultats obtenus.

D'autres applications de la méthode TAMSAT doivent encore être menées pour tester cette méthode sur d'autres régions climatiques. Les tentatives d'estimation de pluies par télédétection se heurtent encore à des contraintes liées à l'incapacité des satellites à rendre compte des processus microphysiques des nuages observés.

Références bibliographiques

Armand Y., Taupin J.-D., Laurent H., 1996 : *Validation de deux méthodes d'estimation des pluies par satellite à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger. In 'Validation problems of rainfall estimation methods by satellite in intertropical Africa'*, B. Guillot (ed), 163-168.

Barrett E. C. et Martin D. N., 1981 : *The use of satellite data in rainfall monitoring*. Academic Press, 340 p.

Dugdale G., McDougall V. D et Milford J. R., 1990 : Potential and limitations of rainfall estimates for Africa derived from cold Cloud statistics. *8th METEOSAT scientific users' meeting,* Norköppping, Sweden. Eumetsat Publ. E W P08, 211-220.

Grimes D. I. F. et Diop M., 2003 : Satellite-based rainfall estimation for river flow forecasting in Africa. I: Rainfall estimates and hydrological forecasts. *Hydrological Sciences Journal,* 48, 567-584.

Grimes D. I. F., Pardo E. et Bonifacio R., 1999 : Optimal areal rainfall estimation using rain gauges and satellite date. *J. Hydrology*, 222, 93-108.

Thorne V., Coakley P., Grimes D. I. F. et Dugdale G., 2001 : Comparison of TAMSAT and CPC rainfall estimates with rainfall, for southern Africa. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 1951-1974.

LE RÉGIME DE PLUIE D'UNE RÉGION MONTAGNEUSE MÉDITERRANÉENE : ANALYSE STATISTIQUE À FAIBLE PAS DE TEMPS

Gilles MOLINIÉ, Davide CERESETTI, Sandrine ANQUETIN, Jean-Dominique CREUTIN et Brice BOUDEVILLAIN

LTHE, Université de Grenoble/CNRS, France
gilles.molinie@ujf-grenoble.fr

Résumé *: Cet article présente une analyse du régime de pluie en région montagneuse méditerranéenne dans le Sud de la France. En moyenne, le cumul de pluie annuel croît de 0,5 m dans la plaine de la vallée du Rhône jusqu'à plus de 2,5 m aux environs des sommets cévenols. Aux échelles de temps plus fines, la pluie est étudiée en termes d'intermittence et d'intensité de pluie intrinsèque. Il ressort que plus l'altitude est élevée, moins la pluie est intermittente, et plus courtes sont les périodes sèches. En ce qui concerne l'intensité de pluie, la relation est bien plus complexe car elle dépend de la durée de cumul de la pluie considérée. Pour des durées de cumuls horaires, la pluie est plus intense en plaine qu'en montagne.*

Mots-clés *: Pluie, climat, convection, relief.*

Abstract: Rainfall regime of a Mountainous Mediterranean Region: Statistical analysis at short time steps. *This paper presents an analysis of the rainfall regime of a Mediterranean mountainous region of Southeastern France. On average, the rain accumulations collected during a year increase from about 0.5 m per year in the large river plain close to the Mediterranean sea up to 2.5 m per year over the surrounding mountain ridges. At finer time scales, rainfall is studied in terms of rain-no-rain intermittency and non-zero intensity. The higher the raingauge elevations, the less intermittent is rainfall and the lower are dry spell durations. The relationship between raingauge altitudes and rainfall intensity is far more complex as it depends on the accumulation duration. At the hourly duration, rainfall is more intense over the plain than over the mountain range.*

Keywords*: Rainfall, climate, convection, orography.*

Introduction

La région d'étude concerne le Sud de la France. C'est une région qui est historiquement frappée par les crues rapides (Antoine *et al.*, 2001). De plus, elle pourrait être l'une des plus affectée par une augmentation des évènements de pluies extrêmes dans un contexte de changement climatique (Barnet *et al.*, 2006 ; Giorgi, 2006).

Les évènements extrêmes qui affectent la région sont l'objet d'analyses notamment par simulation numérique. Nuissier *et al.* (2011) ont sélectionné les évènements fortement précipitant dont les intensités de pluies journalières dépassent respectivement les quantiles 99 et 99,9 %. Ils ont identifié les types de circulations atmosphériques à l'échelle synoptique associés à ces évènements. Il est frappant de voir comment ces circulations sont proches. Il est donc probable que des processus locaux, comme l'interaction entre le relief et la circulation de l'air, puissent amplifier la production de pluie dans des conditions particulières. Quelques uns de ces processus ont été identifiés pour la convection peu profonde (Anquetin *et al.*, 2006 ; Yates, 2006 ; Godart *et al.*, 2009), pour la convection profonde (Ducrocq *et al.*, 2008 ; Nuissier *et al.*, 2008) et dans le cas où ces deux types d'évènements sont associés (Ricard, 2002). Il apparaît que ces processus, même si ils sont fortement liés à la présence du relief, ne favorisent pas dans tous les cas l'occurrence des précipitations au-dessus du relief.

Concernant la climatologie, plusieurs études ont mis en évidence le lien entre l'orographie et la pluie mais ce lien n'est pas uniforme quand la durée des cumuls de pluie décroît de l'année ou de la saison (Frei et Schär, 1998) à l'événement (Alpert, 1986 ; Michaud *et al.*, 1995 ; Johnson et Hanson, 1995). Cette dépendance pluie-altitude a aussi été mise en évidence pour les pluies extrêmes dans cette région (Ceresetti *et al.*, 2010). Globalement, la

corrélation entre l'altitude des pluviomètres et le cumul de pluie enregistré décroît avec la durée des cumuls.

La question traitée ici est celle de la relation entre la pluie et la pluie et le relief. L'originalité de cette étude est que cette relation est abordée de point de vue de la durée des cumuls considérés.

1. Données et méthode

Nous étudions cette relation à la lumière de deux bases de données d'intensités de pluie. Une est au pas de temps journalier et inclue environ 300 pluviomètres fonctionnant de 1958 à 2000. L'autre est horaire et s'étend de 1993 à 2008. Durant cette période, le nombre de pluviomètres a augmenté de 50 postes en 1993 à 320 en 2008. Ces bases de données sont rassemblées sur les ordinateurs de l'Observatoire Hydrométéorologique Cévennes-Vivarais. Notons que la région d'étude en bordure de la Méditerranée couvre une région d'environ 200 × 200 km^2 située entre les reliefs du Massif Central et des Alpes. La vallée du Rhône constitue approximativement l'axe Nord-Sud de la région d'étude. Elle est bordée sur sa rive droite par le relief cévenol. L'arête des Cévennes d'orientation Sud-Ouest / Nord-Est donne naissance à de nombreuses vallées qui lui sont pour la majorité, perpendiculaires. Sur la rive gauche du Rhône, l'organisé du relief est différente, plusieurs massifs formant les pré-Alpes.

2. Résultats et discussion

2.1. *Cumuls de pluie ponctuels*

Dans la région d'étude, le cumul annuel de pluie moyen durant la période 1958-2000 est de 667 mm avec un écart-type de 388 mm (moyenne et écart-type des cumuls annuels à chaque station). Ceci indique une forte variabilité à la fois dans l'espace et ponctuellement d'une année sur l'autre. La carte de la figure 1 montre des iso-contours du cumul annuel moyen de pluie obtenu après interpolation par krigeage (Chiles et Delfiner, 1999) des moyennes annuelles ponctuelles. La localisation des pluviomètres est figurée par les croix blanches.

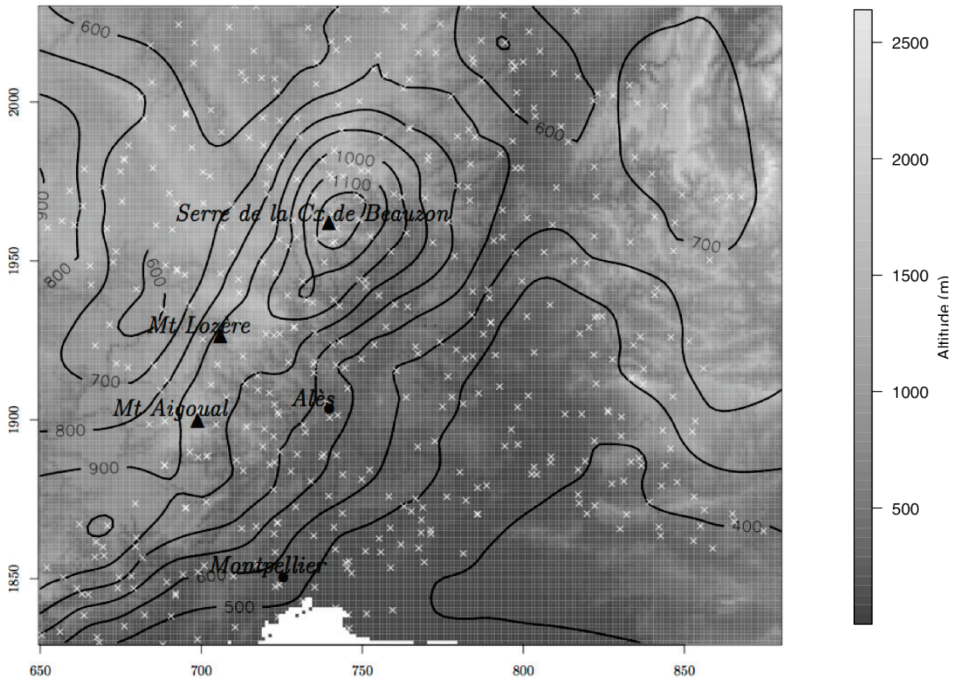


Figure 18 : Cumul annuel moyen de pluie (mm) sur la période 1958-2000 (iso-contours). Les croix blanches représentent la localisation des pluviomètres dont les données ont permis de réaliser cette carte. La surface grisée indique l'altitude (m).

Cette carte montre que ce sont les montagnes qui sont les plus arrosées avec un cumul maximum à l'Ouest dans les Cévennes et un maximum secondaire au Nord-Ouest de la carte sur les Baronnies. C'est sur la côte Méditerranéenne et le long de la vallée du Rhône qu'il pleut le moins. Le gradient des cumuls de pluie est bien corrélé avec celui de l'altitude. Ce genre de représentation masque les valeurs localement fortes. En effet, c'est le Mont Aigoual (1567 m) qui a enregistré le plus fort cumul annuel dans la période 1958-2000 avec 3521 mm de pluie en 1996 et qui a le plus fort cumul annuel moyen avec 2157 mm sur la même période. Mais la carte met en évidence la région du Serre de la Croix de Beauzon car c'est là qu'on a enregistré 4 des 5 plus forts cumuls annuels moyens (le second est de 2149 mm à Loubaresse).

Le cumul annuel de pluie est le résultat de 2 phénomènes atmosphériques différents : i) l'intensité de la pluie que l'on appellera «intensité intrinsèque» pour éviter la tautologie qui consisterait à dire « intensité de la pluie lorsqu'il pleut » et ii) l'intermittence autrement dit le complément à 1 de la fréquence de la pluie. Dans la suite, nous analysons séparément ces 2 phénomènes.

2.2. Analyse de l'intermittence

L'analyse de l'intermittence de pluie est faite à l'échelle journalière. L'intermittence représente donc la proportion de jours secs qui est en pratique, la proportion de jours où il pleut moins de 0,1 mm (résolution des pluviomètres). Pour tracer la **Figure 19**, les stations ont été regroupées suivant leur altitude en 4 groupes ([0-200 m[; [200-500 m[; [500 -900 m[et [900-1700 m [). On a calculé la proportion de jours secs par mois. C'est évidemment en été que la pluie est la moins fréquente avec seulement 3 jours de pluie par mois aux plus basses altitudes et 7,5 en montagne contre respectivement 9 et 15 l'hiver. Ce qui est remarquable sur ce diagramme est le gradient constant de l'intermittence en fonction de l'altitude. Quelle que soit la période de l'année, il pleut plus souvent en altitude. Molinié *et al.* (2012) montrent aussi une analyse de l'intermittence à l'échelle horaire pendant les jours de pluie (proportion des heures sèches les jours de pluie). La conclusion est similaire. Les périodes sèches sont moins fréquentes en montagne qu'en plaine durant les jours de pluie.

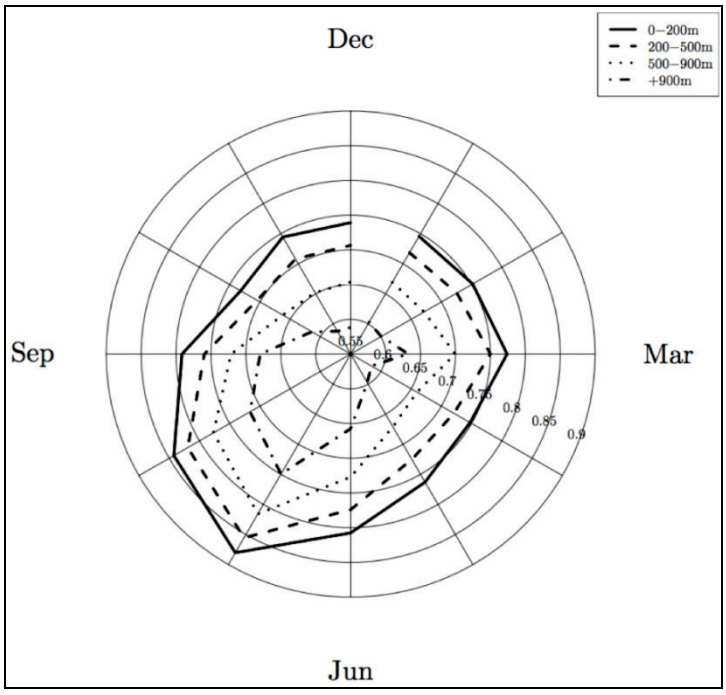


Figure 19 : Intermittence mensuelle moyenne de la pluie pour 4 gammes d'altitude (indiquées dans la légende).

2.3. L'intensité intrinsèque de la pluie

L'intensité intrinsèque de la pluie est fortement dépendante du pas de temps. Nous considérons les intensités intrinsèques de la pluie aux échelles journalières et horaires. La **Figure 20** montre les évolutions mensuelles de ces 2 variables. A l'échelle journalière, c'est à l'automne et au printemps qu'on mesure les plus fortes intensités de pluie. Tandis que c'est plutôt en fin d'été qu'elles sont les plus fortes à l'échelle de l'heure.

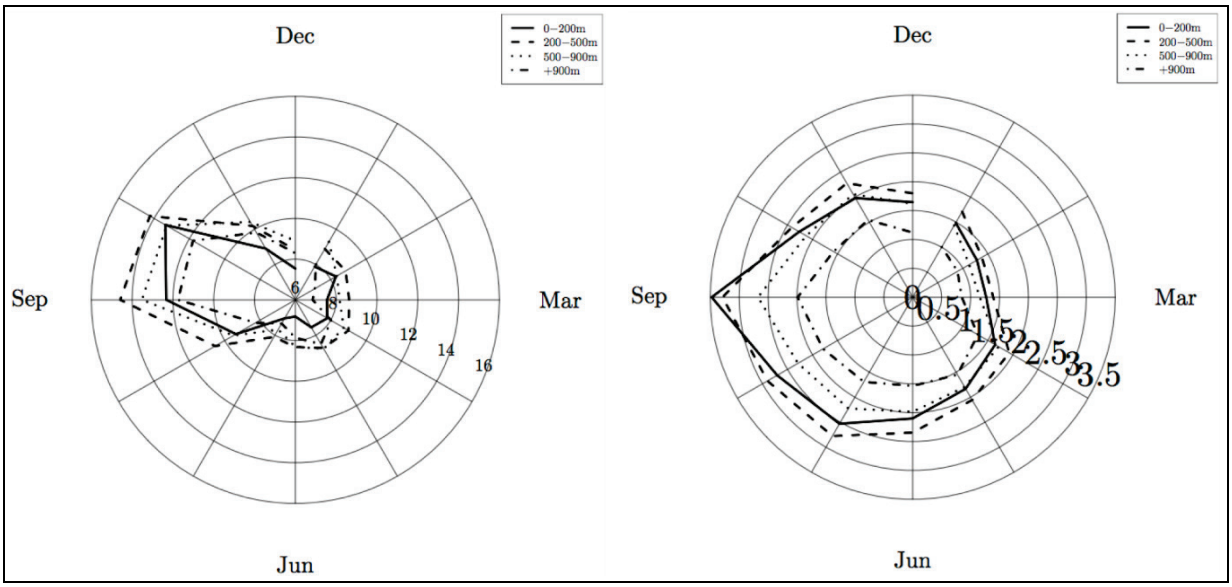


Figure 20 : Médiane de l'intensité de pluie (en mm) aux mois de septembre et octobre : à gauche) à l'échelle journalière, à droite) à l'échelle horaire. Les médianes sont calculées par gammes d'altitudes représentées de manière similaire à celles de la Figure 19.

Une différence remarquable entre ces 2 variables est le gradient en fonction de l'altitude. A l'échelle journalière, l'intensité intrinsèque de pluie augmente graduellement avec l'altitude au-dessus de 200 m alors qu'elle diminue à l'échelle de l'heure. En étudiant en détail les évolutions mensuelles des moyennes et écart-types des intensités intrinsèques journalières et horaires, leurs cycles journaliers et leurs structures via le variogramme, Molinié *et al.* (2012) identifient la signature de certains systèmes précipitant dans ces intensités de pluie. Signatures qui semblent aussi exister dans les cartes des extrêmes dans l'article de Ceresetti *et al.* (2010). On trouve notamment la signature des systèmes précipitant peu épais organisés en bandes qui imprime les intensités de pluies moyennes ou médianes à l'échelle journalière, au-dessus de 500 m d'altitude, en automne. Tandis que les systèmes précipitant de méso-échelles incluant des cellules convectives et stratiformes impactent les intensités de pluies d'automne en plaine ou sur le piedmont aussi bien à l'échelle journalière que horaire.

Conclusion

Cette étude décrit le régime de pluie en région montagneuse méditerranéenne aux pas de temps horaires et journaliers. Elle illustre la complexité de la relation entre la pluie et le relief et l'importance de distinguer d'une part la pluie et son support (intermittence) et d'autre part différentes échelles de cumul de pluie entre l'heure et la journée pour l'analyser. Les cumuls annuels de pluies sont plus importants en montagne qu'en plaine. Ce résultat est principalement dû à la fréquence des jours pluvieux et à la continuité de la pluie les jours pluvieux (périodes sèches les jours de pluie relativement peu fréquentes). La prédominance des pluies en montagne est valable jusqu'à l'échelle journalière mais c'est l'opposé qui se produit à l'échelle de l'heure. Même si les données ponctuelles ne sont pas assez denses dans

l'espace pour analyser des évènements météorologiques, compte-tenu des longues périodes qu'elles couvrent, elles sont très utiles pour les études climatologiques. La climatologie s'avère adéquate pour analyser les zones d'influences des processus atmosphériques à l'origine du phénomène étudié.

Remerciements : Les auteurs remercient chaleureusement Eddy Yates et Angélique Godart, thésitifs au LTHE, pour les fructueuses discussions compte-tenu de leur connaissance du régime de pluie cévenol. Les auteurs sont aussi très reconnaissants envers Météo-France et l'OHMCV qui ont fourni les données utilisées dans cette étude.

Références bibliographiques

Alpert P., 1986 : Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *J. Climate. Appl. Meteorol.*, 25(4), 532-545.

Anquetin S., Yates E. & Mano V., 2006 : *Sensitivity of orographic precipitation to changing soil moisture and ambient conditions*. In Int. Conf. of the Amer. Met. Soc., Santa Fe, NM, USA.

Antoine J.M., Desailly B. & Gazelle F., 2001 : Les crues meurtrières, du Roussillon aux Cévennes. *Annales de Géographie*, (622), 597-623.

Barnet D.N. *et al.*, 2006 : Quantifying uncertainty in changes in extreme event frequency in reponse to doubled CO_2 using a large ensemble of CGM simulations. *Climate Dyn.*, 26, 489-511.

Ceresetti D., Molinié G. & Creutin J.D., 2010 : Scaling properties of heavy rainfall at short duration: a regional analysis. *Water Resource Research*, 46(W09531).

Chiles J.-P. & Delfiner P., 1999 : *Geostatistics: modeling spatial uncertainty*. Wiley and Sons, New York.

Ducrocq V. *et al.*, 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over western mediterranean region (Southern France): Part II: Mesoscale triggering ans stationarity factors. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(630), 131-145.

Frei C. & Schär C., 1998 : A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, 18, 873-900.

Giorgi F., 2006 : Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L08707), 1-4.

Godart A., Anquetin S. & Leblois E., 2009 : Rainfall regimes associated with banded convection in the Cévennes-Vivarais area. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 103(1), 25-34.

Johnson G.L. & Hanson C.L., 1995 : Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over a mountainous watershed. *J. Appl. Meteorol.*, 34, 68-86.

Michaud J.D., Auvine B.A. & Penalba O.C., 1995 : Spatial and elevation variations of summer rainfall in the Southwestern United States. *J. Appl. Meteorol.*, 34(12), 2689-2703.

Molinié, G., Ceresetti D., Anquetin S., Creutin J.D. & Boudevillain B., 2012. Rainfall regimes in a Mediterranean mountainous region. *J. Applied Met. and Climate*, 51(3), pp.429–448.

Nuissier O., Ducrocq V., Richard E., Lebaupin C. & Anquetin S., 2008 : A numerical study of three catastrophic precipitating events over western mediterranean region (Southern France): Part I: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134(630), 111-130.

Nuissier O., Joly B. & Ducrocq V., 2011 : A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(660), 1812-1827.

Ricard D., 2002 : *Initialisation et assimilation de données à méso-échelle pour la prévision à haute résolution des pluies intenses de la région Cévennes-Vivarais (in French)*. Université Paul Sabatier-Toulouse III (France).

Yates E., 2006 : *Convection en région Cévennes-Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles*. ENSHMG, INP, Grenoble, France.

PRÉCIPITATIONS TROPICALES : QUELLE PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE À L'ÉCHELLE INTRASAISONNIÈRE ET LOCALE ?

Vincent MORON [1, 3], Pierre CAMBERLIN [2], Nathalie PHILIPPON [2], Andrew W. ROBERSTON [3]

[1] *Aix-Marseille Université, CEREGE UMR 7330 CNRS, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, 13545 Aix en Provence BP80, France. moron@cerege.fr*
[2] *Université de Bourgogne, Centre de Recherches de Climatologie, Biogéosciences UMR 6282 CNRS, 6 Bd Gabriel, 21000 Dijon, France. camber@u-bourgogne.fr, Nathalie.Philippon@u-bourgogne.fr*
[3] *International Research Institute for Climate and Society, Columbia University, Palisades 10964, New York, USA. awr@iri.columbia.edu*

Résumé *: Les précipitations tropicales résultent de phénomènes imbriqués. Les cumuls saisonniers à l'échelle régionale permettent de filtrer une partie des variations spatiales liées notamment aux échelles les plus fines et ainsi de magnifier l'action des forçages plus vastes. La variabilité interannuelle des totaux saisonniers est partiellement prévisible à partir de l'état antérieur des températures de surface océanique. Cependant, ce total saisonnier ne constitue pas toujours l'élément le plus prévisible, notamment dans le cas où les pluies les plus abondantes en moyenne sont fortement incohérentes. La saison février-juin au Kenya et au nord de la Tanzanie montre que la prise en compte explicite de la variabilité intra-saisonnière permet d'extraire les signaux les plus cohérents, c'est-à-dire ceux qui sont potentiellement les plus prévisibles à l'échelle interannuelle.*

Mots-clés *: Précipitations tropicales, Kenya, prévision saisonnière.*

Abstract: Tropical rainfall: which potential predictability at intraseasonal and local scales?
Tropical rainfall are associated with multiscale interactions. Considering seasonal rainfall at regional-scale filters out some of the noise partly related with smallest scales, and emphasizes the largest ones associated with the regional to global-scale forcings. The interannual variability of seasonal amounts is partly predictable from previous sea surface temperatures. The seasonal amount is not necessarily optimal, for example when the largest climatological rainfall are not spatially-coherent. The long rains season (February-June) in Kenya and North Tanzania shows that considering explicitely the intraseasonal variability is able to extract the spatially-coherent signals, which are the most potentially predictable at interannual scale.

Keywords*: Tropical rainfall, Kenya, seasonal prediction.*

Introduction

Les précipitations tropicales résultent de phénomènes imbriqués depuis l'unité convective de base, fortement modulée par le cycle diurne, jusqu'aux échelles planétaires représentées par les circulations de mousson, la translation de la zone de convergence intertropicale ou encore les circulations quasi-divergentes. Cette organisation est interactive. Ainsi, la localisation et l'intensité de la convection sont dictées par des forçages autant locaux que planétaires et, en retour, la libération de chaleur latente dans les tours de cumulo-nimbus alimente la circulation générale. Une des caractéristiques des pluies tropicales est aussi leur saisonnalité marquée, ce qui induit un risque potentiel important, puisqu'elles ne tombent que sur une période limitée. Les totaux saisonniers sur 3-6 mois filtrent de fait une partie de la variabilité spatiale liée aux échelles les plus fines. Cette échelle permet également a priori de magnifier la fraction de la variabilité temporelle liée aux phénomènes les plus vastes qui intègrent les éléments prévisibles de la circulation générale à cette échéance. En effet, les températures de surface océanique (TSO) ou les conditions de surface continentale varient plus lentement que l'atmosphère et leur action intégrée à l'échelle saisonnière sur les circulations quasi-divergentes permet d'isoler la variabilité atmosphérique forcée et potentiellement prévisible si le forçage lui-même est suffisamment lent ou bien prévisible à cette échelle. Cela a permis d'élaborer des prévisions saisonnières des pluies tropicales à l'échelle régionale qui sont diffusées au sein de forums régionaux ou encore produites de façon routinière à l'échelle du globe, par exemple par l'International Research Institute for Climate and Society

(http://iri.columbia.edu). Le succès de ces prévisions saisonnières est modulé dans l'espace et dans le temps, notamment en fonction de l'éloignement spatial du Pacifique tropical et de la saisonnalité du phénomène El Niño Southern Oscillation (Barnston *et al.*, 2010). L'échelle spatiale et temporelle des prévisions saisonnières ne correspond pas obligatoirement aux attentes des utilisateurs finaux, mais cette présentation concerne un autre aspect qui limite pour l'instant l'impact et le bénéfice éventuel des prévisions saisonnières : c'est l'inadéquation dans certains cas entre le total saisonnier et les signaux temporels les plus cohérents dans l'espace. La cohérence spatiale des anomalies est une des conditions nécessaires de leur prévisibilité. Or dans certains cas, comme dans l'exemple présenté ici (le Kenya et le nord de la Tanzanie en février-juin), les pluies les plus abondantes réduisent la cohérence du total saisonnier et masquent le signal cohérent à l'échelle régionale. Notre but est de présenter une méthode statistique d'extraction de ce signal régional.

1. Données et méthodes

1.1. Les données

La figure 1a présente le réseau de 36 pluviomètres dont les enregistrements quotidiens sont utilisés par la suite du 1er février 1961 au 30 juin 2001. Ces données ne sont pas homogènes avec une plus grande concentration sur le centre et le sud-ouest du Kenya alors que les espaces plus secs du nord et du nord-est sont beaucoup moins documentés.

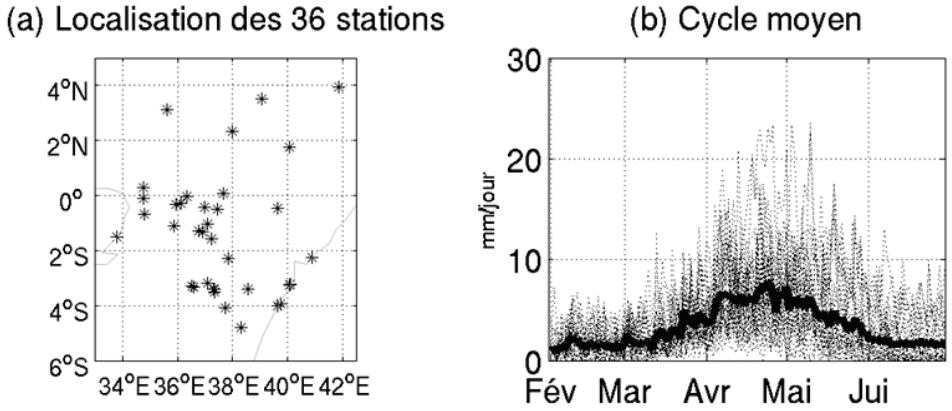


Figure 1 : (a) Localisation des 36 pluviomètres (1961-2001). (b) Moyenne climatologique des pluies quotidiennes des 36 stations en février-juin (pointillés) et moyenne spatiale (trait plein gras). Les lignes verticales représentent le premier de chaque mois.

La chronologie intra-saisonnière moyenne (figure 1b), bien que calculée sur 41 années, est fortement bruitée avec un maximum généralement observé entre début avril et mi mai, mais des précipitations faibles sont présentes en février et en juin.

1.2. Préparation des données pluviométriques

Notre but est d'analyser la variabilité interannuelle de la pluie tout en optimisant la cohérence spatiale de la variance retenue à l'échelle intra-saisonnière. Analyser par exemple la variabilité interannuelle des totaux saisonniers porte le poids maximal sur les phases les plus arrosées en moyenne puisque ces dernières contribuent le plus au total saisonnier. Au lieu de mettre le poids maximal sur les pics pluvieux, on cherche ici à cerner les phases les plus covariantes dans l'espace. Un premier obstacle est la très forte variabilité intra-saisonnière, puisque la majorité des pluies tombent lors de rares séquences pluvieuses séparées par des phases sèches plus ou moins longues. Par ailleurs, la distribution des pluies quotidiennes est très éloignée d'une distribution gaussienne. Les données quotidiennes ont donc d'abord été filtrées par une somme mobile sur 31 jours et on considère par la suite la racine carrée de ces

totaux glissants. Chaque série individuelle a été ensuite rapportée au cycle moyen, calculé comme la moyenne des 41 années et enfin standardisée à une moyenne nulle et une variance unitaire afin que chaque station contribue également à l'analyse, indépendamment de son caractère moyen, sec ou humide.

L'étape suivante est de sélectionner les modes de variations qui expliquent le plus de variance à l'échelle interannuelle, mais aussi intra-saisonnière. On a donc construit une matrice sur le modèle de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) étendue (Weare et Nasstrom, 1982 ; Camberlin *et al.*, 2001) en constituant pour chaque saison, un vecteur-ligne des 150 jours x 36 pluviomètres. On obtient alors une matrice de 41 lignes (= années) et 5400 colonnes (= jours x pluviomètres) et la matrice de covariance de 5400 dimensions considère donc à la fois la variabilité dans l'espace et deux dimensions temporelles, entre et au sein des saisons pluvieuses. Les 6 premiers modes de variation expliquent plus de 50 % de la variance totale et sont soumis à une classification floue en nuées dynamiques exposée ci-dessous.

1.3. La classification floue par nuées dynamiques : l'extraction des scénarios intra-saisonniers

La classification par nuées dynamiques (Diday et Simon, 1976) est désormais appliquée à de nombreuses problématiques climatiques. Il s'agit de partitionner un ensemble de données bi-dimensionnelles en cherchant à minimiser une fonction de distance (ici la distance euclidienne carrée) entre les centroïdes (= barycentres de chaque classe) et les observations (= les années). Le nombre de classes (appelé k) doit être déterminé au départ de l'analyse. Une critique de cette méthode est la difficulté de trouver des classes adéquates aux limites rigides dans le cas de matrices bruitées, ce qui est fréquemment le cas dans le cadre du système climatique. C'est d'autant plus vrai que la matrice est de faible dimension comme dans notre cas (41 observations et 6 variables). Cette contrainte est partiellement levée dans l'approche floue en associant à chaque observation un poids (entre 0 et 1) qui pondère son appartenance à chaque classe finale (McBratney et Moore, 1985). Dans ce cas, toutes les observations appartiennent à toutes les classes en même temps, avec un coefficient d'appartenance variable qui indique la distance relative par rapport aux centroïdes. Il y a donc dans ce cas un second paramètre subjectif *a priori*, le coefficient flou (appelé ϕ) qui définit l'indétermination de chaque observation par rapport à chaque classe (McBratney et Moore, 1985) : $\phi = 1$ correspond à une classification rigide classique où le coefficient d'appartenance vaut 0 pour toutes les classes sauf une ; $\phi > 1$ correspond à un flou croissant jusqu'à un seuil où tous les coefficients d'appartenance tendent vers $1/k$.

Dans notre cas, cette limite est atteinte quand $\phi \sim 2{,}3$. Les deux paramètres (k et ϕ) peuvent être estimés grâce à de très nombreux critères, basés sur les distances entre les centroïdes et les observations et/ou la matrice d'appartenance des observations, mais ces derniers ne convergent que très rarement sur des solutions uniques (Wang et Zhang, 2008). Une autre approche est de considérer des critères *ad-hoc* basés sur des éléments externes (De Bruin et Stein, 1998) élaborés à partir de la problématique spécifiquement conduite (McBratney et Moore, 1985). Dans notre cas, on recherche les signaux les plus cohérents qui sont potentiellement les plus prévisibles à partir des champs de TSO. On a donc établi les deux paramètres k et ϕ en comptabilisant la surface pondérée des anomalies mensuelles de TSO tropicales (30°N-30°S) entre février et juin qui sont significatives au seuil bilatéral de 90 % selon une technique de Monte Carlo. En résumé, on recherche les paramètres k et ϕ qui optimisent la surface des anomalies de TSO (Température de Surface des Océans) significatives. Cela est atteint pour $k = 4$ et $\phi = 1{,}5$ (non montré). Il faut cependant noter que considérer d'autres valeurs de ϕ ne modifient pas beaucoup les scores temporels des coefficients d'appartenance de chaque observation.

2. Résultats

2.1. Evidence de la modulation intrasaisonnière de la cohérence spatiale

La figure 2 montre la moyenne spatiale des pluies mensuelles et le nombre de degrés de libertés (Moron *et al.*, 2007) de ces dernières. Ce score statistique est une mesure relative de la cohérence d'un champ et varie théoriquement entre 1 (= cohérence maximale d'un champ où la variabilité de chaque station est parfaitement en phase ou en opposition de phase avec toutes les autres) au rang de la matrice, 36 dans notre cas, qui correspond à une variabilité parfaitement indépendante entre chaque station.

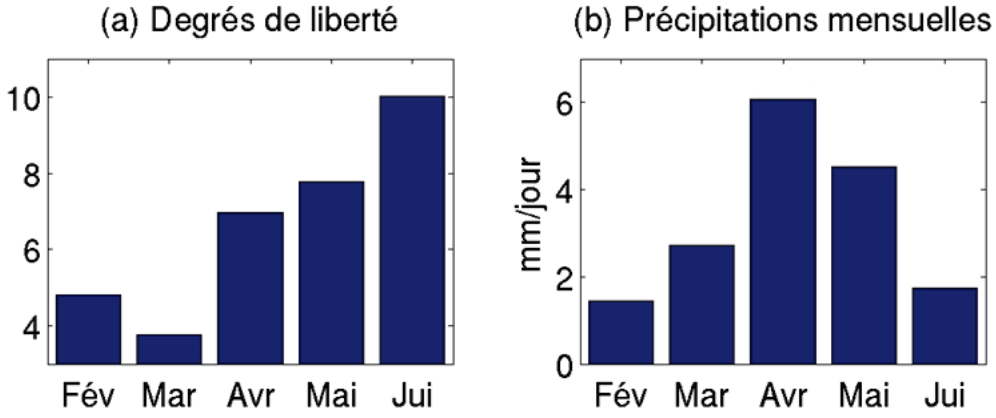


Figure 2 : (a) Degré de liberté de la variabilité interannuelle des totaux mensuels (= 1 si les totaux mensuels sont parfaitement covariants entre les stations et ~ 19 si ils sont indépendants les uns des autres) et (b) total mensuel moyen (moyenne sur les 36 pluviomètres).

La dimension réduite des séries fait cependant que le niveau de bruit estimé par un ensemble de simulations stochastiques de même dimension que la matrice observée (41 lignes et 36 colonnes) correspond à ~19 degrés de liberté plutôt qu'à 36. Clairement, le pic saisonnier en avril (figure 2b) ne correspond pas à la cohérence maximale en mars (figure 2a). La cohérence diminue d'ailleurs de façon régulière de mars à juin (Camberlin *et al.*, 2009). Autrement dit, les pluies fortes en avril, puis en mai, agissent plutôt pour bruiter l'information régionale du total saisonnier. On peut alors penser que l'information la plus prévisible sur cet espace est le décalage en avance ou en retard de la phase de démarrage de la saison des pluies alors que le pic saisonnier et surtout la fin ne sont absolument pas cohérents, et par conséquence, ont très peu de chances d'être prévisibles à l'échelle saisonnière.

Il faut noter que le niveau de détermination linéaire (par régression multiple ou analyse en corrélation canonique) des pluies mensuelles par les champs de TSO tropicales synchrones (par exemple, les pluies de mars avec les TSO du même mois) suit exactement la même évolution, en étant maximal en mars et en décroissant jusqu'en juin (non montré). Cela souligne l'adéquation, pas uniquement conceptuelle, entre cohérence spatiale d'un champ et sa prévisibilité potentielle, ce potentiel étant réalisé dans le cas où on parvient à simuler parfaitement le champ de TSO.

2.2. Les scénarios intra-saisonniers

La figure 3 présente les scénarios intra-saisonniers issus d'une classification floue avec k = 4 classes et un coefficient flou $\phi = 1{,}5$. Il est intéressant de noter que la différenciation entre la moyenne spatiale des stations est maximale sur la première partie de la saison des pluies, approximativement entre début mars et mi-avril, alors que le niveau moyen de chaque classe tend à se rapprocher de 0 en mai-juin. Dans le même ordre d'idée, la variation spatiale autour de la moyenne régionale est très importante en mai (classes 1 et 2 par exemple).

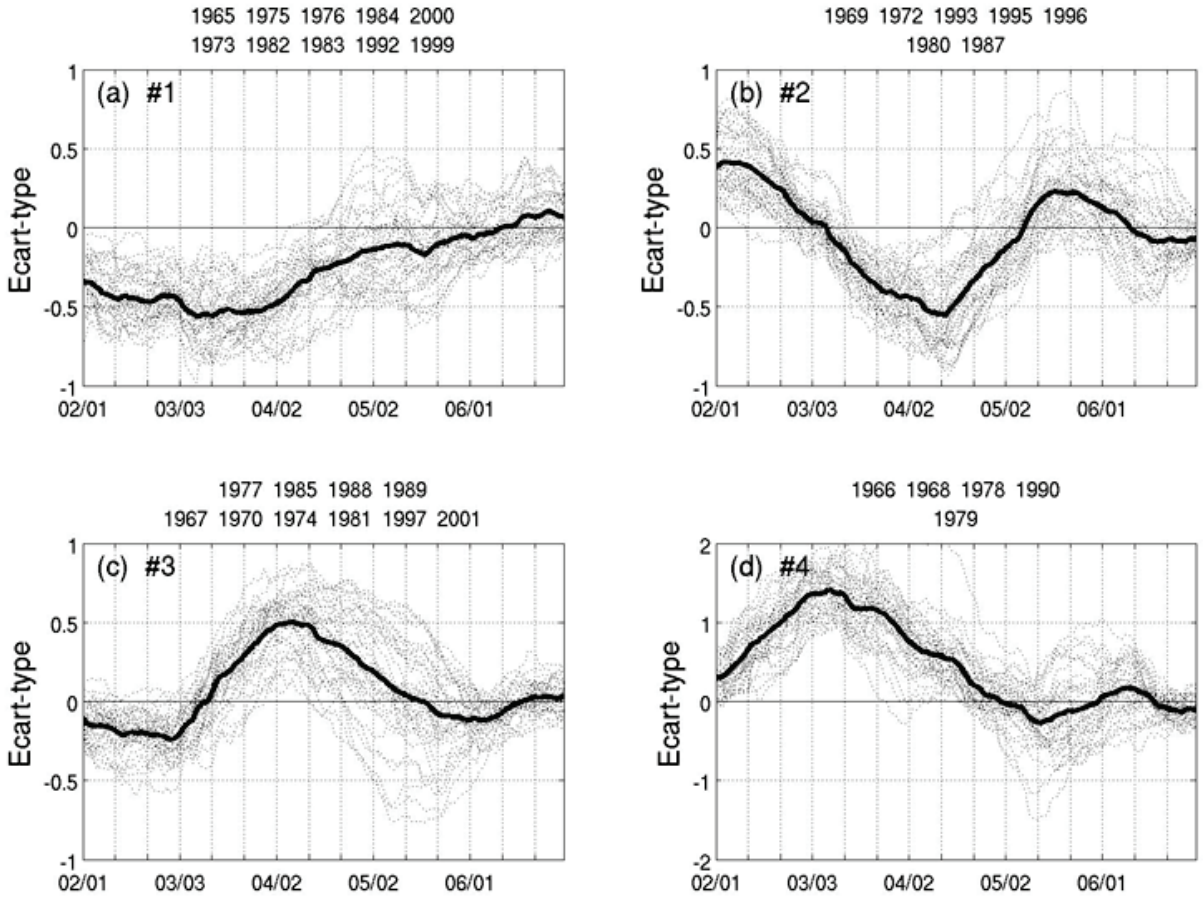


Figure 3 : Classification floue de la variabilité pluviométrique en 4 classes. Chaque pointillé représente la moyenne pondérée de chaque station (la pondération est le coefficient d'appartenance aux 4 classes) et le trait plein est la moyenne des 36 stations. Les années sur la première ligne au-dessus de chaque panel ont un coefficient d'appartenance > 0,75 dans chaque classe et les années sur la seconde ligne possèdent un coefficient d'appartenance entre 0,5 et 0,75. Il n'y a pas d'années entre 0,5 et 0,75 dans la troisième classe et pas d'années > 0,75 dans la quatrième classe.

C'est logique du fait de la surreprésentation des phases cohérentes dans l'espace dans le premier mode de variation de l'ACP étendue, qui a le plus de poids dans le calcul des distances entre les observations. L'algorithme utilisé tend donc à extraire objectivement les signaux qui tendent à se répéter plus ou moins systématiquement dans l'espace entre les pluviomètres. Le pic saisonnier, et plus encore la fin de la saison, bien qu'apportant la majorité des pluies saisonnières, pèsent moins dans la matrice de covariance et, *in fine*, dans l'émergence des classes qui reposent sur les phases les plus cohérentes. La classe 1 intègre les saisons les moins arrosées avec une forte anomalie négative jusqu'à mi-avril. Les classes 2 et 3 correspondent à des saisons normales avec quasiment une évolution temporelle en opposition de phase de part et d'autre d'une anomalie maximale (positive dans la classe 3 et négative dans la classe 2) enregistrée autour de fin mars / début avril. La dernière classe, la 4, présente une forte anomalie pluviométrique positive en février-mi-avril suivie de pluies proches de la normale. Le signal moyen dans les anomalies de TSO (non montré) indique par exemple une forte contribution des phases chaudes de l'ENSO dans la classe 2 qui n'est pas celle qui comporte les anomalies saisonnières les plus amples.

Une fois que les scénarios sont établis, il est très simple d'évaluer les changements induits dans n'importe quelle caractéristique de la saison des pluies de l'échelle régionale à l'échelle locale. On peut ainsi calculer pour chaque classe, la probabilité d'observer une séquence sèche > N jours à l'échelle locale. Cela permet de détecter par exemple la modulation temporelle

d'un risque d'observer une séquence sèche particulièrement longue associé à une année « normale » comme par exemple celles intégrées dans les classes 2 et 3 (non montré).

Conclusion

La prévision saisonnière actuelle se focalise sur les totaux saisonniers à l'échelle régionale. Cette approche est susceptible de négliger des signaux intra-saisonniers cohérents mais où les pluies en moyenne sont assez faibles et contribuent donc peu au total saisonnier. A l'inverse, la prise en compte des totaux saisonniers donne par définition plus de poids aux phases les plus humides de la saison. Or, l'adéquation entre quantité absolue de précipitation et cohérence spatiale n'est absolument pas triviale. Cela est illustré avec le cas des pluies de février-juin au Kenya et au Nord de la Tanzanie. Dans ce cas, la cohérence maximale est observée en mars alors que les pluies d'avril et surtout de mai, quantitativement plus abondantes, sont plus incohérentes. Cela suggère donc que la prévisibilité potentielle est concentrée dans la phase de démarrage de la saison des pluies. Les scénarios intra-saisonniers extraits avec une classification floue en nuées dynamiques appliquée aux premiers modes de variation issus d'une ACP étendue permettent d'extraire efficacement les évolutions temporelles les plus « typiques » qu'on peut facilement associer à des caractéristiques locales, la variation temporelle des coefficients d'appartenance pouvant également servir de base à une prévision saisonnière.

Remerciements : Les données pluviométriques proviennent du département de la Météorologie Nationale Kenyane. L'algorithme des nuées dynamiques (FUZME sous Matlab) nous a été gracieusement fourni par B. Minasny de l'Université de Sydney.

Références bibliographiques

Barnston A.G., Li S., Mason S.J., DeWitt D.G., Goddard L. et Gong X., 2010 : Verification of the first 11 years of IRI's seasonal climate forecasts. *J. App. Meteo Climate*, 49, 493-518.

Camberlin P., Janicot S. et Poccard I., 2001 : Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African rainfall and tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *Int. J. Climatol.*, 21, 973-1005.

Camberlin P., Moron V., Okoola R., Philippon N. et Gitau W., 2009 : Components of rainy seasons' variability in Equatorial East Africa: onset, cessation, rainfall frequency and intensity. *Theor. App. Clim.*, 98, 237-249.

De Bruin S. et Stein A., 1998 : Soil-landscape modelling using fuzzy *c*-means clustering of attribute data derived from a Digital Elevation Model (DEM). *Geoderma*, 83, 17-33.

Diday E. et Simon J.J., 1976 : *Clustering Analysis* in Digital Pattern Recognition. Fu, K. S. Ed., Springer, Heidelberg, 47-94.

McBratney A.B. et Moore A.W., 1985 : Applications of fuzzy sets to climatic classification. *Agric. For. Meteo.*, 35, 165-185.

Moron V., Robertson A.W., Ward M.N. et Camberlin P., 2007 : Spatial coherence of tropical rainfall at regional scale. *J. Climate*, 20, 5244-5263.

Wang W. et Zhang Y., 2008 : On fuzzy cluster validity indices. *Fuzzy sets syst.*, 158, 2095-2117.

Weare B.C. et Nasstrom J.S., 1982 : Examples of Extended Empirical Orthogonal Function Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 481-485.

LE DÉFICIT D'HUMIDITÉ DANS LE SOL ET SON IMPACT SUR LES ACTIVITÉS AGRICOLES DANS LA HAUTE PLAINE SITUÉE ENTRE LES VALLÉES DES RIVIÈRES ARGEŞ ET PRAHOVA (ROUMANIE) – ÉTUDE DE CAS (AOÛT-NOVEMBRE 2011)

Ovidiu MURĂRESCU [1], Gica PEHOIU [1], George MURĂTOREANU [1] et Rareş ŢURLOIU [2]

[1] *Université « Valahia » de Târgovişte, Bd. Regele Carol I, no. 2, Târgovişte, Département de Dâmboviţa, Roumanie. ovidiu_murarescu@yahoo.com ; gpehoiu@yahoo.com ; muratoreanug@yahoo.com*

[2] *Conseil du Département de Dâmboviţa, Piaţa Tricolorului, no. 1, Târgovişte, Département de Dâmboviţa, Roumanie. raresturloiu@yahoo.com*

Résumé : *Le sud de la Roumanie, y compris la région considérée ici, a été confronté pendant la deuxième moitié de l'année 2011 à une sécheresse météorologique marquée, laquelle s'est traduite par une grande aridité des sols à partir de la dernière décade du mois d'août jusqu'en décembre. Les quantités de précipitations tombées à partir de la deuxième moitié du mois de juillet ont été plus réduites que la moyenne des derniers 40 ans enregistrée par les stations agro-météorologiques analysées, les cumuls de pluie mensuels étant en-dessous de 10 mm en septembre, 35 mm en octobre, après quoi, en novembre, on a enregistré seulement 4 mm de précipitations. Cette sécheresse a conduit à une baisse importante de la réserve d'eau dans le sol, principalement dans les premiers 20 cm, ce qui a eu un impact négatif sur les travaux agricoles d'automne (labourage et ensemencement), avec des effets sur la production de l'année suivante.*

Mots-clés : *Précipitations, déficit d'humidité, sol, agriculture.*

Abstract: The deficit in soil moisture and its impact on agricultural activities in the high plain located between the river valleys Arges and Prahova (Romania) – case study (August-November 2011).
The south of Romania, including the area under analysis, was faced, during the second half of the year 2011, with a marked meteorological drought, which allowed the appearance of a pedological drought, beginning with the last decade of the month of August until December. The quantities of precipitations fallen beginning with the second half of the month of July were lower than the average of the last 40 years according to the recordings from the agro-meteorological stations analyzed, as the total monthly sums were under 10 mm in September, went up to 35 mm in October, after which, in November, just 4 mm of precipitations were registered. This meteorological drought led to a significant decrease of the underground water reserve, mainly in the first 20 cm of soil, which had a negative impact on the autumn agro-technical works (ploughing and sowing), with effects on the production of the following year.

Keywords: *Rainfall, humidity deficit, soil, agriculture.*

Introduction

L'aire géographique dont il est question ici est constituée d'une succession de hautes plaines situées aux pieds des montagnes, dans le nord de la Plaine Roumaine, entre les vallées des rivières Argeş et Prahova, faisant partie, du point de vue générique, de la catégorie des plaines subcarpatiques (Târgovişte et Ploieşti), et respectivement, des plaines de terrasse (Piteşti). Entre la Plaine de Piteşti et celle de Târgovişte, se trouve aussi l'extrémité sud-est du Piedmont Gétique, lequel a été inclus dans notre démarche car la délimitation de notre zone d'étude a été réalisée sur la courbe de niveau de 300 m, laquelle représente la limite de contact entre les Collines Subcarpatiques Externes et la Plaine Roumaine (figure 1).

Du point de vue climatique, mentionnons que les températures mensuelles moyennes multiannuelles de la zone sont de 9,5-10°C – au contact avec les Subcarpates – et de 11°C dans le sud avec diverses fluctuations.

Dû au fait qu'on se trouve dans la zone d'interférence des circulations d'ouest et d'est (*Geografia României*, vol. V), les quantités moyennes de précipitations qui tombent dans cette zone sont comprises entre 550 et 600 mm. Les quantités de pluie mensuelles moyennes

multiannuelles de précipitations pour les mois qui nous intéressent sont les suivantes : au mois d'août, lors de la prédominance du régime anticyclonique, une valeur comprise entre 30 et 40 mm ; ensuite, en septembre, une valeur plus élevée de 55 mm, et en octobre, lorsque les anticyclones de déplacent de la Mer Méditerranée vers l'Europe Centrale, traversant la Péninsule Balkanique, elles sont de 40-50 mm. Pour le mois de novembre, normalement ce paramètre enregistre des valeurs de 40-45 mm.

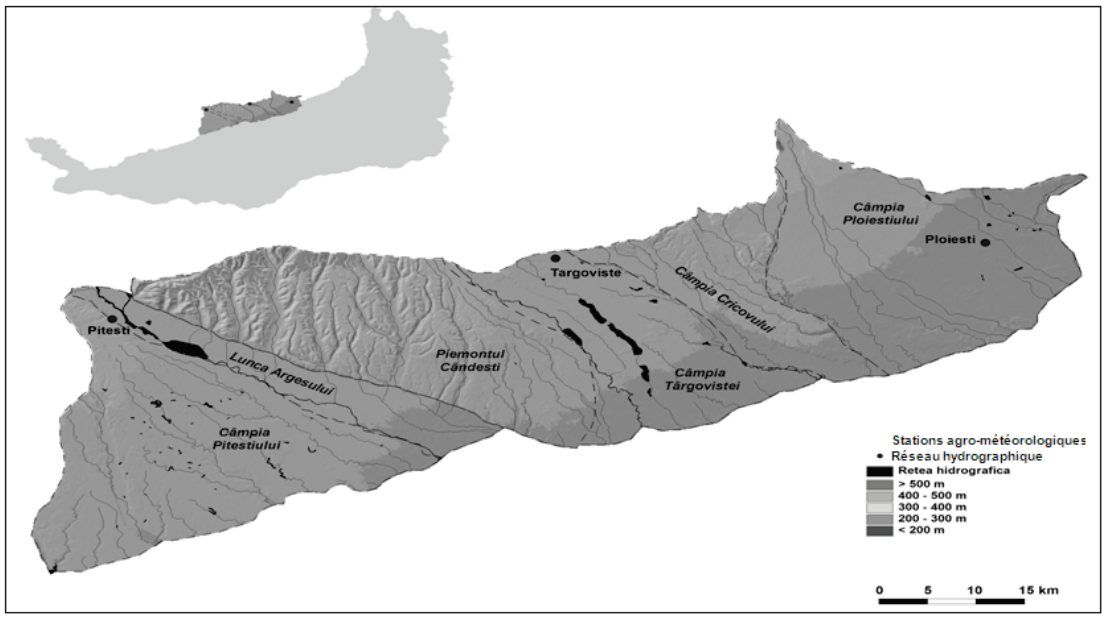


Figure 1 : Localisation géographique de la zone étudiée.

En 2011, les quantités de pluie enregistrées ont été seulement en août de 28 mm, 9-10 mm en septembre, 37-38 mm en octobre et 3-4 mm en novembre. Ces quantités faibles de précipitations se sont traduites par une diminution de l'humidité du sol jusqu'à une aridité totale dans les 20 premiers centimètres. Les sols spécifiques de cette région (figure 2) font partie des catégories suivantes, chacune ayant ses caractéristiques spécifiques :

- *La classe des protisols* comprend les sols jeunes, en cours de formation, dont l'horizon est, généralement, faiblement formé. Elle est représentée dans cette aire surtout par les sols alluvionnaires. Ce type de sols apparait seulement dans les secteurs de vallée des rivières Argeş, Dâmboviţa, Ialomiţa et Prahova.

- *La classe des chernozems* est représentée par les phaeozems ayant un profil caractéristique Am – Bv – C ou Am – Bt – C. La présence de l'horizon Bv / Bt impose, dans le cas de ces sols, une texture de terre glaise jusqu'à argileuse. La perméabilité de ces sols est aussi élevée (10,4 – 21 mm/h) (Stănilă et Parichi, 2003).

- *La classe des cambisols* est représentée, grâce au substrat carbonaté, pour la plupart, des eutricambosols. Ces sols ont pour horizon diagnostique Bv, ayant la suivante succession des horizons : Am ou Ao – Bv – C ou CCa.

- *La classe des luvisols* (Ao – A/B – Bt – C) inclut les sols qui ont pour horizon diagnostique l'horizon B argiloilluvial (Bt), enrichi en argile illuviée, ce qui fait que ces sols présentent une perméabilité faible dans la partie inférieure. Ils occupent de grandes surfaces au niveau des interfluves principaux entre les vallées d'Argeş, Ialomiţa et Dâmboviţa. La perméabilité a des valeurs moyennes seulement dans l'horizon labouré, tandis qu'en profil, à partir de l'horizon A/B, elle devient faible jusqu'à extrêmement faible (0,2 – 0,3 mm/h) – (Stănilă et Parichi, 2003).

• *La classe des vertisols,* présente seulement à l'ouest de vallée d'Argeş, est caractérisée par la présence de l'horizon By (vertique) riche en argile gonflante, ce qui conduit à une perméabilité très faible (0,3 – 0,4 mm/h) – (Stănilă et Parichi, 2003). Cela les rend très difficilement utilisables dans l'agriculture en raison de leur texture lourde et de leur rétention d'une grande quantité d'eau, pourtant inaccessible aux plantes.

• *La classe des hydrisols* est présente dans les vallées des principales artères hydrographiques, mais aussi au niveau interfluvial, dans les secteurs où l'accumulation de l'argile a conduit à l'apparition d'un intense processus de pseudo-argilisation. Ce phénomène conduit périodiquement à l'imperméabilisation des horizons pseudo-argileux et à l'arrêt de la circulation verticale de l'air et de l'eau, ce qui les rend très difficilement utilisables dans l'agriculture.

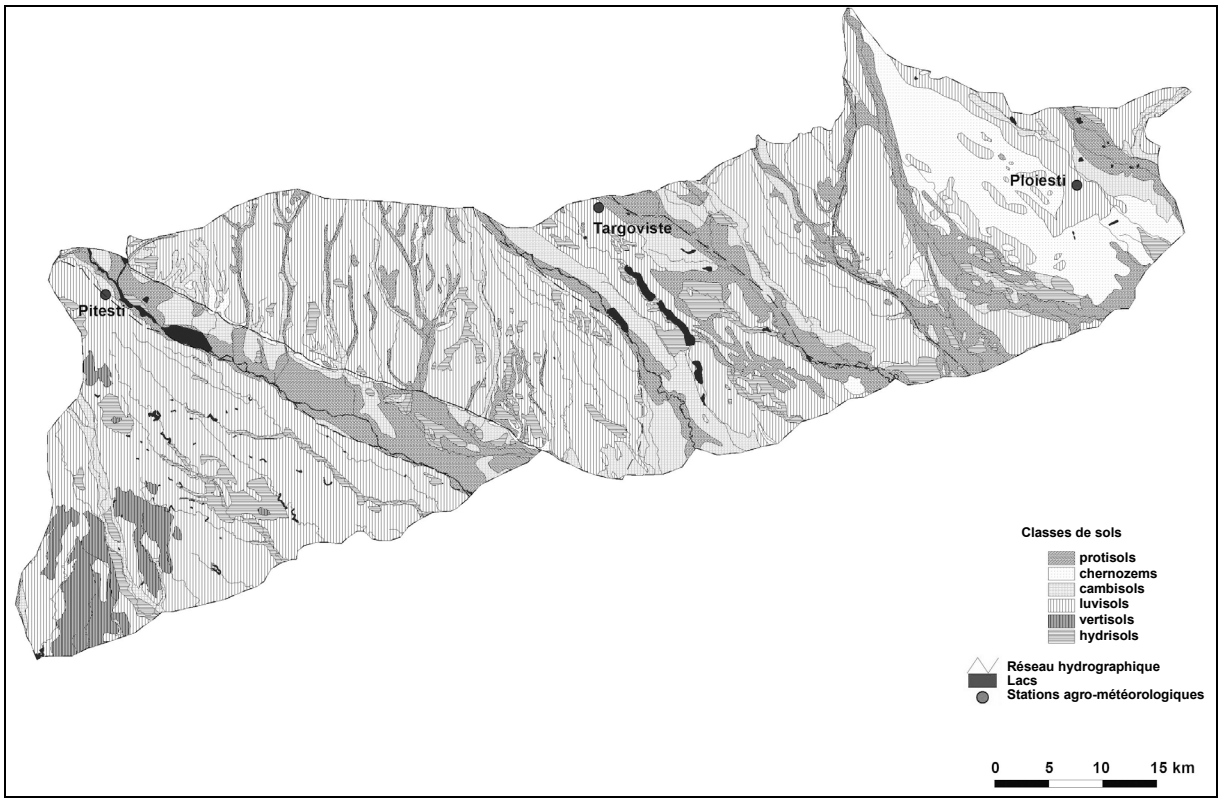


Figure 2 : Carte des sols dans la région considérée.

1. Données et méthodes de travail

Pour effectuer cette étude de cas, nous avons analysé par décades les quantités de précipitations tombées dans les périmètres des stations agro-météorologiques de Piteşti, Târgovişte et Ploieşti, ajoutant à ces analyses des observations sur le degré d'humidité dans le sol, à partir de sa surface jusqu'à une profondeur de 1 m, tous les 20 cm. La détermination du degré d'humidité du sol a aussi été réalisée à l'aide d'un « *Système portable de mesurage de l'humidité du sol »* mis en œuvre aux mêmes profondeurs.

Après avoir relevé les valeurs mesurées de teneur en eau sur les feuilles d'observation, nous avons calculé l'humidité accessible (CAU) en fonction de la masse volumique (G_v) de la couche de sol considérée, de l'humidité mesurée dans le sol (U%) et du point de flétrissement (C_o) en utilisant la formule :

$$CAU = 0,1 \cdot G_v \cdot (U\% - C_o) \cdot h$$

où h représente la profondeur.

2. Résultats et discussions

Pour pouvoir analyser l'évolution de l'humidité du sol pendant la période de sécheresse, nous avons considéré qu'il était aussi nécessaire de prendre en compte les précipitations tombées avant le déclenchement de la sécheresse pour pouvoir mettre en évidence le déficit d'humidité présent dans le sol. Pour cela, nous avons effectué des relevés par décade, tenant compte des phases phénologiques des différentes cultures agricoles (céréales, vignes et arbres fruitiers), pour chacune des trois stations agro-météorologiques. Nous avons ainsi obtenu une image globale de l'impact de la sécheresse mentionnée dans la zone analysée.

Précisons également que la nappe phréatique se trouve à des profondeurs comprises entre 7 et 20 m dans la zone et que les valeurs de référence de la capacité de rétention d'eau par les sols pour les profondeurs de 20, 50 et 100 cm, diffèrent d'une station à l'autre. Ces valeurs qui correspondent aux traits horizontaux de la figure 3, se répartissent comme suit :

- Piteşti : 431 m^3/ha (20 cm), 926 m^3/ha (50 cm), 1786 m^3/ha (100 cm) ;
- Târgovişte : 400 m^3/ha (20 cm), 940 m^3/ha (50 cm), 1700 m^3/ha (100 cm) ;
- Ploieşti : 410 m^3/ha (20 cm), 830 m^3/ha (50 cm), 1450 m^3/ha (100 cm).

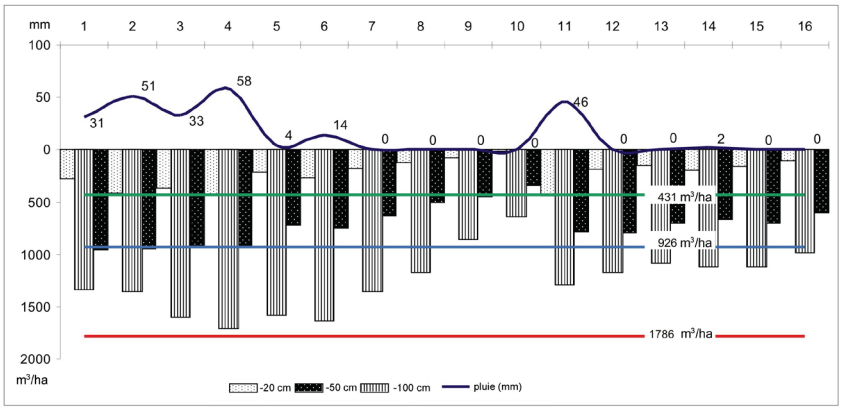
Tableau 1 : Quantités en mm de précipitations par décade tombées dans la période 30 juin - 29 novembre 2011.

Décade	Date	Piteşti	Târgovişte	Ploieşti
1	30.06	31	56	56
2	10.07	51	(2) 22	(2) 2
3	19.07	33	(3) 20	(3) 2
4	30.07	58	(4) 36	(4) 47
5	9.08	(5) 4	(5) 1	(5) 2
6	20.08	(6) 14	(6) 26	(6) 31
7	30.08	(7) 0	(7) 0	(7) 16
8	10.09	(8) 0	(8) 9	(8) 7
9	19.09	(9) 0	(9) 0	(9) 0
10	30.09	(10) 0	(10) 0	(10) 0
11	10.10	(11) 46	(11) 35	10.10
12	20.10	(12) 0	(12) 1	(11) 31
13	30.10	(13) 0	(13) 0	(12) 31
14	10.11	(14) 2	(14) 3	(13) 0
15	20.11	(15) 0	(15) 0	(14) 2
16	29.11	(16) 0	(16) 1	(15) 2

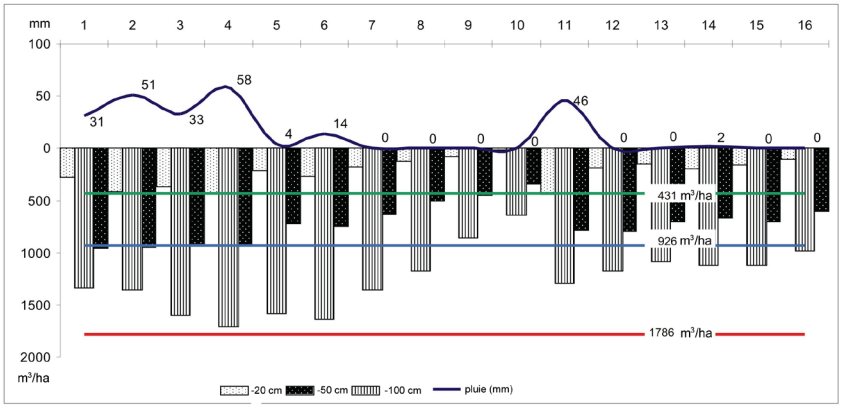
En corrélant les quantités de précipitations tombées avec l'évolution de l'humidité du sol pour chaque station agro-météorologique, on constate que la réserve d'eau présente dans le sol a eu une évolution variable dans le temps : pendant la première décade, par exemple, sont tombées des précipitations sous forme d'averses accompagnées par des éclairs, ce qui a favorisé la reconstitution de la réserve d'eau présente dans le sol, celle-ci étant alors quasi optimale. Pendant la deuxième décade, il y a eu aussi des précipitations, mais la réserve d'eau du sol a diminué à cause des températures élevées du sol qui ont atteint des valeurs de l'ordre de 30-35°C. Pendant la décade suivante, les précipitations ont été modérées et la réserve d'eau du sol a baissé, restant pourtant dans des limites acceptables. La quatrième décade a été caractérisée par des précipitations significatives sous forme d'averses ce qui a amélioré considérablement la réserve d'eau dans le sol. La cinquième décade a enregistré des précipitations réduites avec une réserve d'eau dans le sol de proportions satisfaisantes. Pendant la décade immédiatement après, il y a eu des précipitations réduites, et la présence des températures élevées a conduit à l'apparition de la sécheresse du sol jusqu'à 5 cm, bien que celui-ci ait été approvisionné en profondeur.

Ensuite, il y a eu environ quatre décades pendant lesquelles les quantités de précipitations ont été presque inexistantes, ce qui a conduit à une baisse considérable des ressources d'eau dans le sol, accentuant la sécheresse pédologique, ce qui, joint aux températures élevées du sol, a eu des répercussions sur l'appareil foliaire des plantes. Etant donné que les cultures céréalières (orge, avoine, blé) avaient été déjà récoltées, la sécheresse installée a commencé à être ressentie au niveau des cultures de maïs, tournesol, vigne et arbres fruitiers. Le phénomène de sécheresse pédologique s'est étendu pendant la décade suivante, à cause de la réduction de la réserve d'eau de la couche de nutrition des cultures sarclées, atteignant des limites déficitaires dans les premiers 8-10 cm de profondeur. A l'exception de la première décade du mois d'octobre, quand il y a eu des quantités modérées de précipitations, avec des effets de légère amélioration de la réserve d'eau présente dans le sol, la période suivante a été caractérisée par une accentuation du phénomène de sécheresse pédologique, à cause des quantités très faibles de précipitations, de manière que le déficit d'humidité du sol a avancé jusqu'à des profondeurs de 15-60 cm (figure 3a-c).

a) Piteşti :



b) Ploieşti :



c) Târgovişte :

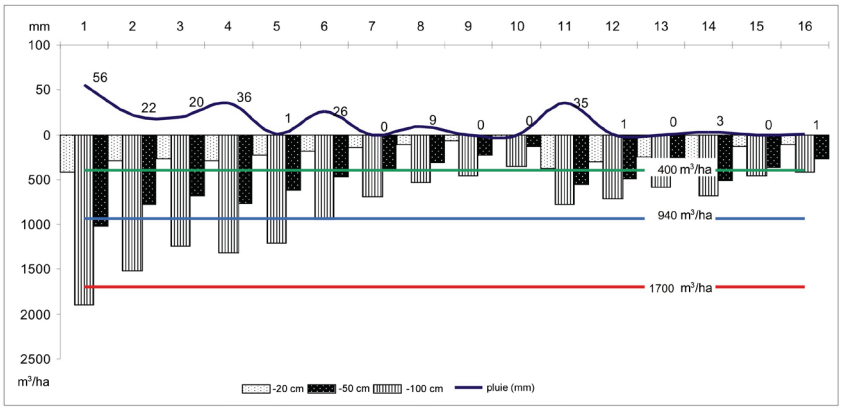


Figure 3 : Evolution de la ressource en eau du sol pendant la période allant du 30 juin au 29 novembre 2011 pour les trois stations agro-météorologiques de a) Piteşti, b) Ploieşti et c) Târgovişte**.**

De ce que nous venons de présenter, on constate que la sécheresse pédologique de la fin de l'été et de l'automne de l'année 2011, qui s'est manifestée au niveau de tout le pays et implicitement dans l'aire analysée, a eu un impact majeur pas tellement sur les récoltes mais plutôt sur les travaux spécifiques d'automne en prévision de l'année suivante.

Conclusion

La deuxième moitié de l'année 2011 a été caractérisée par des phénomènes d'aridité et de sécheresse au niveau de toute la Roumanie, avec des implications directes dans la zone dont il est question dans cette communication. Le déficit majeur de précipitations constaté pendant cette période a entrainé une baisse drastique de l'humidité du sol confirmée par les observations sur le terrain. Celle-ci a surtout affecté les travaux agricoles d'automne comme, par exemple, les semis de colza, blé, orge ou avoine. A cause de la grande sécheresse du sol, la ressource en eau pour les plantes a disparu jusqu'à des profondeurs de plus de 60 cm. Pour cette raison, de larges étendues de terrain sont restées non-ensemencées et, là où les semis ont pu tout de même être réalisés, il y a eu des cas pour lesquels, pendant la saison de printemps, il a été nécessaire de semer à nouveau. Par ailleurs, il faut aussi mentionner le fait que le déficit de précipitations pendant la période de maturation des fruits et de la vigne a aussi influencé négativement la qualité et la quantité de ces productions.

Références bibliographiques

Academia Română, 2005 : *Geografia României*. Vol. V, « Câmpia Română, Dunărea, Podişul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre şi Platforma continentală », Bucureşti, 967 pages.

Administrația Națională de Meteorologie, 2008 : *Clima României*. Academia Română, Bucureşti, 365 pages.

Bogdan O., Niculescu E., 1999 : *Riscurile climatice din România*. Academia Română - Institutul de Geografie, Bucureşti, 280 pages.

Canarache A., 2005 : Indicatori climatici şi regimuri de umiditate şi temperatură a solului. *Ştiința solului*, Seria a III-a, SNRSS, 1-2, vol. XXXVIII, 66-78.

Mihăilescu I.F., 2001 : *Elemente de agrometeorologie.* Ovidius University Press, 148 pages.

Păltineanu C., Moldovan I.F., Dragotă C., Vesenciuc F., Prefac Z., Popescu M., 2005 : The correlation between the aridity index and the climatic water deficit and their geographical distribution in Romania. *Analele Universității « Spiru Haret »*, Seria Geografie, 8, 23-28.

Săndoiu I. F., 2001 : *Agrometeorologie - baze teoretice. Măsurarea şi prelucrarea datelor.* Ceres, Bucureşti, 306 pages.

Stănilă A. L., Parichi M., 2003 : *Solurile României.* Fundația România de Mâine, Bucureşti, 191 pages.

INDICES BIOMÉTÉOROLOGIQUES DANS LA RÉGION DU PIÉMONT (ITALIE) : ÉVALUATION DE L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AVEC DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX

Mariaelena NICOLELLA et Daniele CANE

ARPA Piemonte – Dipartimento Sistemi Previsionali Via PIO VII n°9, 10135 Torino – Italie.
m.nicolella@arpa.piemonte.it ; d.cane@arpa.piemonte.it

Résumé : *Cette expertise se base sur le calcul des principaux indices biométéorologiques en utilisant les données climatologiques de la ville de Turin. Nous avons aussi obtenu les estimations des indices biométéorologiques pour la moitié du XXIème siècle dans le Piémont, sur la base du scénario d'émission SRES A1B. Pour obtenir les données relatives à ce scénario, nous avons effectué la descente d'échelle à partir d'une sélection de modèles climatiques régionaux, produits dans le projet ENSEMBLES, sur la région Piémont, en utilisant des techniques «multi-model», et en particulier, le Multimodel SuperEnsemble.*

Mots-clés *: Multimodel SuperEnsemble, scénario, indice biométéorologique, statistique.*

Abstract: Index bio-meteorological in Piedmont: evaluation of the impact of the climate change with regional climatic models*.*
This expertise is based on the calculation of the principal index using the climatological data of the town of Torino. We have also obtained the bio-meteorological indexes for the half of the XXI century in Piedmont on the basis of the emission scenario SRES A1B. To obtain the data referred to this scenario, we carried out the "downscaling" of a selection of regional climatic models from the project ENSEMBLES, on the Piedmont area, by using techniques "multi-model", and in particular Multimodel SuperEnsemble.

Keywords*: Multimodel SuperEnsemble, scenario, index bio meteorological, statistic.*

Introduction

La biométéorologie humaine étudie les interactions entre l'atmosphère et la santé humaine. Comme chaque discipline scientifique concernant l'environnement, elle fait appel au savoir-faire des épidémiologistes, des climatologues et des statisticiens. L'avenir de la biométéorologie ne peut être que prometteuse : nous pourrons par exemple prévenir plus facilement les risques de maladie grâce à une meilleure prévision du temps et ainsi, éviter des dépenses énormes pour les soins et les systèmes de santé.

Pour évaluer les différentes situations physiologiques humaines, on utilise des indices biométéorologiques calculés avec des formules mathématiques qui se basent sur des corrélations avec les différents paramètres météorologiques (température, humidité relative, vent, pression atmosphérique) (Morabito *et al.*, 2003).

L'aire alpine est particulièrement sensible aux effets du changement climatique: au cours des 60 dernières années, le Piémont a déjà enregistré une augmentation de la température presque double par rapport à la moyenne globale (Ciccarelli *et al.*, 2008) et les projections futures indiquent une augmentation future de la même entité pour la moitié du XXIème siècle (Cane *et al.*, 2012). Knutti *et al.* (2009) recommandent l'utilisation des techniques «multi-model» pour considérer la variabilité des modèles climatiques dans l'évaluation des impacts du changement climatique, pour mieux représenter les caractéristiques locales même en utilisant les donnes observées.

Le but de cette communication est de présenter le calcul des principaux indices en utilisant les données climatologiques de la ville de Turin qui est l'aire urbaine la plus étendue du Piémont et très sensible aux effets des vagues de chaleur, comme montré par l'augmentation de la mortalité dans l'été de 2003 (Nicolella *et al.*, 2004).

1. Démarche méthodologique

1.1. Les données

L'utilisation des champs de modèles climatiques, soit globaux soit régionaux, par l'estimation des impacts du réchauffement global, est difficile à cause des grandes erreurs que les modèles présentent par rapport aux observations, dues principalement à la résolution grossière et aux limites de la paramétrisation des paramètres qui intéressent une échelle inférieure à celle décrite dans le modèle. Pour quelques champs même très importants, comme par exemple la précipitation, et pour quelques zones, comme l'arc alpin, ces erreurs sont telles qu'elles rendent totalement incertaine l'évaluation des impacts sur la base des représentations des modèles.

La technique Multimodel SuperEnsemble (Krishnamurti *et al.*, 1999) a été appliquée à des sélections de Modèles Climatiques Régionaux (MCR), obtenus à partir du scénario SRES A1B du projet ENSEMBLES, pour obtenir une réduction des erreurs des champs de température. Cette technique, déjà appliquée aux modèles météorologiques (Cane et Milelli, 2006), consiste à évaluer des modèles différents avec des 'poids' obtenus dans une période d'entraînement ('*training*') en comparaison avec des observations.

Ronchi *et al.* (2008) ont produit une série historique de données issues de réseaux d'observation, avec une interpolation sur une grille régulière possédant une résolution de 14 km, en utilisant la méthode de l'Optimal Interpolation pour rendre plus homogènes et cohérentes les séries temporelles provenant de différents réseaux de mesure. Ces observations ont été utilisées avec les modèles climatiques pour calculer les différences sur la période 1961-1980, et pour valider les résultats sur la période 1981-2000. Par rapport aux résultats des modèles originaux, les champs obtenus avec Multimodel présentent une excellente correction des erreurs systématiques et du correct cours saisonnier. Les poids ainsi obtenus ont été utilisés pour calculer les champs corrigés avec Multimodel sur la période 1981-2100.

Pour cet article, on fait référence à la période 2031-2050, pour avoir une variation indicative des conditions dans la moitié du XXIème siècle. Sur cet intervalle temporel, l'utilisation d'un seul scénario (A1B) est raisonnable, comme les variations parmi les différents scénarios sont inférieures à la variabilité due à l'utilisation de beaucoup de modèles.

La figure 1 montre la comparaison entre deux distributions de Gauss des données de températures maximales moyennes sur le Piémont à partir du scénario, respectivement sur la période 1981-2000 (choisie comme référence) et sur la période 2031-2050. La variation de la moyenne est seulement de 1,2°C, mais il faut souligner l'augmentation de la probabilité des valeurs extrêmes, représentée comme l'aire comprise dans les queues de la distribution.

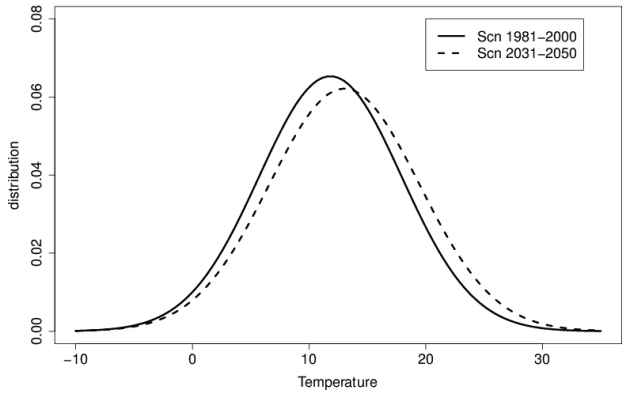


Figure 1 : Comparaison des distributions gausiennes des données de températures maximales moyennes sur le Piémont pour le scénario 1981-2000 (en trait plein) et pour le scénario 2031-2050 (en pointillé).

1.2. Les indices biométéorologiques

Les études mettent en relation des facteurs uniquement climatiques pour le calcul de différents indices biométéorologiques qui sont utilisés par certains Services Météorologiques pour le suivi journalier du malaise biométéorologique dû à des sensations de chaud-humide ou de froid-humide (Morabito *et al.*, 2003). L'objectif est de fournir un avis pour la population sur d'éventuels dangers de coups de chaleur ou de refroidissement. Donc, l'application de ces indices avec les prévisions météorologiques est utile pour fournir des indications sur les conditions d'émergence sanitaire pour la population plus exposée à ce malaise bioclimatique, c'est-à-dire les individus plus faibles ou fragiles (enfants, personnes âgées et malades).

Les principaux paramètres utilisés en biométéorologie pour le calcul des indices sont la température (°C), l'humidité relative atmosphérique (%), la vitesse du vent (m/sec), la radiation solaire (W/m ²) et la pression atmosphérique (hPa). On peut déterminer des indices de malaise physiologique en hiver et en été.

L'indice Thermohygrométrique (THI) calcule la valeur de l'indice de malaise de Thom (Kyle, 1994), en employant directement la température de l'air et l'humidité relative, en excluant la température de bulbe baigné et la vitesse du vent. Avec des températures supérieures à 46°C, même si l'humidité relative change, l'indice détermine toujours la classe extrême.

L'indice Humidex est une mesure utilisée par les météorologues canadiens pour intégrer les effets combinés de la chaleur et de l'humidité (Masterton et Richardson, 1979). Cet indice ne tient compte que de la température de l'air et de l'humidité. Il ne tient pas compte de l'exposition de la peau au soleil, qui va augmenter sa température par rapport à l'air, et des vents qui favorisent l'évaporation de la sueur et donc le rafraîchissement de la peau. Un indice Humidex au moins de 40 cause "beaucoup d'inconfort", au-dessus de 45, il y a "danger", et au-dessus de 54, un coup de chaleur est imminent.

L'index de chaleur (HI) est un indice qui permet d'estimer le malaise physiologique causé par des conditions météorologiques caractérisées par de hautes températures et des niveaux élevés d'humidité de l'air (Steadman, 1979). Il est donc indiqué pour évaluer le malaise thermique pendant la saison estivale, c'est-à-dire lorsque la chaleur et la radiation solaire peuvent représenter un sérieux problème. Cet indice peut être calculé pour des températures égales ou supérieures à 27°C et avec une humidité relative égale ou supérieure à 40 %. Avec des températures supérieures à 42°C, même si l'humidité relative change, l'indice attribue toujours à la classe extrême.

L'indice de Scharlau estival, applicable en conditions biométéorologiques estivales, détermine les températures limite, par rapport à l'humidité atmosphérique et à l'absence de vent, au-delà desquelles commencent des sensations de malaise physiologique connexes à des périodes chaudes-humides (Scharlau, 1950). Cet indice est calculable pour des valeurs d'humidité relative supérieures à 30 % et il est sensible dans une amplitude thermique comprise entre 17°C et 39°C.

De même, pour *l'indice de Scharlau d'hiver* est définie la température limite, au-dessous de laquelle commencent des sensations de malaise physiologique connexes à des situations brumeuses, surtout en hiver (Scharlau, 1950). En ce qui concerne la sensation de bien-être ou de malaise, on sait qu'il est nécessaire ajouter à la valeur de la température l'humidité relative de l'air. Pour le calcul de l'indice, on doit considérer des valeurs d'humidité relative supérieures à 40 % et une amplitude de température comprise entre -5°C et 6°C. En dehors de

cet intervalle, même si l'humidité relative change, l'indice donne toujours les valeurs extrêmes du classement.

L'indice de refroidissement éolien (*wind chill*) exprime la sensation de refroidissement causée par l'effet combiné de la température et du vent (Siple et Passel, 1945). En effet, le vent intervient sur la sensation thermique ressentie par notre organisme, en augmentant l'évaporation cutanée et donc, en diminuant la chaleur corporelle. Le calcul de l'indice est applicable lorsque la vitesse du vent est comprise entre 2 et 24 m/s et lorsque la température est inférieure à 11°C.

2. Analyse des indices

Les résultats de l'analyse effectuée sont inclus dans le tableau 1. En particulier, nous avons calculé les valeurs des indices biométéorologiques (hivernaux et estivaux) selon les scénarios 1981-2000 et 2031-2050.

Tableau 1 : Variation (en %) des indices en fonction de seuils biométéorologiques pour les scénarios 1981-2000 et 2031-2050.

Indices	Seuils	Pourcentages d'évolution selon les deux scénarios		Variation (en %)
		1981-2000	2031-2050	
THI Indice	> 24	12	20	+61
THI Indice	> 27	1	4.7	+288
Humidex index	> 35	7	15	+116
Humidex index	> 40	1	4	+212
Heat Index	>= 32	10	18	+81
Heat Index	>= 40	1	2	+234
Indice Scharlau estival (ISe)	< 0	19	27	+39
Indice Scharlau estival (ISe)	< -1	14	23	+58
Indice Scharlau d'hiver (ISh)	< 0	10	5	-47
Indice Scharlau d'hiver (ISh)	< -1	5	2	-55
Indice de refroidissement éolien	< 0	19	7	-65
Indice de refroidissement éolien	< -10	0,8	0	-95

La figure 2 représente la comparaison des distributions entre les données du scénario 1981-2000 et celles du scénario 2031-2050. L'effet du réchauffement est évident, la distribution future présentant des valeurs médianes plus élevées et des variances plus grandes.

En ce qui concerne l'indice de malaise (*THI*) pour le scénario 2031-2050, on prévoit une augmentation (en %) de plus de la moitié, en considérant le seuil 24 (plus de 50 % de la population éprouve un malaise croissant) ; l'augmentation (en %) est d'un facteur six si on considère le seuil 27 (la majorité de la population éprouve un malaise et une détérioration significative des conditions psychophysiques).

Pour l'indice *Humidex*, nous avons considéré les seuils 35 (extrême attention) et 40 (danger) et pour *l'Heat index*, les seuils >=32 (extrême attention) et >=40 (danger) : dans tous les cas, et par rapport aux deux seuils, les pourcentages sont égaux au double et au quadruple pour le scénario 2031-2050.

Pour *l'indice de Scharlau estival*, on observe un malaise modéré égal à un peu plus de la moitié dans le scénario 2031-2050. Pour le cas de *l'indice de Scharlau d'hiver*, on enregistre une amélioration des conditions égale à plus de la moitié pour le seuil de -1 dans le scénario 2031-2050.

Pour le *wind chill*, il y a une amélioration des conditions égale au double pour le seuil de -10 dans le scénario 2031-2050.

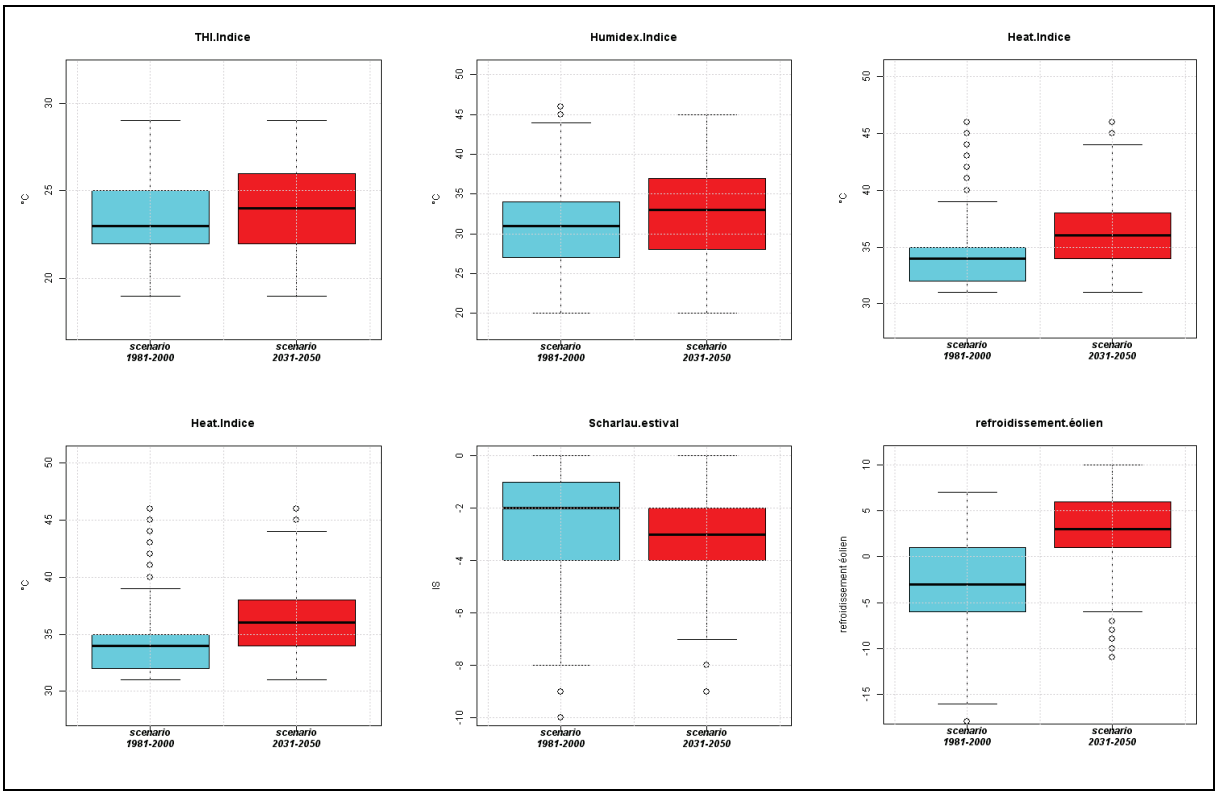


Figure 2 : Evolution des indices biométéorologiques sur la ville de Turin pour le scénario 1981-2000 (en clair) et pour le scénario 2031-2050 (en foncé) calculé à partir de MultiModel.

On remarque que les effets du changement climatique sont majeurs dans la «queue» de la distribution, comme on peut le voir dans la figure 1. Plus un évènement est extrême, plus sa probabilité d'apparition dans le scénario futur augmente.

L'effet identifié est purement météo-climatique et représente une augmentation de la probabilité de jours avec des conditions de chaud extrême, même ensuite à une augmentation relativement modeste (~ 1,2 °C) de la température dans le scénario pour la moitié du XXI^{ème} siècle. Il est possible de vérifier une augmentation des conditions critiques pour les sujets à risque, une durée majeure des vagues de chaleur et une extension de l'intervalle temporel dans lequel telles vagues pourront se vérifier. Ce scénario demandera une évolution des stratégies d'adaptation et une augmentation des coûts pour l'assistance et la prévention pour les sujets à risque.

Conclusion

Comme bien mis en évidence dans le Quatrième Rapport d'Évaluation de l'IPCC, approuvé à Bruxelles en avril 2007, l'actuelle phase de réchauffement global est maintenant bien documentée et de nouvelles preuves confirment que le réchauffement observé durant les dernières 50 années peut être attribué aux activités humaines. Dans la région du Piémont, en Italie, le scénario pour la moitié du XXI^{ème} siècle prévoit un accroissement au moins égal à l'accroissement observé dans les dernières 60 années, et proche du double de la moyenne globale.

Le calcul d'indices biométéorologiques confirme le poids significatif de l'accroissement des températures dans les scénarios futurs : on peut observer une aggravation des sensations

de malaise physiologique connexe à des périodes chaudes-humides et une réduction des conditions de malaise dans la période hivernale. L'accroissement des cas est majeur pour les seuils biométéorologiques les plus élevés : plus un évènement est extrême, plus on peut prévoir une augmentation de son occurrence dans le scénario futur.

Les informations fournies par ces indices pourraient être utilisées non seulement pour prévoir les conséquences sur le corps humain de conditions météorologiques particulièrement contraignantes, mais aussi pour prévoir les effets sur les sujets les plus faibles et les plus sensibles comme les personnes âgées, les enfants ou les hommes qui ont des pathologies particulières.

Remerciements : Les auteurs remercient les collègues de l'Arpa Piémont - Département Systèmes Prévisionnels qui ont collaboré à la réalisation de cette étude. Les données utilisées dans ce travail ont été fournies par le projet intégré ENSEMBLES FP6 de l'UE (contrat numéro 505539).

Références bibliographiques

Cane D, Barbarino S., Renier L., Ronchi C., 2012 : Regional Climate Models Downscaling in the Alpine Area with Multimodel SuperEnsemble, in preparation.

Cane D., Milelli M., 2006 : Weather forecasts obtained with a Multimodel SuperEnsemble Technique in a complex orography region. *Meteorologische Zeitschrift*, 15, 207-214.

Ciccarelli N., von Hardenberg J., Provenzale A., Ronchi C., Vargiu A., Pelosini R., 2008 : Climate variability in north-western Italy during the second half of the 20th century. *Global and Planetary Change*, 63, 185-195.

IPCC, 2007 : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996.

Knutti R. *et al.*, 2010 : *Good Practice Guidance Paper on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections*. In: Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Assessing and Combining Multi Model Climate Projections [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. IPCC Working Group I Technical Support Unit, University of Bern, Bern, Switzerland.

Krishnamurti T.N. *et al.*, 1999 : Improved weather and seasonal climate forecasts from Multimodel Superensemble. *Science*, 285, 1548-1550.

Kyle W.J., 1994 : *The human bioclimate of Hong Kong*. In Brazdil R, Kolář M (eds), Proceedings of the Contemporary Climatology Conference, Brno. TISK LITERA, Brno., 345-350.

Masterton J.M., Richardson F.A., 1979 : Humidex, a method of quantifying human discomfort due to excessive heat and humidity. *Environment Canada, Atmospheric Environment* Service, Downsview, Ontario, 45, CLI 1-79.

Morabito M., Crisci A., Bacci L., 2003 : *Caldo, freddo e indici biometeorologici*. ARPA Rivista N.2 Marzo-Aprile 2003. Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente della Toscana.

Nicolella M., Tedici L. et Cadum E., 2004 : *Vagues de chaleur : l'événement d'août 2003 et les effets sur la santé*. XVIIe Colloque Association Internationale de Climatologie, 201-204.

Ronchi C., De Luigi C., Ciccarelli N., Loglisci N., 2008 : *Development of a daily gridded climatological air temperature dataset based on a optimal interpolation of ERA-40 reanalysis downscaling and a local high resolution thermometers network*. Poster presentation at 8th EMS Annual Meeting & 7th European Conference on Applied Climatology, Amsterdam, The Netherlands.

Scharlau K., 1950 : Einführung eines Schwülemasstabes und Abgrenzung von Schwülezonen durch Isohygrothermen. *Erdkunde*, 4, 188-201.

Siple P.A., Passel C.F., 1945 : Measurements of dry atmospheric cooling in subfreezing temperatures. *Proc. Amer. Phill. Soc.*, 89, 177-199.

Steadman R.G., 1979 : The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *J. Applied Meteorol.*, 18, 861-873.

LES VAGUES DE CHALEUR DANS LA RÉGION LILLOISE DE 1950 À 2009 : LE CAS DU 15 AU 20 AOÛT 2009

Caroline NORRANT-ROMAND

UFR de Géographie – EA 4477 TVES - Université Lille.
Avenue Paul Langevin. 59655 Villeneuve d'Ascq, France
Caroline.Romand@univ-lille1.fr

***Résumé** : Les vagues de chaleur à la station de Lille-Lesquin sont analysées entre 1950 et 2009 à travers les définitions française et belge. Elles sont appréhendées selon une approche statistique, par l'évolution des températures minimales et maximales selon différents seuils, mais également par leur intensité. L'épisode de fortes chaleurs du 15 au 20 août 2009 est plus particulièrement analysé, notamment avec une approche bioclimatique utilisant le Heat Index. Il en ressort que selon les critères belges, cet épisode correspond bien à une vague de chaleur, mais les jours ressentis comme les plus chauds diffèrent entre indice bioclimatique et température mesurée.*

***Mots-clés** : Vague de chaleur, Lille-Lesquin, tendances, approche bioclimatique.*

Abstract: Heat waves in the Lille region from 1950 to 2009: the case from 15th to 20th August 2009.
The heat waves at the Lille-Lesquin station are analyzed from 1950 to 2009 using French and Belgian criterions. They are qualified with a statistical approach: evolution of minimum and maximum temperatures with different thresholds and their intensity. The case of the 15th to 20th August 2009 is particularly studied, through a bioclimatic approach using the Heat Index. It appears that depending on the Belgian criterions, this episode is a heat wave, but the days felt as the hottest ones are different according to the bioclimatic index and the measured temperature.

***Keywords**: Heat wave, Lille-Lesquin, trends, bioclimatic approach.*

Introduction

Dans le contexte actuel de changement climatique, un réchauffement moyen de la température du globe est annoncé pour la fin du 21ème siècle, avec en été une augmentation en fréquence des canicules sur l'Europe occidentale (IPCC, 2007). Il existe une multitude de définitions en fonction de chaque pays. L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) définit la vague de chaleur comme « *un réchauffement important de l'air ou une invasion d'air très chaud sur un vaste territoire, généralement de quelques jours à quelques semaines* » (Bessemoulin *et al.*, 2004). Cette définition n'a ni de seuil ni de critère suite à une grande diversité des climats locaux.

En France, la définition proposée par Météo-France est « *une période d'au moins deux jours consécutifs au cours desquels les températures ont atteint ou dépassé la valeur de 35°C* » (Bessemoulin *et al.*, 2004). Elle est toutefois critiquable pour diverses raisons. En premier, la définition ne prend en compte ni les minimales, ni les maximales inférieures à 35°C. Ceci signifie que pour qu'une canicule soit reconnue, il faut que les maxima soient intenses. Cela ne prend pas non plus en compte le facteur temps, alors que la durée d'une vague de chaleur est tout aussi importante que son intensité. Les critères belges définissent une vague de chaleur lorsqu'une température de plus de 25°C persiste pendant au moins 5 jours de suite ou 30°C pendant 3 jours ou plus (Institut Royal de Météorologie - IRM, 2012).

D'après les critères de Météo France, la station de Lille-Lesquin n'aurait connu qu'une seule vague de chaleur depuis 1950 (août 2003) contre 20 d'après la définition de l'IRM. Dans ce contexte, nous analyserons les températures estivales à la station de Lille-lesquin entre 1950 et 2009, et plus particulièrement l'épisode du 15 au 20 août 2009 qui a été ressenti localement comme très chaud et inconfortable. L'objectif est de comparer les définitions française et belge d'une vague de chaleur à une station particulière, mais également de

comparer les méthodes statistique et bioclimatique lors d'un épisode ressenti comme très chaud par la population mais qui ne présente par les caractéristiques d'une canicule d'après Météo-France.

1. Données et méthodes

1.1. Données

L'analyse s'appuie sur les séries de températures minimales (Tn) et maximales (Tx) des mois de juin, juillet et août de 1950 à 2009, soit 60 années d'étude, à la station Lille-Lesquin. L'humidité relative est également utilisée pour l'approche bioclimatique, mais uniquement pour l'épisode du 15 au 20 août 2009. Ces données ont été fournies par Météo-France.

1.2. Méthodes

Dans une première approche d'ordre statistique, des tendances ont été calculées sur les températures minimales et maximales ainsi que le nombre de jours correspondant à certains seuils définis ci-après. Une méthode synthétique a été utilisée pour connaître l'intensité d'une vague de chaleur. Elle permet de rassembler deux facteurs dans une relation simplifiée, mettant ainsi en évidence les vagues de chaleur les plus intenses au cours du temps (IRM, 2012). Les paramètres suivants ont été retenus :

- le poids (P) est noté en °C et comprend deux seuils de température (Tn et Tx) ;

- la durée (D) représente le nombre total de jours pendant la vague de chaleur ;

- l'intensité (I) est la relation entre le poids et la durée d'unité le degré jour (°J).

Suivant cette démarche, le poids se définit en fonction des minima (Tn) ≥15°C et des maxima (Tx) ≥25°C, selon la formule :

$$I = \frac{P(Tn) + P(Tx)}{D} = \frac{P}{D}$$

La seconde approche est d'ordre bioclimatique, reposant sur une série d'indicateurs permettant d'apprécier la température ressentie : « *la biométéorologie humaine étudie les interactions entre l'atmosphère et la santé humaine en général* » (Besancenot, 1992). Il existe une multitude d'indices biométéorologiques, mais nous ne retiendrons ici que l'indice de chaleur (Heat Index ; tableau 1).

Tableau 1 : Typologie des effets sanitaires potentiel et ressentis associés à HI.

Indice HI (°C)	Effets sanitaires potentiels et ressentis
< 26,7	Peu de gens sont incommodés
[26,7 ; 32,0]	Fatigue possible après une exposition prolongée et la pratique d'une activité physique
[32,1 ; 40,6]	Insolation, crampes et épuisement possibles
[40,7 ; 54,4]	Insolation, crampes et épuisement probables et coup de chaleur possible
> 54,5	Coup de chaleur probable suite à une exposition continue

L'indice combine les maxima (Tx) en °C et l'humidité relative (U) en pourcentage. Le calcul donne approximativement l'indice HI sous deux conditions : le mercure doit dépasser soit 26,7°C et l'humidité doit être supérieure à 40%. L'indice HI est donné par la somme des membres suivants (Steadman, 1979) :

$$HI = HI_1 + HI_2 + HI_3 + HI_4,$$

avec : $HI_1 = -42{,}379 + (2{,}04901523 \times Tx) + (10{,}14333127 \times U)$

$HI_2 = (-0{,}22475541 \times Tx \times U) + (-0{,}00683783 \times Tx^2)$

$HI_3 = (-0{,}05481717 \times U^2) + (0{,}00128874 \times Tx^2 \times U)$

$HI_4 = (0{,}0085282 \times Yx \times U^2) + (-0{,}00000199 \times Tx^2 \times U^2)$

2. Les vagues de chaleur à Lille-Lesquin entre 1950 et 2009

2.1. Evolution des températures estivales à Lille-Lesquin entre 1950 et 2009

Les températures estivales moyennes à la station de Lille-Lesquin sont en augmentation entre 1950 et 2009, cette augmentation se retrouvant aussi bien dans les minima que dans les maxima (figure 1).

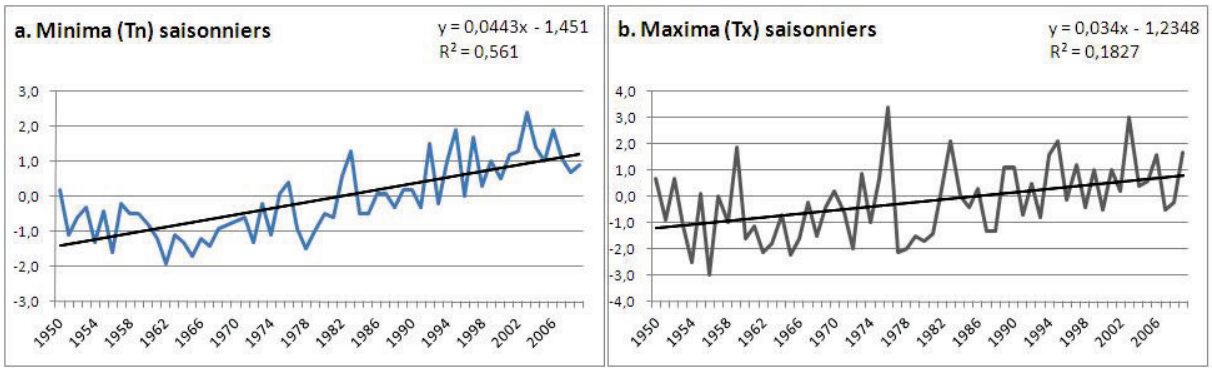


Figure 1 : Evolution des Tn (a) et Tx (b) d'été à Lille-Lesquin, anomalies par rapport à la normale 1971-2000.

Si l'on s'intéresse au nombre de jours avec Tn≥15°C (seuil choisi par rapport au calcul de l'intensité, cf. 1.2. ; IRM, 2012) ainsi qu'au nombre de nuits tropicales (définies par des Tn≥20°C ; Trepinska, 2003 ; Endlicher et Gabriel, 2007), ces critères sont également en augmentation sur la période étudiée (figure 2). Remarquons qu'à partir de l'été 1983, avec 34 jours de Tn≥15°C, la saison estivale connaît à plus long terme des valeurs de plus de 30 jours cumulés où Tn≥15°C. L'année record est 1995, avec 46 jours où Tn≥15°C.

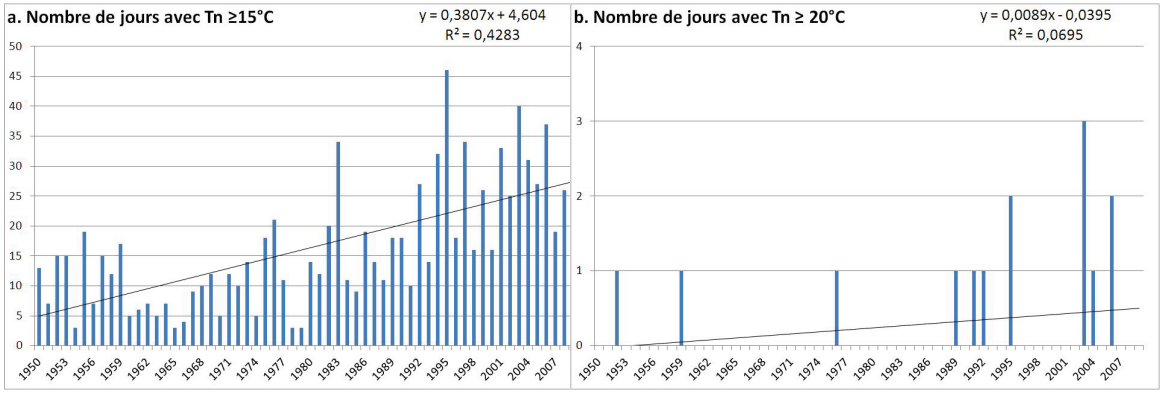


Figure 2 : Evolution des effectifs de jours avec Tn ≥ 15°C (a) et Tn ≥ 20°C (b) à Lille-Lesquin (1950-2009).

Les nuits tropicales (Tn ≥ 20°C) sont très peu nombreuses à Lille-Lesquin depuis 1950, puisqu'au total, seulement 14 jours correspondent à la définition. Jusqu'à 1976, 3 années seulement montrent une nuit tropicale par été (1952, 1959 et 1976), alors qu'après 1989, le nombre de nuits tropicales augmente et devient plus fréquent (figure 2).

Les Tx ≥ 30°C sont appelés jours de très forte chaleur en France et jours de canicule en Belgique. Ce nombre de jours est en augmentation sur la période d'étude, de même que celui

où Tx ≥ 35°C. Cependant, ce dernier est en augmentation à cause de deux années seulement, 1990 et 2003, qui montrent 1 et 2 jours respectivement remplissant ce critère (figure 3).

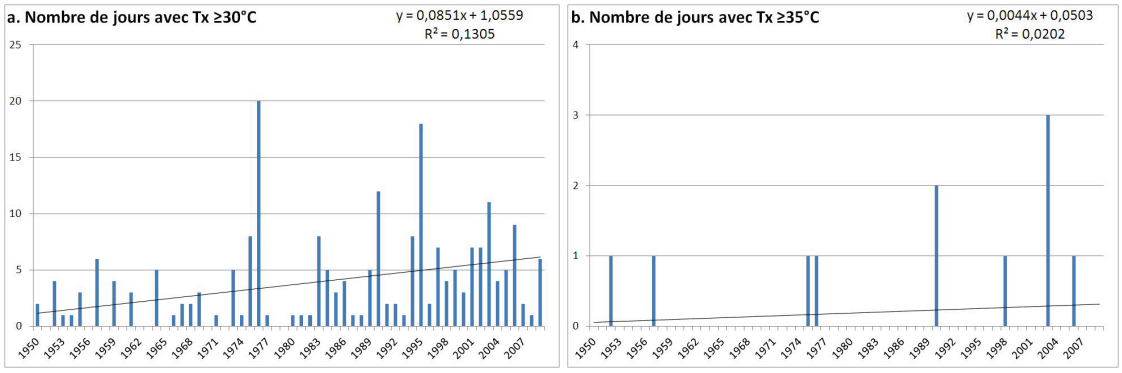


Figure 3 : Evolution des effectifs de jours avec Tx≥30°C (a) et Tx≥35°C (b) à Lille-Lesquin (1950-2009).

Selon les critères de Météo-France, seule l'année 2003 correspond donc strictement aux critères d'une vague de chaleur. Pourtant, selon les critères de l'IRM, le nombre total de vagues de chaleur sur la station de Lille-Lesquin, avec une durée minimale de 5 jours consécutifs, est de 20. La répartition de ces vagues est très hétérogène sur la période d'étude, même si ces événements semblent être plus fréquents après 1989 (figure 4). Afin de dégager une tendance de cette série, les vagues de chaleur ont été regroupées par décennies (figure 4b) : l'augmentation du phénomène apparaît plus nettement sur la période d'étude.

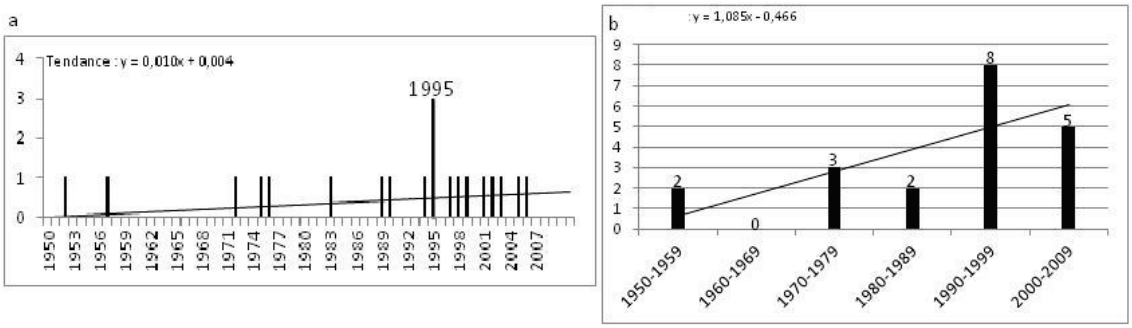


Figure 4 : Evolution du nombre de vagues de chaleur par année (a) et par décennie (b) à Lille-Lesquin (1950-2009).

2.2. Caractérisation des vagues de chaleur à Lille-Lesquin entre 1950 et 2009

Afin de caractériser les vagues de chaleur, l'intensité a été utilisée, en choisissant comme seuils Tn ≥ 15°C et Tx ≥ 25°C. Ainsi, quand on observe les 20 vagues de chaleur survenues sur la période d'étude, on remarque leur multiplication sur la fin de la période, et particulièrement de celles de faible intensité qui deviennent plus nombreuses (figure 5).

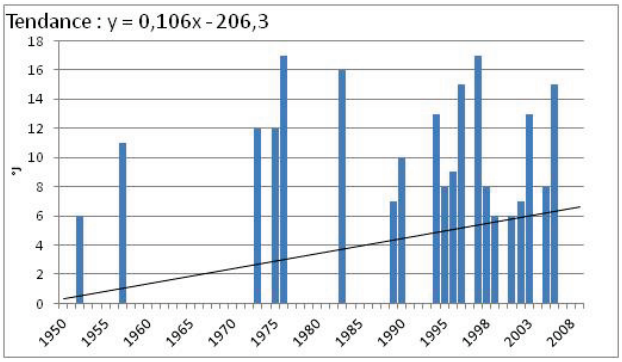


Figure 5 : Répartition et évolution des vagues de chaleur à Lille-Lesquin (critères de l'IRM).

3. L'épisode du 15 au 20 août 2009

Rappelons que d'après l'IRM, une vague de chaleur est une période d'au moins 5 jours d'été consécutifs comprenant au moins 3 jours de canicule. La période du 15 au 20 août 2009 à la station de Lille-Lesquin, perçue localement par les habitants comme un épisode de très fortes chaleurs, est analysée selon deux approches.

3.1. Approche statistique

D'après la figure 6, cet épisode possède 3 jours de canicule, observés les 15, 19 et 20 août (Tx ≥ 30°C). Le 19 août, avec Tx=32,7°C, est le jour le plus chaud de l'année 2009. Les 16 et 18 août affichent des Tx ≥ 25°C, mais le 17 août Tx = 22,6°C.

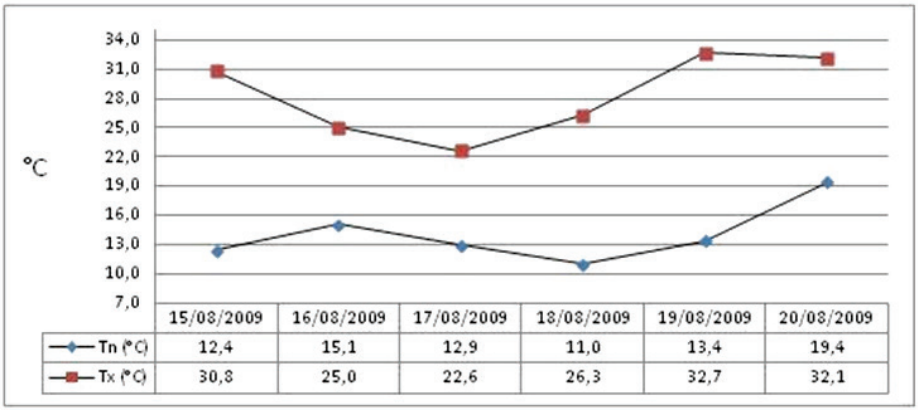


Figure 6 : Variation des Tn et Tx à la station Lille-Lesquin du 15 au 20 août 2009.

D'un point de vue purement statistique, ces températures ne permettent pas de définir la période du 15 au 20 août 2009 comme étant une vague de chaleur à Lille-Lesquin, la Tx du 17 août étant trop faible pour correspondre à la définition d'une vague de chaleur. Toutefois, il s'agit d'un épisode particulièrement chaud concentré sur 3 jours consécutifs allant du 18 au 20 août. Ces 3 jours de très fortes chaleur peuvent expliquer le ressenti de la population.

3.2. Approche bioclimatique

Un indice bioclimatique est présenté pour analyser cet épisode, le Heat Index (figure 7). Au moyen de cet indice, le 20 août 2009 est désigné comme caniculaire : ce jour a présenté une température ressentie plus chaude et humide que le 19 août où la Tx relevée était supérieure à celle du 20.

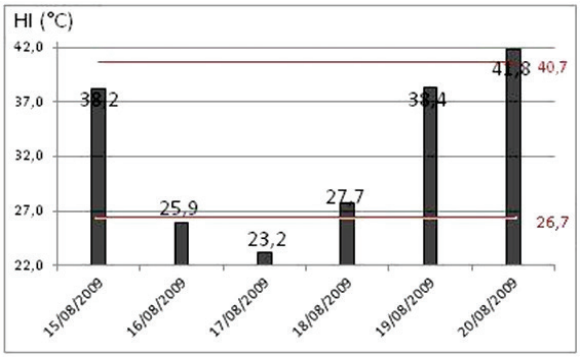


Figure 7 : Heat Index à Lille-Lesquin du 15 au 20 août 2009.

L'approche bioclimatique nuance donc les mesures. Il ressort donc de cette analyse que l'épisode du 15 au 20 août 2009, bien que correspondant aux critères belges d'une vague de

chaleur, n'a pas été ressenti comme tel, sauf peut-être deux jours ressentis comme inconfortables d'après l'indice de chaleur.

Conclusion

De 1950 à 2009, la région lilloise a connu un réchauffement estival dès le milieu des années 1980, l'augmentation rapide du nombre de vagues de chaleur depuis 1989 en témoigne. Au total, 20 vagues de chaleur selon la définition de l'IRM (contre une seule selon celle de Météo-France) sont recensées sur la période 1950-2009, dont 14 après 1989. L'épisode du 15 au 20 août 2009 fait partie de ces vagues de chaleur reconnues par la méthode belge mais pas par la française, alors que l'indice bioclimatique de chaleur montre que deux jours ont été ressentis comme très inconfortables. Cependant, il faut prendre garde lors de l'utilisation des indices bioclimatiques, car ils sont une combinaison de deux paramètres. Or, aucun indice n'est parfait ni exhaustif (Endlicher et Gabriel, 2007).

Références bibliographiques

Besancenot J.-P., 1992 : *Risques pathologiques : rythmes et paroxysmes climatiques.* John Libbey Eurotext, Paris, 413 pages.

Bessemoulin P., Bourdette N., Courtier P. et Manach J., 2004 : La canicule d'août 2003 en France et en Europe. *La Météorologie*, 46, 25-33.

Endlicher W. et Gabriel K., 2007 : Vagues de chaleur et mortalité estivale en 1994 et en 2003 à Berlin (Allemagne). *Actes du 20ème Colloque de l'AIC : Climat, Tourisme, Environnement*, 223-233.

IPCC, 2007 : *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Solomon, S., et al. (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pages.

IRM, 2012 : http://www.meteo.be/meteo/view/fr/68771-FAQ+sur+le+temps.html?view=3269224, consulté le 10 avril 2012.

Steadman R. G., 1979 : The assessment of sultriness. Part I: A temperature-humidity index based on human physiology and clothing science. *Journal of Applied Meteorology*, 18, 861-873.

Trepinska J., 2003 : Hot summer seasons in Cracow during the 20th century. *Studia Geograficzne*, 75, 151-157.

ÉVALUATION DES RÉCENTS CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE LITTORAL ATLANTIQUE MAURITANIEN

Zeineddine NOUACEUR [1], Benoit LAIGNEL [2] et Bastien DIEPPOIS [2]

[1] *CNRS, UMR IDÉES 6226, Université de Rouen, Mont-Saint Aignan, France.*
zeineddine.nouaceur@univ-rouen.fr
[2] *CNRS, INSU UMR 6143 M2C, FED 4116 SCALE, Université de Rouen, Mont-Saint Aignan, France.*
Benoit.laignel@univ-rouen.fr, bastien.dieppois@univ-rouen.fr

Résumé *: L'étude de l'évaluation des changements climatiques actuels sur cette zone littorale de l'Afrique de l'Ouest revêt un intérêt certain. L'analyse proposée vise à faire apparaître dans un premier temps l'originalité climatique de ce désert côtier. Dans un deuxième temps, l'étude statistique des séries chronologiques des différents paramètres (pluie, température, vent et visibilité) permettra de déterminer les principales fluctuations qui ont marqué plus de cinquante ans de mesure. Enfin, afin de déterminer l'influence de l'océan Atlantique sur la dynamique du climat dans cette région, une recherche d'un lien possible entre les fluctuations des différents paramètres climatiques et la variabilité des températures de surface de l'océan, matérialisée par l'indice TASI =NAT (Température de surface de l'Atlantique nord) – SAT (Température de surface de l'Atlantique sud) sera effectuée.*

Mots-clés *: Changements climatiques, littoral mauritanien, température de surface de la mer.*

Abstract*: **Evaluation of recent climate change on the Atlantic coastal Mauritania.***
The study of current assessment of climate change on coastal zone of West Africa is of a great interest*. The proposed analysis aims to show initially the originality of this coastal desert climate. In a second step, the statistical analysis of time series of various parameters (rainfall, temperature, and wind) will identify the main changes that have marked more than fifty years of measurement. Finally, to determine the influence of the Atlantic Ocean on climate dynamics in this region, a* research *of a possible link between fluctuations in different climatic parameters temperature variability of ocean surface represented by the TASI index = NAT (Tropical North Atlantic) — SAT (Southern North Atlantic) will be performed.*

Keywords*: Climate change, coastline of Mauritania, surface temperature of the sea.*

Introduction

Le littoral atlantique mauritanien constitue une région climatique tout à fait exceptionnelle par sa position géographique (16°3'1"N – 21°9'1"N). Située en bordure océanique du grand Sahara et du Sahel septentrional, cette zone géographique qui s'étend sur plus de 1000 km est un vaste territoire partagé entre plusieurs zones climatiques. La zone sahélienne au sud est caractérisée par une pluviométrie supérieure à 300 mm. La zone sahélo-saharienne au centre est délimitée par les isohyètes 100 et 200 mm. Enfin, la zone saharienne au nord concerne les régions qui reçoivent moins de 100 mm de pluie par an. Cette répartition latitudinale qui s'exprime en fonction de l'incursion vers le nord de la mousson atlantique est cependant ponctuée de nuances climatiques locales particulièrement présentes tout le long de ce cordon littoral.

1. Données de base et méthodologie

L'analyse statistique concerne trois stations synoptiques (Nouadibhou, Nouakchott et Rosso) et porte sur un peu plus de cinquante ans d'observations (1935-2010 pour les températures et la pluie, 1960-2004 pour les vitesses moyennes du vent) (source des données : ONM, office national de météorologie).

Deux indices sont utilisés pour réduire la variabilité inter annuelle : la moyenne mobile sur cinq années et les variables centrées réduites calculées sur les valeurs moyennes.

2. Un désert côtier avec toutes les nuances climatiques inhérentes à ce site

2.1. L'alizé maritime atténue les températures littorales

Cette région est balayée toute l'année par l'alizé maritime qui représente un flux nord-ouest à nord subsident stable et chargé d'humidité. À Nouakchott, les fréquences d'observation des vents de secteur 360° et 300 à 340° représentent près de 44 % (figure 1). Ce chiffre dépasse les 50 % à Nouadibhou où l'on retrouve 66 % des vents qui soufflent depuis ces secteurs dont un peu moins de la moitié pour la seule direction nord. A Rosso, les vents de secteur nord et nord-ouest totalisent 33 %. Ce chiffre en relative baisse par rapport aux deux autres stations est expliqué par le site de la ville de Rosso qui est située à environ 60 km de l'Océan Atlantique. L'influence de ce flux sur le temps observé tout le long de cette frange atlantique se manifeste par une humidité de l'air plus importante que celle observée dans le reste du pays et une relative clémence des températures moyennes.

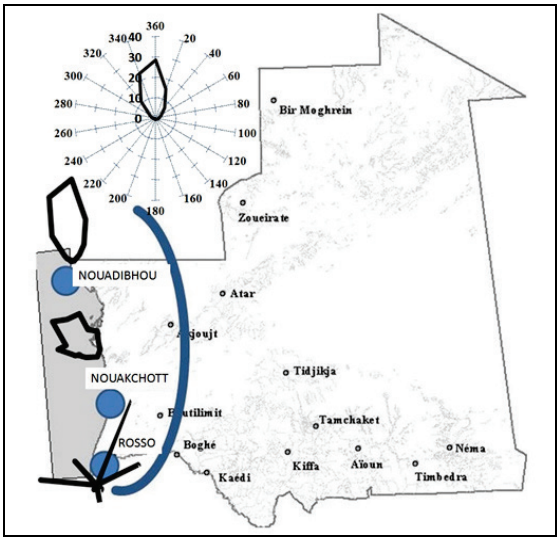


Figure 1 : Le littoral mauritanien et les fréquences annuelles des directions des vents en % mesurées à trois endroits du littoral mauritanien (période de mesure : 2000-2010, http://www.ncdc.noaa.gov).

Le tableau 1 illustre cette particularité, les valeurs des températures moyennes enregistrées à Nouakchott et à Nouadhibou se démarquent ainsi des températures observées en secteur saharo-sahélien et sahélien.

Tableau 1 : Ecarts des températures enregistrées sur le littoral avec celles observées à l'intérieur du pays (normale 1971-2000).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
A	-5,0	-7,0	-9,0	-12,3	-13,8	-12,4	-9,2	-6,3	-6,3	-8,2	-7,0	-4,6	-12,4
B	-2,6	-4,0	-5,1	-7,5	-8,3	-7,1	-4,9	-2,0	-1,8	-3,2	-3,2	-2,1	-8,3
C	-1,0	-2,3	-4,0	-6,5	-9,4	-11,7	-11,4	-9,9	-7,7	-5,7	-3,2	-0,9	-6,1
D	1,4	0,7	-0,1	-1,7	-3,9	-6,4	-7,1	-5,6	-3,2	-0,7	0,6	1,6	-1,9

A (Nouadibhou – Atar), **B** (Nouakchott – Atar), **C** (Nouadibhou –Néma), **D** (Nouakchott – Néma).

L'écart entre les températures enregistrées à Nouakchott et Atar (B) s'échelonne ainsi entre -1,8°C en septembre et -8,3°C en mai. Le même écart évalué avec la station Néma (D) est compris entre +1,6°C et -7,1°C respectivement en décembre et juillet. Entre Nouadhibou et Atar (A), la différence de température se révèle plus importante compte tenu du site particulier de la première station, elle est évaluée à plus de -8°C de mars à juillet. L'écart avec Néma (C) est tout aussi élevé puisque nous retrouvons des seuils qui dépassent -9°C de mai à août.

2.2. Une situation aérologique favorable à la stagnation des poussières et des sables

L'alizé continental qui a un parcours sur le continent n'épargne pas cette région et malgré sa traversée des grands espaces désertiques, il souffle aussi sur les côtes mauritaniennes, situées en fin de sa trajectoire. Sur les roses des vents annuelles établies pour les trois stations (figure 1), on note l'importance des flux de secteur est et nord-est à Rosso qui totalisent près de 42 % des observations depuis ces directions. Nouakchott se démarque aussi par des pourcentages élevés pour les mêmes flux avec près de 39 % des observations. Seule la station de Nouadibhou accuse un léger repli avec près de 29 % des observations des vents observés depuis ces secteurs (conséquence de l'importance de la part des flux nord et nord-ouest enregistrés dans cette station). L'alizé continental est souvent chargé de poussières et d'aérosols terrigènes en arrivant sur le littoral, les conditions dynamiques locales favorisent la stagnation durable des éléments fins dans l'atmosphère. En effet, la masse de matériel fin subit un important ralentissement dans son avancée vers l'Atlantique, dû à la présence de l'alizé maritime de nord-ouest et à la confluence des masses d'air maritime et continental. Ce conflit aboutit à une stratification complexe des masses d'air, matérialisée par plusieurs niveaux d'inversion (Leroux, 1983). Ce blocage aérologique accentue la durée de suspension du matériel transporté, dont une partie se dépose progressivement dans les régions ouest et sur le littoral, tandis que la partie restante quitte l'Afrique vers l'Atlantique. Les fréquences des vents de sable dans cette partie de la Mauritanie atteignent ainsi des seuils records pour le pays (Nouaceur, 1999) tandis que les dépôts de poussières éoliennes (PM_{10}) quantifiés à Nouakchott peuvent atteindre une moyenne mensuelle de 300 $\mu g/m^3$ durant la saison du pré-hivernage (Ozer *et al.*, 2007). Cette stratification complexe et les conditions dynamiques liées au mouvement subsident (situation anticyclonique) des masses d'air qui se trouvent en permanence sur la région, expliquent la stérilité pluviogénique et élucident les fortes concentrations de poussières et de sable observées dans cette partie de la Mauritanie.

2.3. Des phénomènes de brises avec des types de temps singuliers

La multiplicité et la diversité des flux qui baignent ce secteur géographique imposent à ce site spécifique des ambiances climatiques locales particulièrement singulières. En effet, au niveau de cette région, le caractère maritime se conjugue au caractère saharien et sahélien créant une dualité originale du climat sur cette bande côtière. Le temps devient ainsi plus doux et plus humide à chaque fois que les masses d'air arrivent depuis l'océan, véhiculées par les alizés maritimes. Il sera plus chaud et plus sec et parfois plus poussiéreux, lorsque les masses d'air sont charriées depuis l'est et le nord-est par les alizés continentaux. Ces situations sont souvent observées lors d'une même journée et particulièrement pendant la période favorable aux phénomènes de brise (mars, avril et mai). Sur la figure 2, dressée à partir des observations journalières en période de brise à Nouakchott, nous pouvons apprécier la relation qui lie la direction du vent, la visibilité et l'humidité atmosphérique. Ainsi, nous remarquons que les directions est et nord-est sont associées à une baisse de l'humidité et une diminution du seuil de visibilité qui témoigne de l'importance de la concentration de l'atmosphère en élément fin. Au contraire, lorsque les vents soufflent depuis le nord et le nord-ouest (alizé maritime), l'humidité augmente et le seuil de visibilité s'améliore.

Particulièrement appréciées par les habitants du littoral mauritanien les brises marines qui renforcent l'alizé maritime de nord et de nord-ouest apportent ainsi une fraicheur humide qui atténue la chaleur et la sécheresse de l'harmattan. La brise de terre souffle quant à elle depuis le nord-est et se renforce en début de journée vers 9 h. La brise de mer se met en place en début d'après-midi à Nouakchott vers 14 h. La figure 3 dévoile aussi la renverse des vents du matin et de l'après-midi. Nous pouvons voir que les fréquences d'observation des vents de secteur 340° augmentent dès 11 h du matin pour atteindre un maximum de 33 % vers 17 h.

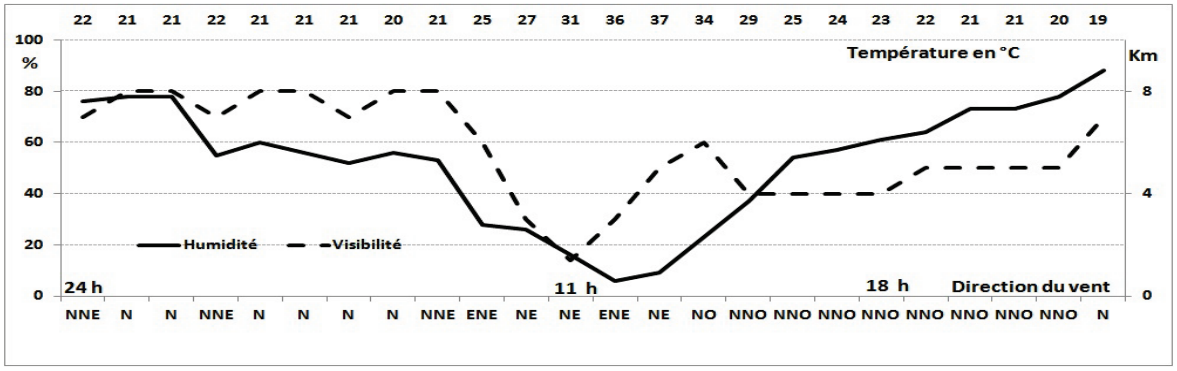


Figure 2 : Variation horaire des directions des vents, des visibilités (km), de l'humidité relative (%) et des températures (°C) lors d'une journée de brise à Nouakchott (6 mai 2009). Données : http://www.ncdc.noaa.gov.

Dans le même temps, les vents de secteur 20° s'estompent sur cette période de la journée. Durant le matin par contre, ce dernier flux se renforce entre 5 et 10 h (les fréquences dépassent 24 % à 5 h et sont proches de 20 % entre 6 h et 9 h du matin).

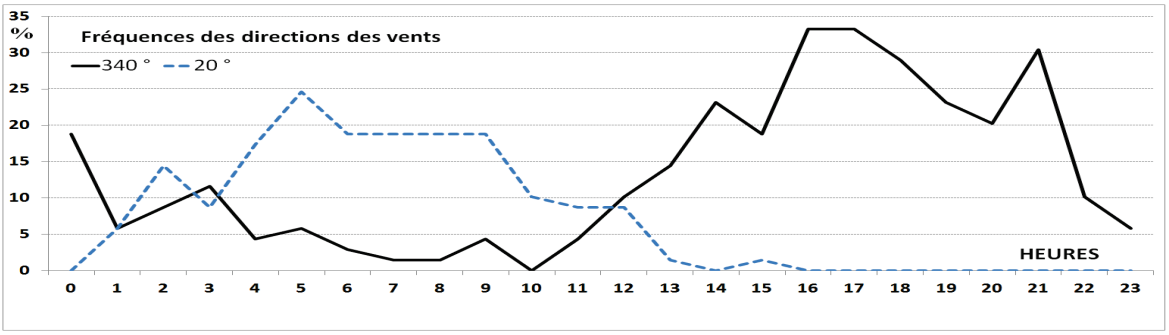


Figure 3 : Fréquences horaires des directions des vents (20° et 340°) à Nouakchott (avril 2011). Données : http://www.ncdc.noaa.gov.

3. Des changements climatiques importants

Sur le plan thermique, les courbes d'évolution des températures minimales et maximales montrent clairement des phases d'évolution assez synchrones entre les trois stations (figure 4). La lecture détaillée des graphiques laisse apparaître trois périodes bien distinctes. La première période concerne le début de la série, elle montre des indices centrés réduits majoritairement négatifs jusqu'en 1970. À partir de la fin des années 70 et le début des années 80, une nouvelle phase d'évolution marque une véritable rupture dans la série chronologique. Les températures minimales sont les plus affectées durant cette période par la hausse enregistrée. La dernière phase concerne la fin de la série, elle commence en 1995 et se termine en 2010. Durant ces dernières années, le thermomètre sur le littoral mauritanien a atteint des valeurs records. Les stations de Nouadibhou et Rosso semblent plus affectées par la hausse des maxima. Des indices supérieurs à +2 sont ainsi notés pour la deuxième station en 2004, 2005 et 2006. A Nouadibhou, ce sont les années 2008, 2009 et 2010 qui sont les plus chaudes de la série. La hausse des minima est moins importante à Rosso et Nouakchott, mais elle est particulièrement intense à Nouadibhou on l'on enregistre des indices supérieurs à +2 à partir de 1998 et qui excède +3 depuis 2008.

Sur le plan pluviométrique, le graphique de la figure 5 montre que l'évolution des pluies dans les trois stations du littoral est marquée par des oscillations isochrones jusqu'en 1994. Nous retrouvons ainsi la période de 'vaches grasses' des années 50 (indices majoritairement positifs), ainsi que les grandes sécheresses des années 70 et 80 (indices majoritairement négatifs).

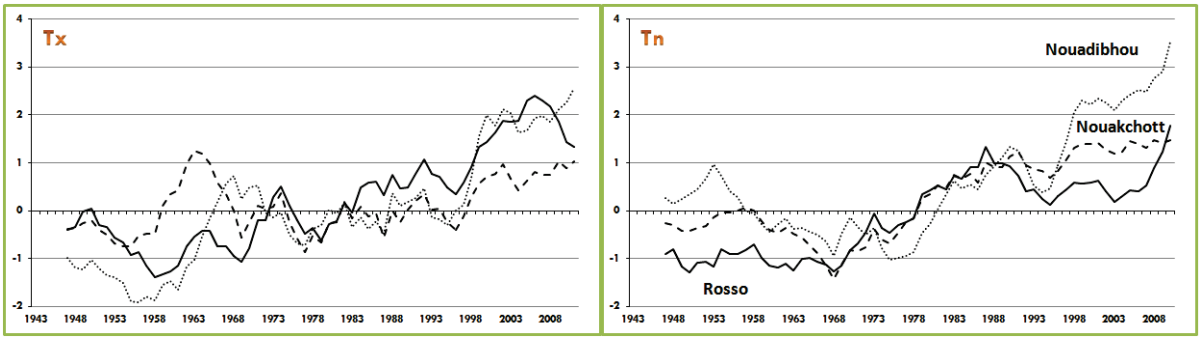


Figure 4 : Évolution des températures maximales Tx et minimales Tn (moyenne mobile sur cinq ans des indices centrés réduits).

À partir du milieu des années 90, les courbes d'évolution des trois stations se désolidarisent dans leurs mouvements. Les valeurs enregistrées à Nouadibhou et à Rosso marquent le retour des pluies observé aussi dans toute la zone sahélienne. La station de Nouakchott par contre, ne semble affectée par ce mouvement que sur la période précédant l'année 2000. En effet, à partir de cette dernière date, les indices sont majoritairement négatifs. Cette situation particulière pourrait être expliquée par une nouvelle configuration de l'incursion vers le nord de la branche ouest de la convergence intertropicale africaine.

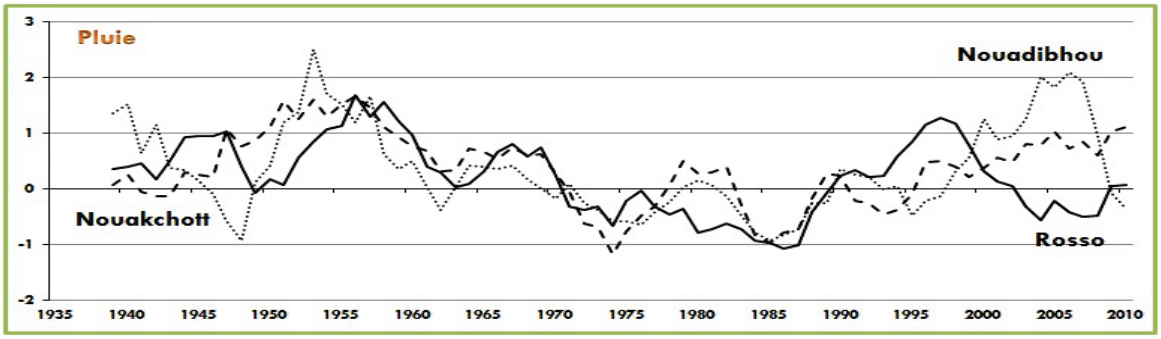


Figure 5 : Evolution de la pluviométrie (moyenne mobile sur cinq ans des indices centrés réduits).

4. Changement climatique sur le littoral mauritanien et téléconnexions avec la TASI (Indice Atlantique Tropical).

Afin de voir dans quelle mesure la température de surface de l'océan Atlantique influe sur le climat du littoral mauritanien, une recherche de relation entre l'indice TASI (Chang *et al.*, 1997) et les paramètres climatiques enregistrés dans les stations a été effectuée. La figure 6 présente les résultats obtenus avec la pluviométrie et les vitesses moyennes du vent pour les 3 stations étudiées. Sur le graphique des pluies, nous pouvons voir que les vicissitudes sont bien synchronisées. En effet, les changements de signes qui accompagnent les indices TASI et les écarts centrés-réduits des pluies se font à peu près aux mêmes périodes. Nous retrouvons ainsi une liaison étroite entre les deux indices en début de série, lors de la première sécheresse et à partir du milieu des années 90. En ce qui concerne la relation entre l'indice TASI et la vitesse moyenne du vent, nous pouvons constater une relation inverse. Ainsi, nous pouvons compter 5 phases d'ondulations sur les courbes du graphique. Lorsque les vitesses moyennes des vents augmentent, l'indice TASI est négatif. Dans le même temps, lorsque les vitesses diminuent, l'indice de température de la surface de l'océan (TASI) devient positif. Ainsi, à chaque fois que l'océan Atlantique Nord se réchauffe, nous observons une période en faveur d'une bonne pluviométrie et une baisse de la vitesse des vents sur la région. Cette relation que reflètent les graphiques ne semble pas cependant confirmée par le calcul des coefficients de corrélation (on note ainsi +0,31 pour la relation avec la pluie et -0,42 pour celle avec la vitesse du vent).

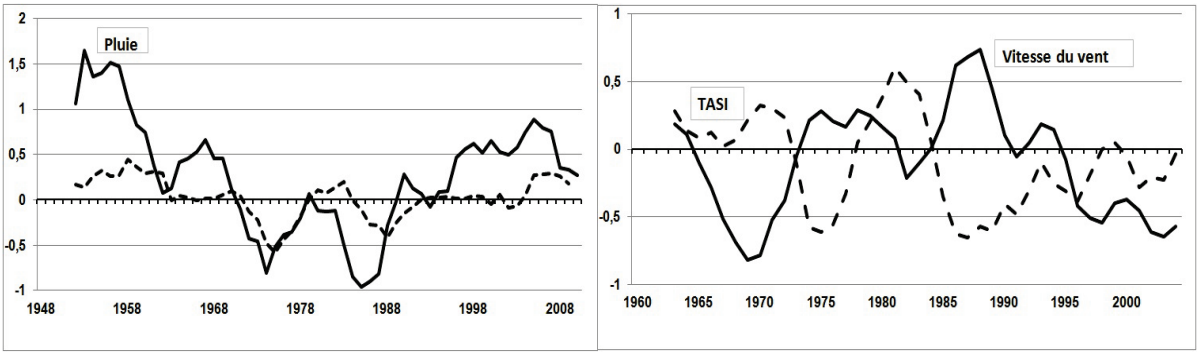


Figure 6 : Évolution de l'indice TASI calculé pour l'hivernage et la pluviométrie moyenne annuelle (à gauche) et l'indice du pré-hivernage et les vitesses moyennes des vents (à droite).

Conclusion

Le littoral mauritanien représente une région tout à fait particulière puisqu'il est soumis à l'influence de masse d'air très antagoniste. De plus, l'extension latitudinale de toute cette zone la soumet à différents types de climat. Enfin, la proximité de l'Océan lui confère aussi une situation aérologique spécifique qui favorise la stagnation durable des particules dans l'atmosphère. Toute cette zone de la Mauritanie a subi des changements climatiques importants. La hausse des températures et le retour des pluies semblent être le fait marquant de la dernière décennie. Une relation étroite a été mise en évidence entre l'évolution du climat de cette région et la température de surface de l'océan Atlantique. Cette liaison qui a déjà été établie dans d'autres régions du monde (López-Moreno *et al.*, 2011) influe énormément non seulement sur les pluies enregistrées dans cette zone, mais aussi sur la vitesse des vents et par voie de conséquence sur les vents de sables observés dans cette partie de l'Afrique de l'ouest.

Références bibliographiques

Chang P., Ji L. et Li H., 1997 : A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature,* 385, 516-518.

Leroux M., 1983 : *Le climat de l'Afrique tropicale*. Paris, Genève, Ed. Champion - Slatkine, tome 1 : 636 p, tome 2 : 250 cartes.

López-Moreno J.I., Vicente-Serrano S.M., Morán-Tejeda E., Lorenzo-Lacruz J., Kenawy A. et Beniston M., 2011 : Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationship and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77, 62-76.

Nouaceur Z., 1999 : *Évolution récente des lithométéores en Mauritanie.* Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon III, 503 p.

Ozer P., Ould Mohamed Lagdhaf M.B., Ould Mohamed Lemine S. et Gassani J., 2007 *:* Estimation of air quality degradation due to Saharan dust at Nouakchott*,* Mauritania, from horizontal visibility data. *Water, Air, & Soil Pollution*, 178, 1-4, 79-87.

VULNERABILITÉ ÉCONOMIQUE DES POPULATIONS PAYSANNES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BÉNIN MÉRIDIONAL ET CENTRAL (AFRIQUE DE L'OUEST)

Euloge OGOUWALE, Maman-Sani ISSA et Akibou A. AKINDELE

Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement', Université d'Abomey-Calavi 01 BP 526, Cotonou 01, Bénin. ogkelson@yahoo.fr, issa.42@live.com, akybson@yahoo.fr

Résumé : *Cette étude analyse la vulnérabilité économique des populations paysannes aux changements climatiques dans le Bénin méridional et central. En 2050, globalement, les températures augmenteront entre 1,5 et 2°C par rapport à la référence 1961-1990 et les pluies baisseront en moyenne de 20 %. Les données de sortie du DSSAT V.4 montrent que la baisse des rendements agricoles qui seraient de 10 à 30 % pour le scénario analogue sec et SRESB2/HadCM2, engendreront une chute des revenus agricoles de 13 à 40 % par rapport à la moyenne des revenus agricoles actuels.*

Mots-clés *: Bénin méridional et central, scénarios climatiques, rendement agricole, vulnérabilité socio-économique.*

Abstract: Peasant economic vulnerability to climate change in southern and central regions of Benin (West of Africa).
This study analyzes the economic vulnerability of peasant to climate change in southern and central Benin. In 2050, globally, temperatures will rise between 1.5 and 2°C above the 1961-1990 reference and the rains fall from 20%. The output of DSSAT V.4 show that the decrease of crop yields from 10 to 30% for dry scenario and SRESB2/HadCM2, will induce a decline of farm incomes from 13 to 40%.

Keywords: *Southern and central Benin, climate scenarios, yield, socioeconomic vulnerability.*

Introduction

Les changements climatiques auront des impacts sur l'agriculture des pays en développement (IPCC, 2001). Au Bénin, les travaux de Boko (1988), Afouda (1990), Houndénou (1999) et Ogouwalé (2001 et 2006) ont révélé que l'augmentation des températures et la forte variabilité de la pluviométrie et les différents contrastes saisonniers caractérisant le climat affectent significativement les rendements agricoles.

Dans le Bénin central et méridional, la production agricole reste fortement tributaire des précipitations. Dès lors, les changements climatiques majeurs peuvent affecter sérieusement les activités agricoles qui procurent les aliments aux populations et constituent la première source de revenus des paysans.

1. Matériels et méthodes

L'évaluation du climat futur est faite à partir de la définition de trois scénarios. Le scénario 1, le « scénario analogue sec » est basé sur une d'augmentation des températures de 2°C associée à une baisse de 20 % des précipitations par rapport à celles de la normale 1971-2000. Pour le scénario 2 « scénario analogue humide », il est supposé que les températures augmenteront de 1,5°C avec un accroissement de 20 % de la pluviométrie en référence à celle de normale 1961-1990. Le scénario 3, « SRESB2/HadCM2 » est construit en utilisant les modèles numériques de simulation que sont le Model for Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change et le Scenario Generator (MAGGIC SCENGEN). Ces modèles climatiques offrent des estimations de concentrations de gaz à effet de serre, de l'élévation du niveau de la mer, de la température et de la pluviométrie sur la période 1990-2100 (IPCC, 2001).

Pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les rendements, six cultures à

savoir le maïs, le manioc, le niébé, l'arachide, l'igname et le riz ont été choisies en raison du fait qu'elles génèrent l'essentiel des revenus aux populations et certaines d'entre elles entrent dans les habitudes alimentaires et sont de loin les plus cultivées (INSAE, 2009).

Les données climatologiques futures (précipitations, températures, etc. en considérant l'échelle mensuelle) ont été injectées dans le DSSAT V.4, et qui utilise les résultats du modèle de photosynthèse élaboré par De Wit (1965) pour simuler les rendements agricoles dans lequel il est intégré une chaîne de protocoles statistiques dont la dernière séquence s'écrit :

$$B_{ne} = B_{np} \times MYRF \times WI \times SI \text{ et } RE = B_{ne} \times HI$$

où B_{ne} = biomasse nette estimée ou espérée en kg/ha ; B_{np} = biomasse nette potentielle en kg/ha ; MYRF = indice de réduction du rendement par le stress hydrique (0 à 1) ; WI = indice de possibilité de travail ; SI = indice de sol (0 à 1) ; RE = rendement espéré en kg ha^{-1} ; HI = indice de récolte.

Ces rendements simulés ont été comparés à ceux du MAEP (Ministère de l'Agriculture, de l'Elevage et de la Pêche) en considérant la moyenne de la période 1992-2010. Les implications économiques et partant les situations sociales de 2050 sont appréhendées à partir d'une analyse systémique qui permet d'évaluer les revenus par hectare et par culture testée, en considérant une hypothèse qui projette une évolution mais pas remarquable des situations économiques et en supposant qu'à l'horizon 2050, les prix actuels des produits agricoles connaîtront une augmenteront de 10 % au plus si l'on se réfère à l'évolution des prix sur la période 1992-2010.

Les incidences de la baisse des rendements sur les revenus ont été évaluées en considérant par exemple un ménage qui emblave un hectare par culture ciblée au cours d'une année agricole et en supposant que ledit ménage cultivera la même superficie par culture en 2050.

2. Résultats

2.1. Situations agroclimatique et socio-économique de base

Le secteur d'étude est marqué par deux facettes climatiques. La première est caractérisée par un régime bimodal (partie méridionale) et la seconde par un climat de transition avec à la fois un régime unimodal (2 années sur 3) et un régime bimodal (1 année sur 3) selon Boko (1988) et Afouda (1990). La figure 1 présente les caractéristiques pluviométriques des deux régions d'étude.

Le sud-ouest du Bénin méridional, marqué par la présence d'une emprise de sécheresse (diminution anormale des hauteurs de pluies sur une période significativement longue), est qualifié de diagonale de sécheresse par Bokonon-Ganta (1987). Dans le Bénin central, le changement où l'alternance du régime pluviométrique (unimodal ou bimodal) constitue, dans une certaine mesure, un facteur naturel limitant le développement des activités socio-économiques, notamment l'agriculture.

Pour atténuer les impacts qu'imposent ces climats, les populations paysannes ont développé des systèmes de production selon les terroirs, basés sur l'igname, le manioc, l'arachide et le maïs avec un mode d'exploitation des terres qui reste dominé par la culture sur brûlis avec peu d'intrants. Par ailleurs, les enquêtes et observations sur le terrain montrent que la culture séquentielle reste pour le paysan, le moyen d'utiliser toutes les possibilités agronomiques du sol sans l'épuiser.

Dans les deux régions d'étude, ce sont les revenus agricoles qui dominent la structure budgétaire avec une importance relative de 55 % (Ogouwalé, 2006). Le revenu net a été évalué à 97 977 F CFA par ménage et par an, contre une dépense moyenne de 114 065 F CFA

(Ogouwalé, 2006). Soixante dix pour cent des revenus sont consacrés à l'alimentation des ménages selon les données de l'INSAE (2009). Globalement, les ménages sont confrontés à une situation de déficit budgétaire. En dépit des efforts consentis par les différents acteurs du développement, rien ne laisse augurer d'une bonne perspective surtout que les tendances démographiques associées à la faible productivité dans tous les secteurs économiques vont probablement se poursuivre au cours des prochaines décennies.

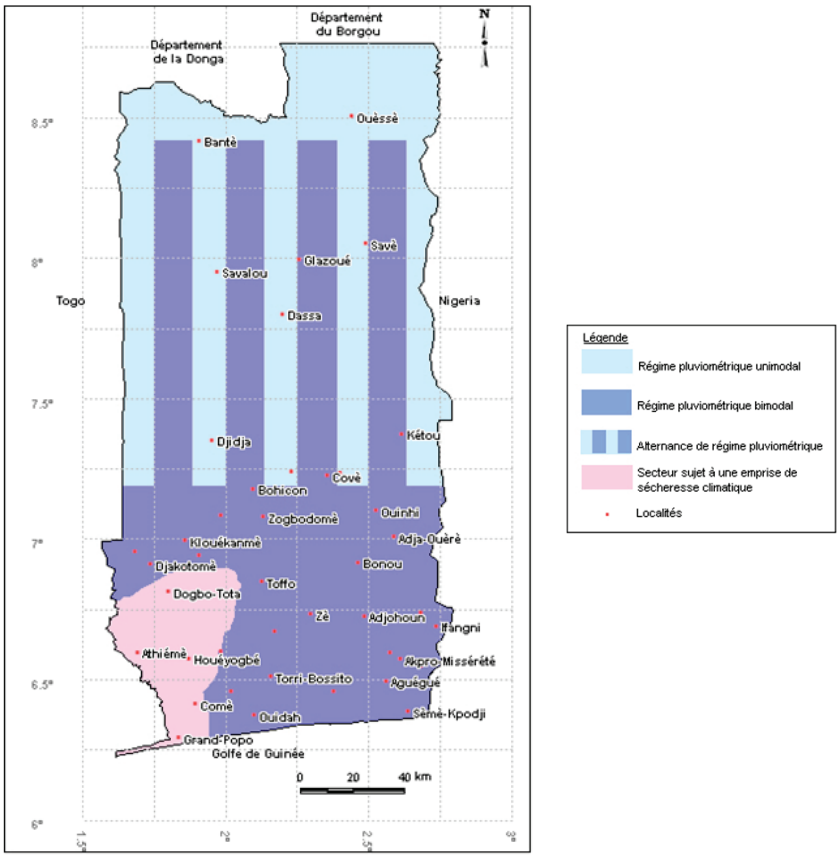


Figure 1 : Statuts et contraintes pluviométriques dans le Bénin méridional et central (Ogouwalé, 2006).

2.2. Rendements futurs des cultures testées

Dans les conditions d'exploitation agricole connues et avec l'utilisation des variétés actuelles de cultures, les cultures testées sont vulnérables aux changements climatiques. Dans le Bénin méridional, les rendements du manioc seraient voisins dans le scénario analogue sec et SRESB2/HadCM2. Il en serait de même pour le maïs avec respectivement des rendements de 695 et 747 kg/ha (tableau 1).

Tableau 1 : Rendements (kg/ha) des cultures en 2050 par scénario climatique dans le Bénin méridional et central.

Scénarios / Culture	Scénario analogue sec		Scénario analogue humide		Scénario SRESB2/ HadCM2	
Arachide	510	513	794	1002	577	629
Igname	8544	4294	9715	12170	9404	7806
Maïs	695	704	897	1047	747	708
Manioc	7929	7962	9384	9281	7879	6606
Niébé	456	437	555	703	475	395
Riz	1681	1501	2381	2858	1849	1902

Source : Résultats de simulation par DSSAT V.4 (2006) Bénin méridional Bénin central

Dans le centre du Bénin, le rendement de l'arachide varierait énormément selon les scénarios. Il serait respectivement de 513, 1002 et 629 kg/ha dans les scénarios analogues sec, humide et SRESB2/HadCM2. De même, l'igname enregistrerait un rendement de 4294 kg/ha dans le scénario analogue sec alors qu'il serait trois fois plus élevé dans le scénario SRESB2/HadCM2. En clair, les rendements des cultures baisseraient de façon importante dans les scénarios 1 et 3. Avec la situation climatique du scénario 2, la chute des rendements serait moindre en comparaison à celle enregistrée dans les scénarios 1 et 3. Les conséquences économiques de ces scénarios seront probablement importantes.

2.3. Détérioration des revenus agricoles

Les revenus par hectare des produits agricoles évolueraient selon les scénarios à l'horizon 2050 (figure 2). Au regard des données de la figure 3, on réalise que la baisse des revenus serait comprise entre 12 et 21 % selon le scénario 1. Les producteurs qui produisent principalement de l'igname et du niébé seraient les plus affectés. Dans le même temps, les revenus tirés de la culture du riz et du manioc augmenteraient respectivement de 35 et 33 %.

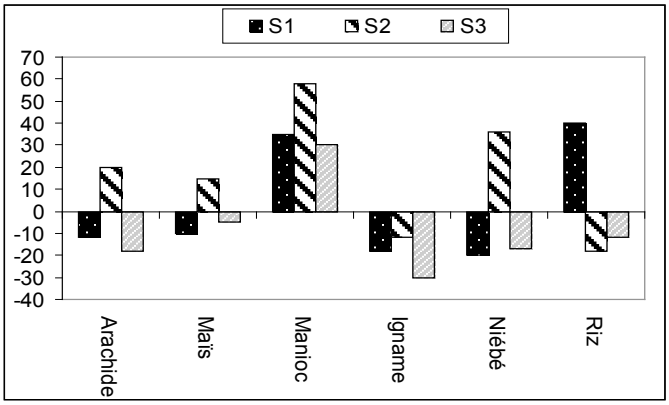


Figure 2 : Evolution comparée des revenus (%) par hectare à l'horizon 2050 selon les scénarios 1, 2 et 3.

Dans le cas du scénario 2, en dehors de la culture de l'igname et du riz dont les revenus générés chutent, le reste des cultures pourrait procurer des ressources assez appréciables aux populations paysannes. En général, les ressources générées par les cultures vont s'accroître, mais si les tendances actuelles se poursuivaient (inflation, augmentation du coût de vie, etc.), on peut se demander si ces ressources seront suffisantes au point de permettre aux populations de satisfaire leurs besoins, répondre à leurs obligations sociales à l'horizon de 2050.

Pour le scénario 3, les baisses des revenus seront importantes, hormis le manioc qui se singularise par une augmentation. Les revenus générés par la culture du niébé régresseraient de 30 %. Par ailleurs, si on considère un ménage qui cultive un hectare de chaque culture, l'évolution des revenus annuels se présentera tel qu'indiqué par la figure 3.

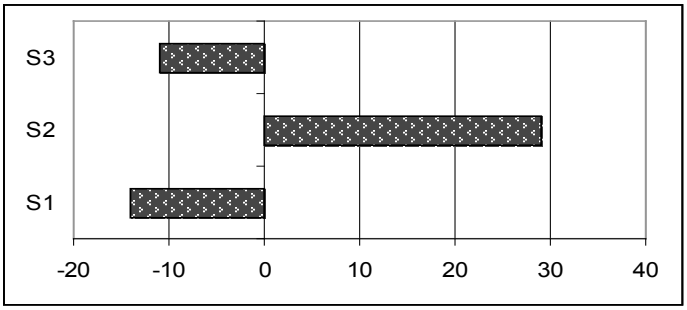


Figure 3 : Evolution annuelle des revenus générés par l'ensemble des cultures par scénario.

Dans les scénarios 1 et 3, les baisses des revenus annuels seraient comprises entre 10 et 14 % en 2050. Il en résulterait une nette dégradation des conditions de vie des populations. Par contre, ils connaîtraient une hausse d'environ 30 % selon le scénario 2. Les revenus par tête sont déjà faibles et l'incidence de la pauvreté est de 38,55 % en milieu rural contre 28,35 % en milieu urbain (INSAE, 2009). C'est dans ce contexte que malheureusement, l'unique ou la plus importante source de revenus des populations serait fragilisée par les changements climatiques. En somme, tout laisse présager que les changements climatiques, à cause de leurs effets négatifs sur l'agriculture, déboucheraient sur une accentuation de la pauvreté.

3. Discussions et conclusion

Pour l'évaluation de la vulnérabilité des rendements des cultures aux changements climatiques, il est supposé que les cultures subissent une contrainte homogène au cours des phases de leur croissance (germination, floraison, maturation, etc.), ce qui n'est pas le cas. Par ailleurs, l'évolution des facteurs sociaux, économiques ou encore l'évolution de l'action des insectes ravageurs au fur et à mesure des changements dans la répartition spatio-temporelle des paramètres climatiques, reste à être mieux prise en compte. De même, le scénario SRESB2 ne règle pas tous les problèmes liés à l'élaboration de scénarios socioéconomiques, même s'il constitue une bonne base pour l'examen de facteurs importants tels que la croissance et les tendances démographiques, la conjoncture économique et les changements technologiques (IPCC, 2001). Les émissions suggérées par ledit scénario sont donc à relativiser.

En outre dans ce travail, l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre liée aux activités humaines est supposée être le seul responsable des changements climatiques. Or, Berger (1992) indique que les changements du climat dépendent d'abord du jeu de plusieurs facteurs dont les variations du bilan radiatif du globe terrestre. Mieux, si les modèles climatiques convergent pour montrer que le monde tropical sera marqué par un réchauffement, pour les précipitations, certains de ces modèles prévoient des précipitations accrues et d'autres des périodes plus sèches dans les régions tropicales et des incertitudes subsistent quant à l'aptitude des modèles à simuler la variabilité naturelle de manière réaliste et l'importance des changements à venir (Parry, 1990 ; Issa, 1995). C'est dire donc que les incidences des changements climatiques sur les productions agroalimentaires et les revenus agricoles restent à être réévaluées dès que ces incertitudes seront levées. Par ailleurs, les possibilités d'adaptation des paysans, les progrès sur le plan agronomique (mise à jour des cultivars adaptés) ainsi que la question d'accès à la terre sont encore à mieux appréhender pour affiner les résultats des simulations des rendements agricoles. Après toutes ces réserves, les rendements obtenus ici avec ceux de Issa (1995), utilisant le GCM (HadCM2), sont comparables dans les scénarios 1 et 2.

Pour ce qui concerne le choix des cultures, cette étude n'embrasse pas l'ensemble des productions réalisées chaque année dans le centre du Bénin. Il aurait été intéressant d'adjoindre à cette liste de cultures testées, l'anacarde, actuellement très cultivé dans la région et générant d'importants revenus annuels aux populations.

Au terme de ce travail, deux points essentiels sont à retenir : (1) l'agriculture des régions étudiées, déjà sujettes à de forte variabilité pluviométrique est potentiellement vulnérable à un climat modifié. En effet, par rapport aux rendements compilés dans le compendium des statistiques agricoles du MAEP, les pertes potentielles seraient plus importantes dans les scénarios 1 et 3 par rapport au scénario 2. (2) La vulnérabilité économique des populations paysannes induira une augmentation numérique des pauvres dans un contexte où le coût de vie augmentera au regard du système économique actuel. Cette situation aurait pour corollaires l'impossibilité de s'offrir les soins de santé, l'incapacité de payer les frais de

scolarisation, etc. dans la mesure où les simulations effectuées attestent globalement, par exemple, d'une baisse de revenus de 10 à 34 % dans le scénario 1.

Références bibliographiques

Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de doctorat nouveau régime. Paris IV Sorbonne, 428 p.

Berger A., 1992 : *Les climats de la Terre : Un passé pour quel avenir ?* De Boeck Wesmael, Bruxelles, 479 p.

Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales au Bénin, rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de doctorat d'Etat, Dijon, Université de Bourgogne, 605 p.

Bokonon-Ganta E. B., 1987 : *Les climats de la région du Golfe du Bénin. (Afrique Occidentale)*. Thèse de doctorat du 3ème cycle, Paris IV, Sorbonne, 248 p + Annexes.

De Wit, C.T., 1965 : *Photosynthesis of leaf canopies*. Center for Agriculture Publications and Documentation, Wageningen, Agric. Res. Rep., 663, 57 p.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse, Université de Dijon, 382 p.

INSAE [Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique], 2009 : *Enquête Modulaire Intégrée sur les Conditions de Vie des Ménages*. Cotonou, 33 p.

IPCC [Intergovernmental Panel on Climate Change] (2001) : *Incidences de l'évolution du climat dans les régions : Rapport spécial sur l'Evaluation de la vulnérabilité en Afrique*. Island Press, Washington, 53 p.

Issa M. S., 1995 : *Impacts potentiels d'un changement climatique dû au doublement du CO_2 atmosphérique sur l'agriculture en République du Bénin*. Université Senghor d'Alexandrie, DESS, 113 p.

MAEP [Ministère de l'Agriculture, de l'Elevage et de la Pêche] (1992, 1997, 2002, 2006 et 2010) : *Compendiums des statistiques agricoles de plusieurs campagnes*. Cotonou.

Ogouwalé E., 2001 : *Vulnérabilité/adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines*. Mémoire de maîtrise, DGAT/UAC, 119 p.

Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : indicateurs, scénarios et prospective de la sécurité alimentaire*. Thèse unique de doctorat de l'UAC, 302 p.

Parry M., 1990: *Global environmental change, Human and Policy Dimensions*. Special issue of an assessment of the global effects of climate change under SRES emissions and soci-economic scenarios, United Nations University, University of East Anglia, UK, 99 p.

ÉVOLUTION RÉCENTE DES EXTRÊMES PLUVIOMÉTRIQUES EN AFRIQUE DE L'OUEST

Gérémy PANTHOU, Théo VISCHEL, Thierry LEBEL, Guillaume QUANTIN et Anne-Catherine FAVRE

LTHE (UMR 5564), Grenoble 1, IRD, Domaine universitaire Bât. OSUG-B 460, rue de la piscine, Saint-Martin d'Hères, France. geremy.panthou@ujf-grenoble.fr

***Résumé** : L'augmentation des dommages dus aux inondations en Afrique de l'ouest pose la question de l'évolution récente des extrêmes pluviométriques dans cette région du monde. Dans la zone du Sahel central, 99 séries contenant au minimum 50 années de données journalières de pluie sont utilisées pour analyser les pluies maximales annuelles. Deux approches sont employées pour tester l'hypothèse de stationnarité de ces séries. Les résultats montrent qu'il y a très probablement eu une diminution brusque des extrêmes pluviométriques autour de l'année 1970.*

***Mots-clés** : Extrêmes, précipitation, stationnarité, Afrique de l'Ouest.*

Abstract: Recent trend in extreme rainfall in West Africa.
The increase of flood damages in West Africa raises the question of the recent evolution of extreme rainfall in this part of the world. Annual rainfall maxima are extracted from 99 daily rainfall series in the central Sahel. Two approaches are used to test the hypothesis of stationarity of these series. The results show a sudden decrease in extreme rainfall around the year 1970.

***Keywords**: Extreme, rainfall, stationarity, West Africa.*

Introduction

L'Afrique de l'Ouest est connue pour avoir subi depuis les années 1970 une sécheresse d'une durée et d'une ampleur inégalées dans le monde (Dai *et al.*, 2004). Paradoxalement, en dépit des conditions sèches prédominantes, la région doit faire face à des pluies torrentielles et des inondations qui ont un impact considérable sur l'environnement, les activités humaines et l'économie de la région. Bien que le phénomène ne soit pas nouveau (Tarhule, 2005), un nombre croissant d'événements hydrologiques extrêmes et de dommages associés ont été répertoriés durant la dernière décennie. La forte croissance démographique, le changement d'occupation du sol qui l'accompagne ainsi que l'absence de programmes de mitigation accentuent la vulnérabilité des populations ouest-africaines à ces événements hydrologiques extrêmes (Tschakert, 2007 ; Di-Baldassarre *et al.*, 2010 ; Petra Tschakert *et al.*, 2010).

Les précipitations intenses qui touchent ponctuellement la région durant la mousson sont le principal facteur naturel incriminé dans la genèse des inondations. Dans la perspective de la continuité du réchauffement climatique, une augmentation des précipitations à l'échelle globale est attendue (Trenberth *et al.*, 2003 ; Emori & Brown, 2005 ; Held & Soden, 2006 ; O'Gorman & Schneider, 2009). Sur la base de scénarios climatiques simulés par les modèles de circulation générale (GCM), plusieurs études prédisent une augmentation des précipitations plus intenses à l'avenir (Allen & Ingram, 2002 ; Voss *et al.*, 2002 ; Sun *et al.*, 2007 ; Min *et al.*, 2011). D'autres études analysent les tendances passées et montrent que cette tendance est déjà perceptible dans les dernières années (Dore, 2005). Cependant, cette évolution à l'échelle globale masque des différences régionales importantes. Ceci est particulièrement vrai dans les régions tropicales qui sont sous-représentées dans ces études globales. L'Afrique de l'Ouest fait partie de ces régions où il y a un besoin important de caractériser l'évolution récente des pluies extrêmes.

Le but de cette étude est donc d'analyser les tendances dans les séries de précipitations extrêmes en Afrique de l'Ouest.

1. Données et région d'étude

1.1. Contexte climatologique de l'Afrique de l'Ouest

Le climat de l'Afrique de l'ouest est un climat de mousson, qui a plusieurs caractéristiques marquantes illustrées par la figure 1. Le cumul annuel des précipitations suit un gradient Nord-Sud (figure 1a). Ce gradient est d'environ 1 mm/km dans la partie sahélienne (Lebel *et al.*, 1992). Le cycle saisonnier est rythmé par la mousson avec une saison sèche et une saison humide, la durée de la saison des pluies se raccourcissant lorsque l'on se déplace vers le Nord. La région connaît une forte variabilité interannuelle du cumul annuel de précipitation, comme le montre l'indice standardisé de précipitation calculé pour la zone du Sahel central de 1930 à 2010 (figure 1b). A cette variabilité interannuelle se superpose un signal décennal caractérisé par une baisse rapide et durable des précipitations depuis la fin des années 1960, un retour vers des conditions plus proches de la normale sur 100 ans étant observé depuis le milieu des années 2000 (Nicholson, 2005).

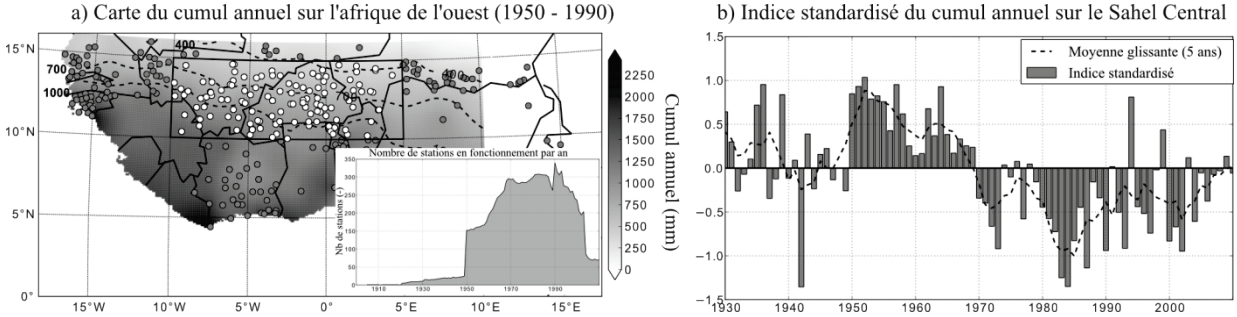


Figure 1 : a) Cumul annuel pendant la période 1950-1990. Le rectangle correspond à la zone du Sahel Central. Les stations utilisées pour l'étude sont illustrées par les points blancs, les points gris représentent les stations utilisées pour réaliser la carte du cumul annuel. b) Variation du cumul annuel standardisé sur la zone du Sahel Central.

1.2. Données pluviométriques utilisées, extension temporelle et spatiale de l'étude

L'étude des extrêmes requiert de longues séries de données surtout lorsque l'on s'intéresse d'éventuelles non stationnarités. On dispose pour cette étude de données journalières de précipitation issues de pluviomètres provenant des bases de données récentes (BADOPLU et AMMA). Afin d'avoir une bonne représentativité de la région et un nombre suffisant de stations, la zone choisie s'étend de 10°W à 5°E et de 10°N à 15°N (figure 1), ce qui correspond exactement au Sahel Central (Lebel & Ali, 2009). Au total 99 stations contenant au minimum 50 années de données ont pu être sélectionnées.

2. Méthodologie

2.1. Echantillonnage - Théorie des valeurs extrêmes

L'approche Block Maxima Analysis est utilisée pour sélectionner les extrêmes (Coles, 2001). Elle consiste à définir des blocs de n observations, et de prendre le maxima de chaque bloc à partir d'un vecteur (X1, … , Xk) de k valeurs indépendantes. On obtient un échantillon de N = k/n maxima :

$$(Z_1 ... Z_N) = \{\max(x_1,...,x_n), \max(x_{n+1},...,x_{2n}),...\max(x_{k-n+1},...,x_k)\} \qquad \textit{Eq. 1}$$

Dans cette étude, chaque bloc représente une année d'observation (n = 365.25 obs.). Les pluies maximales journalières annuelles sont extraites à partir des 99 séries ponctuelles de données journalières. Deux méthodes présentées dans les sections 2.2 et 2.3 ont été appliquées pour détecter d'éventuelles évolutions dans la distribution de ces maxima.

2.2. Tests statistiques de stationnarité

Les tests statistiques de stationnarité permettent de détecter des tendances ou des ruptures sur des séries temporelles. Ces tests pour la plupart sont non paramétriques, c'est-à-dire qu'ils n'ont pas (ou peu) d'hypothèses sur la distribution de la série testée. Ils sont appliqués ici aux 99 séries de maxima. L'hypothèse nulle H0 « la série est stationnaire » est comparée à l'hypothèse alternative H1 « la série possède une tendance ou/et une rupture ». Le test renvoie la significativité de l'hypothèse alternative, ce qui correspond au risque de rejeter l'hypothèse nulle à tort (risque de première espèce). Huit tests ont été appliqués aux séries ponctuelles. Quatre d'entre eux testent une tendance linéaire (Pearson, Mann-Kendall, Spearmann, KPSS) dans les séries, trois autres testent une rupture (Pettitt, Kehagias et Fortin, Smadi et Zghoul), le test de Lombard teste ces deux hypothèses alternatives.

2.3. GEV dépendant du temps

Un autre moyen de tester la non stationnarité dans une série de maxima est d'utiliser la loi GEV (Generalized Extreme Value). En effet, un échantillon de maxima suit théoriquement une loi GEV (Coles, 2001) dont la fonction de répartition est la suivante :

$$G(z) = \exp\left\{-\left[1+\xi\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right]^{-1/\xi}\right\} \quad \text{pour} \quad z > \mu - \frac{\sigma}{\xi} \qquad \textit{Eq. 2}$$

Le paramètre μ est le paramètre de position, σ>0 le paramètre d'échelle et ξ le paramètre de forme. Ce dernier décrit le comportement asymptotique de la queue de distribution : s'il est positif (resp. négatif) la distribution est dite à queue lourde (resp. bornée). Quand ξ=0, alors la loi GEV devient la loi de Gumbel (queue légère) :

$$G(z) = \exp\left\{-\exp\left[-\left(\frac{z-\mu}{\sigma}\right)\right]\right\} \qquad \textit{Eq. 3}$$

La stationnarité va être testée ici en comparant un modèle GEV0 stationnaire avec un modèle GEV1 non stationnaire sur chacune des 99 séries de maxima. Le modèle GEV0 supporte l'hypothèse nulle H0 (la série est stationnaire). Les trois paramètres μ, σ et ξ sont ajustés en maximisant la vraisemblance (LGEV0). Le modèle GEV1 a un paramètre de position μ(t) dépendant linéairement d'une co-variable temporelle :

$$\mu(t) = \mu_0 + \mu_1 \times t \qquad \textit{Eq. 4}$$

La co-variable temporelle t est ici un vecteur de N valeurs comprises entre 0 et 1 correspondants aux N maxima observés. La forme de la co-variable t indique le type de non stationnarité ajustée :

Un vecteur allant de 0 à 1 par incrément de 1/(N-1) force le paramètre μ(t) à avoir une tendance linéaire avec le temps ;

Alternativement, un vecteur du type (0, 0, 0 ….0, 0, 1, 1 … 1, 1) force une rupture au moment où la valeur de t passe de 0 à 1.

Il est alors possible d'ajuster 1 modèle GEV1 qui a une tendance linéaire et N-1 modèles GEV1 ayant une rupture (en pratique on retire toutes les co-variables temporelles présentant une rupture dans les 5 premières/dernières années). Le modèle GEV1 ayant la meilleure vraisemblance (LGEV1) est alors retenu pour une comparaison avec le modèle GEV0 stationnaire. Le fait que les séries de maxima ne soient pas auto-corrélées temporellement et

que le model GEV0 fasse partie de l'ensemble des modèles GEV1 (lorsque μ1=0) autorise le calcul de la significativité avec un Likelihood Ratio test :

$$-2 \times \log \frac{L_{GEV0}}{L_{GEV1}} \qquad \textit{Eq. 5}$$

Ce ratio suit une loi de distribution du Khi deux à 1 degré de liberté, ce qui permet d'évaluer la significativité de l'apport de vraisemblance apportée par le modèle GEV1, et donc d'accepter/rejeter l'hypothèse H0.

3. Résultats et discussion

3.1. Tests statistiques de stationnarité

La figure 2 montre les résultats des huit tests statistiques de stationnarité. Les cartes montrent les séries acceptant/rejetant l'hypothèse H0 avec risque de première espèce de 5 %. Hormis pour le test de Kehagias et Fortin qui rejette H0 pour la plupart des stations, les tests sont très concordants entre eux, pointant environ entre 20 % et 25 % de stations qui rejettent l'hypothèse de stationnarité. Il n'y a pas d'organisation spatiale des rejets de H0.

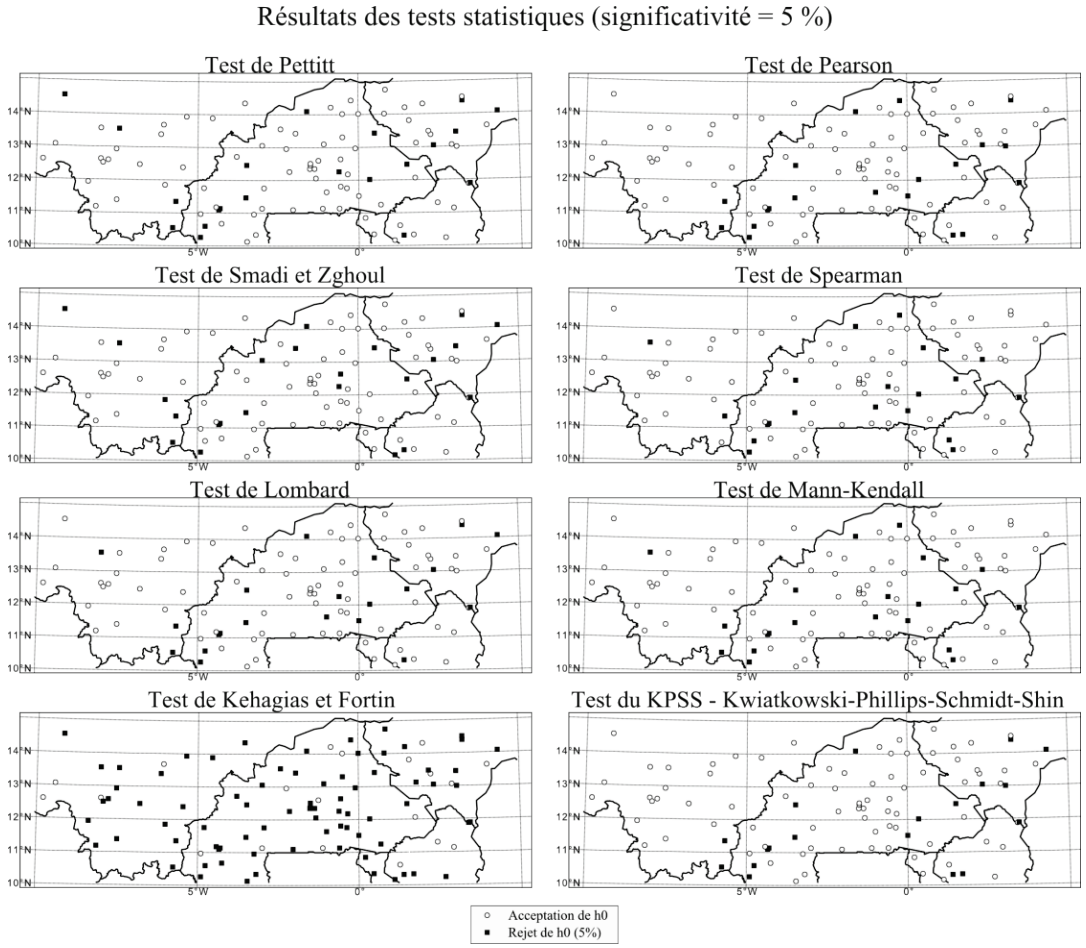


Figure 2 : Résultats des tests statistiques appliqués aux 99 séries de maxima ayant au minimum 50 années de données. Rejet de l'hypothèse H0 (la série est stationnaire) avec une significativité de 5 %.

Ces résultats ne permettent pas de tirer de conclusion quand à la stationnarité des extrêmes dans la région. D'une part, le fait que les tests soient concordants entre eux indique que les séries qui rejettent H0 présentent une non stationnarité qui n'est pas due à la sensibilité du test

employé. D'autre part, le nombre de stations rejetant H0 est largement supérieur à 5 % mais trop faible pour conclure à une non stationnarité régionale. Le fait qu'il n'y ait pas d'organisation spatiale ne permet pas non plus de différencier des sous régions présentant une majorité de séries stationnaires et des sous régions ayant une forte proportion de rejet de H0.

3.2. Likelihood ratio test / GEV dépendant du temps

La figure 3 montre les résultats du likelihood ratio test. A l'instar des précédents résultats, la carte (figure 3a) ne montre pas non plus d'organisation spatiale des rejets du modèle GEV0 stationnaire. Par contre, le nombre de rejets est largement supérieur avec 54 rejets de H0. Il faut noter que le meilleur modèle GEV1 ne trouve une tendance que pour deux séries, tous les autres présentent donc des ruptures. La date des ruptures est illustrée par la figure 3b. Parmi les 54 rejets, 12 sont des rejets positifs et 42 sont des rejets négatifs. Une grande majorité de ces rejets négatifs sont situés autour des années 1970.

Ces résultats sont plus clairs. L'apport d'une hypothèse sur la distribution lorsque l'on utilise cette méthode augmente le nombre de rejets de H0. De plus, le fait que les non stationnarités les plus nombreuses correspondent à des ruptures négatives autour de 1970 n'est pas anodin (date de la rupture sur les cumuls annuels). Ceci vient appuyer l'hypothèse d'une rupture négative des extrêmes à la fin des années 60.

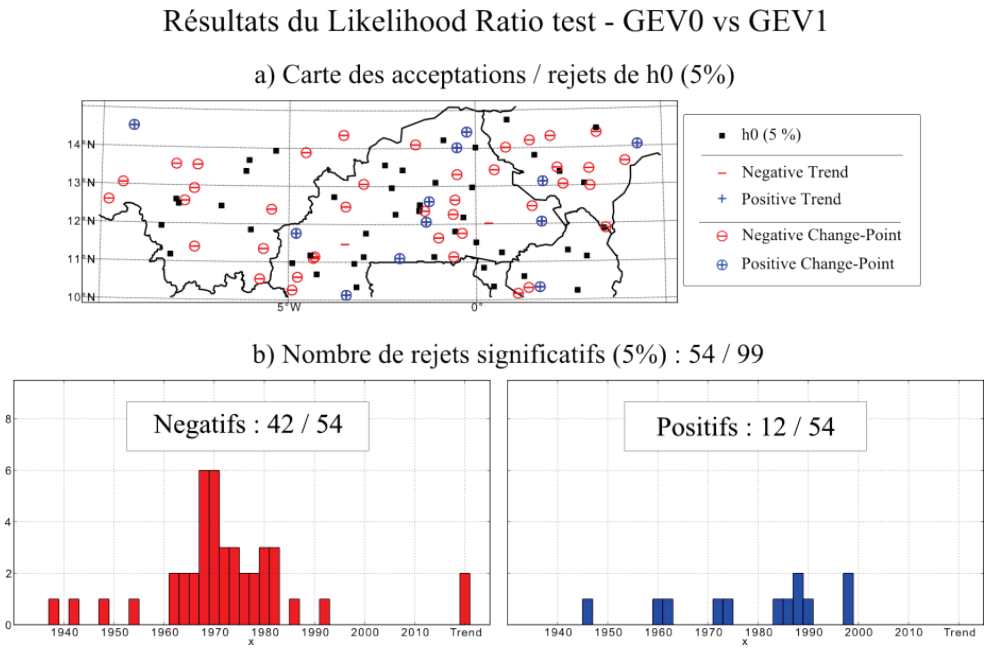


Figure 3 : Résultat du likelihood ratio test entre le model GEV0 stationnaire comparé au model GEV1 non stationnaire. a) Carte des rejets de H0. b) Répartition temporelle des rejets significatifs de H0 (5 %) positifs et négatifs.

Conclusion

Cette étude analyse la stationnarité des séries de maxima annuels sur le Sahel Central. Alors que la rupture des années 1970 est vue par la plupart de tests statistiques sur la quasi-totalité des séries de cumul annuel, il n'en est pas de même lorsque l'on analyse les séries d'extrême, en l'occurrence la série des maxima annuels de pluie journalière. La forte variabilité de ces séries rend les tests statistiques de stationnarité 'classiques' peu puissants et probablement inadaptés aux séries d'extrêmes. L'apport d'une hypothèse sur la distribution des séries apporte une contrainte supplémentaire qui augmente le taux de rejets de l'hypothèse de stationnarité. Cette étude tendrait à montrer qu'en Afrique de l'Ouest, la rupture bien

documentée sur les cumuls annuels à la fin des années 1970 pourrait avoir été accompagnée par une rupture négative concomitante des extrêmes. Cette hypothèse demande à être vérifiée. Pour ce faire, une analyse basée sur le concept de maximisation de la vraisemblance régionale est en cours.

Références bibliographiques

Allen M.R. & Ingram W.J., 2002 : Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419(6903), 224-232.

Coles S., 2001 : *An introduction to statistical modeling of extreme values*. London, New York: Springer.

Dai A. *et al.*, 2004 : The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, 24(11), 1323-1331.

Di-Baldassarre G. *et al.*, 2010 : Flood fatalities in Africa: From diagnosis to mitigation. *Geophysical Research Letters*, 37(22).

Dore M.H., 2005 : Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know? *Environment International*, 31, 1167-1181.

Emori S. & Brown S.J., 2005 : Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706.

Held I.M. & Soden B.J., 2006 : Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 19(21), 5686–5699.

Lebel T. & Ali A., 2009 : Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2), 52–64.

Lebel T. *et al.*, 1992 : Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. *Hydrological Sciences*, 37, 201-215.

Min S.-K. *et al.*, 2011 : Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378-381.

Nicholson S., 2005 : On the question of the « recovery » of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments*, 63, 615-641.

O'Gorman P.A. & Schneider T., 2009 : The physical basis for increases in precipitation extremes in simulations of 21st-century climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35), 14773.

Sun Y. *et al.*, 2007 : How Often Will It Rain? *Journal of Climate*, 20(19), 4801-4818.

Tarhule A., 2005 : Damaging Rainfall and Flooding: The Other Sahel Hazards. *Climatic Change*, 72(3), 355-377.

Trenberth K.E. *et al.*, 2003 : The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(9), 1205-1217.

Tschakert P. *et al.*, 2010 : Floods in the Sahel: an analysis of anomalies, memory, and anticipatory learning. *Climatic Change*, 103(3-4), 471-502.

Tschakert P., 2007 : Views from the vulnerable: Understanding climatic and other stressors in the Sahel. *Global Environmental Cha*nge, 17(3-4), 381-396.

Voss R., May W. & Roeckner E., 2002 : Enhanced resolution modelling study on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *International Journal of Climatology*, 22(7), 755-777.

IMPACT DES VARIATIONS CLIMATIQUES SUR LA PHÉNOLOGIE AU SEIN DE DEUX ZONES ATELIERS : ALPES ET ARMORIQUE

Benoît PERRIMOND [1], Sylvain BIGOT [1] et Hervé QUENOL [2]

[1] *Université Joseph Fourier - Grenoble 1 /CNRS/G-INP/IRD, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement - LTHE UMR 5564, BP 53, 460 rue de la Piscine, F-38041 Grenoble cedex 9, France. perrimond.benoit@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr*

[2] *COSTEL UMR 6554 CNRS (LETG) - FR/IFR CAREN, Université Rennes 2 - Place du Recteur Henri Le Moal - CS 24 307, Rennes, F-35043 cedex, France. herve.quenol@uhb.fr*

Résumé *: En France, les Zones Ateliers (ZA) du CNRS sont des espaces privilégiés pour la plupart des études portant sur les écosystèmes et leurs interactions bioclimatiques. Afin de mieux comprendre et d'anticiper les potentielles modifications des principaux stades phénologiques de la végétation (débourrement, sénescence, ...) imposées par des variations climatiques interannuelles, ce travail étudie certaines relations entre le climat et la dynamique végétale (vue au travers d'un indice de végétation tel que le NDVI) à l'échelle régionale, pour deux types de paysages différents, l'un en milieu montagnard (la ZA Alpes) et l'autre en milieu côtier (la ZA Armorique). Les analyses portent sur les principales variables climatiques (température et précipitation) contrôlant la dynamique inter- et intra-annuelle de la végétation.*

Mots-clés *: Zones Ateliers, réanalyses SAFRAN, phénologie.*

Abstract*: **Effects of climate change on phenology in two French LTER (Alps and Brittany).***
French LTER (Long Term Ecological Research site) from the French National Centre for Scientific Research are privileged field for ecosystem and bioclimatic relationship study. To better understand and anticipate potential variation of main phenological stage for vegetation, this study examine relationship between climate and phenological stage (through NDVI data) at a regional and seasonal scale for two different landscapes: coastal field (ZA Armorique – LTER Armorican) and alpine field (ZA Alpes – LTER Alps). Analysis is based on comparison of main climatic variable (temperature and precipitation) and phenological stage.

Keywords*: Long Term Ecological Reseach network, SAFRAN-France reanalysis, phenology.*

Introduction

Dans le cadre du changement climatique, il apparaît évident de mener des études d'impacts pour caractériser et préciser les nombreuses conséquences de ces variations climatiques sur la planète. Depuis plusieurs années, on observe déjà un changement climatique et simultanément, une modification du cycle de vie à la fois chez les plantes et les animaux (IPCC, 2007). En Europe, la végétation caduque redémarre plus vite en début de printemps et les saisons végétatives durent plus longtemps à cause d'une chute des feuilles plus tardive (Menzel *et al.*, 2006). Ce phénomène, s'il est encore amplifié, pourrait avoir des conséquences positives ou négatives pour les écosystèmes (par exemple, la désynchronisation des périodes de pollinisation ou le changement de répartition spécifique des espèces) et pour l'homme (possibilité d'augmenter les rendements agricoles ou le nombre de cultures par an, évolution des calendriers agricoles et itinéraires techniques). Mais les relations entre cycles de la végétation et les variations climatiques sont encore mal comprises.

Afin de mieux cerner ces interactions, une comparaison de la variabilité phénologique pour deux types d'occupation du sol – agricole et naturel – et de la variabilité climatique saisonnière est proposée dans cette étude. Les deux zones d'intérêt présentent des caractéristiques géographiques et climatiques très différentes ; l'Armorique est soumise à un climat océanique avec un sol principalement occupé par des terrains agricoles (prairie et culture) alors que l'espace alpin se caractérise par un climat montagnard et un sol naturel et forestier, ainsi que des espaces prairiaux.

1. Les 2 Zones Ateliers : présentation et objectif

Les deux zones d'étude font parties d'un réseau national financé par l'Institut Ecologie et Environnement du CNRS (INEE) qui rassemble onze sites étudiés particulièrement pour des travaux sur l'environnement et ses rapports avec les activités humaines. La particularité des deux ZA choisies (Alpes et Armorique) est leur intérêt commun pour l'étude du changement climatique et de son impact sur l'environnement. La partie armoricaine est principalement concernée par l'impact des variations climatiques sur l'agriculture étant donné que 69 % de la superficie est occupé par des terres à vocation agricole (selon la base de données Corine Land Cover ; Bossard *et al.*, 2000), tandis que la partie alpine est plus intéressée par l'impact sur les milieux naturels car constituée majoritairement (65 %) de milieux semi-naturels ou forestiers (figure 1).

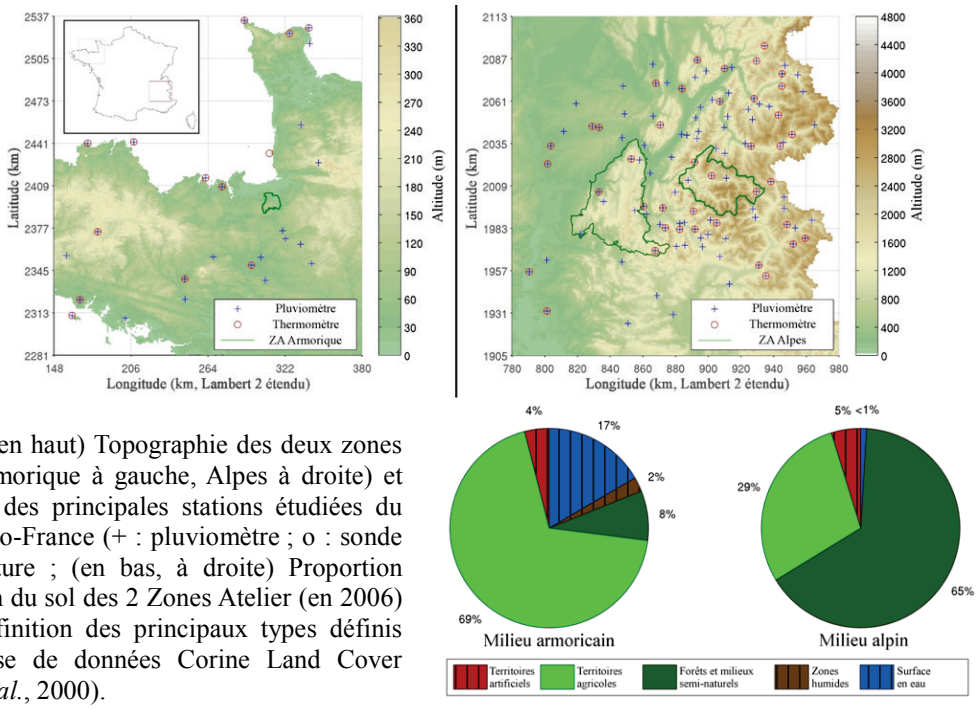


Figure 1 : (en haut) Topographie des deux zones d'étude (Armorique à gauche, Alpes à droite) et localisation des principales stations étudiées du réseau Météo-France (+ : pluviomètre ; o : sonde de température ; (en bas, à droite) Proportion d'occupation du sol des 2 Zones Atelier (en 2006) selon la définition des principaux types définis dans la base de données Corine Land Cover (Bossard *et al.*, 2000).

En dehors des séries stationnelles, les données climatiques analysées proviennent des réanalyses SAFRAN-France (Vidal *et al.*, 2010) et les données phénologiques sont issues d'une analyse temporelle de séries d'indice de végétation de type NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) calculés à partir des données SPOT-VGT (Henry *et al.*, 1996). La comparaison porte sur deux principaux stades phénologiques (le débourrement et la sénescence) et sur deux variables climatiques (les précipitations et les températures). L'objectif de cette étude est donc de déterminer la part des facteurs climatiques dans la variabilité interannuelle des stades phénologiques des deux espaces d'étude.

2. Variabilité climatique interannuelle et intra-saisonnière des 2 ZA

Selon la classification en type de climats de Joly *et al.* (2010), le milieu armoricain est identifié par deux climats océaniques définis en fonction de la distance à l'océan. La région alpine étudiée ici regroupe différentes zones climatiques (climat montagnard, semi-montagnard et méditerranéen) (Bigot et Rome, 2010). Ces différences sont principalement dues à la localisation géographique et aux caractéristiques topographiques (figure 1a). La Zone Atelier Armorique est caractérisée par un climat littoral océanique (sur la période 1961-1990, une température moyenne de 11°C et des précipitations annuelles totales de 860 mm).

Les températures mensuelles varient peu sur l'année, contrairement aux cumuls de précipitations pour lesquels on observe une saison humide en hiver et une saison sèche en été. La région alpine se caractérise par une température annuelle moyenne de 7°C et un cumul annuel de précipitation de 1100 mm. Dans les Alpes, le contraste thermique entre l'hiver et l'été est important (14°C), et les précipitations présentent une alternance de deux saisons humides (printemps et automne) et deux saisons 'sèches' (hiver et été).

L'évolution pluvio-thermique des deux régions est assez similaire depuis les années cinquante (figure 2). On observe ainsi une augmentation de température depuis 1987, rupture observée également à l'échelle européenne (Wijngaard *et al.*, 2003). A l'échelle saisonnière, le régime thermique de janvier à août a augmenté significativement pour la période 1988-2010 par rapport à la période 1959-2010 (figure 3). Aucune tendance ni rupture significative n'est observée lorsqu'on analyse la variabilité pluviométrique interannuelle. Mais grâce à une analyse par transformée en ondelettes calculée sur les séries annuelles, on observe cependant une modification fréquentielle de la variabilité interannuelle des précipitations : depuis les années 1990, les précipitations enregistrent une période de variabilité marquée de l'ordre de 8 ans alors que pour la période 1958-1990, les séries pluviométriques sont plutôt marquées par un cycle de l'ordre de 2-4 ans (figures non montrées).

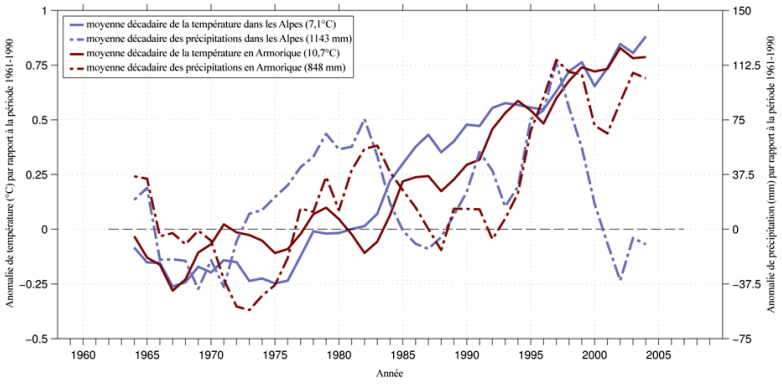


Figure 2 : Anomalies de température (traits pleins) et de précipitations (traits discontinus) calculées à partir des réanalyses SAFRAN-France (séries lissées avec un filtre moyen de 11 ans) sur la période 1959-2009 par rapport à la moyenne 1961-1990, à l'échelle des deux zones d'étude : la ZA Armorique (en traits foncés) et la ZA Alpes (en traits clairs).

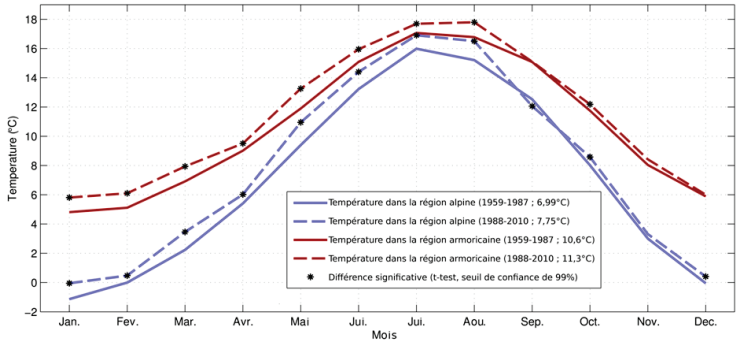


Figure 3 : Moyenne thermique mensuelle calculée pour deux périodes significativement différentes (1959-1987, ligne continue ; 1988-2010, ligne discontinue) pour les deux zones d'étude (la ZA Alpes en clair ; la ZA Armorique en foncé).

3. Méthode

Afin de réaliser cette étude en prenant en compte les différentes caractéristiques géographiques des deux milieux (latitude, altitude, orientation, pente, ou encore distance à

l'océan,...), l'utilisation d'informations spatialisés a été privilégiée devant les données ponctuelles issues de réseaux météorologique et/ou phénologique, permettant de discriminer, à l'échelle d'un espace régional, les principales interactions présentes entre la phénologie et les contraintes climatiques. Les données climatiques issues des réanalyses SAFRAN-France (Durand *et al.*, 2009) sont analysées en étant préalablement validées sur les deux zones d'étude (Perrimond *et al.*, 2011). Une comparaison des mesures issues du réseau Météo-France et des réanalyses a été effectuée à une échelle mensuelle pour la période de disponibilité des données (1958-2010) : un biais thermique légèrement négatif (-0,23°C pour la ZA Armorique et -0,5°C pour la ZA Alpes) ainsi qu'un biais pluviométrique positif (0,15 mm pour la ZA Armorique et 11 mm pour la ZA Alpes) sont observés. Malgré une correction des données selon la topographie pour la partie alpine, les données enregistrent toujours un biais et une erreur moyenne.

La température moyenne ainsi que les cumuls pluviométriques sont étudiés à une échelle saisonnière (DJF, MAM, JJA, SON) pour caractériser les principales contraintes hydroclimatiques qui vont avoir un impact significatif sur le cycle de vie saisonnier de la végétation. Pour la plupart des végétaux, la température agit comme catalyseur pour la photosynthèse (présence d'optimum thermique) et les précipitations fournissent l'eau indispensable au développement de la plante (transfert de soluté du sol vers la plante, refroidissement de la plante). Pour pouvoir étudier l'influence du climat sur la végétation, les stades phénologiques apparaissent comme les meilleurs paramètres et marqueurs à relier au climat. Les dates des principales phénophases sont déterminées à partir des produits de synthèse décadaire du NDVI issus des données SPOT-VGT, avec une résolution spatiale de 1×1 km² et sur la période de disponibilité de ces données satellitaires (1998-2010). Les séries temporelles de NDVI sont traitées, sur les deux espaces d'étude, par l'intermédiaire du logiciel PhenoSat (Rodrigues *et al.*, 2011) qui permet de discriminer via les points d'inflexion de la série, les principales phénophases pour chacun des pixels considéré comme essentiellement végétalisé et caractéristique du milieu (terrain agricole pour la partie armoricaine et terrain semi-naturel ou forestier pour la partie alpine).

4. Résultats

Pour le milieu armoricain, les anomalies de température et de précipitations sont réparties de manière homogène par rapport à la période 1988-2010 (figure 4), contrairement à la zone alpine où les conditions à l'échelle annuelle peuvent être classées en deux groupes (années chaudes et sèches / années froides et humides).

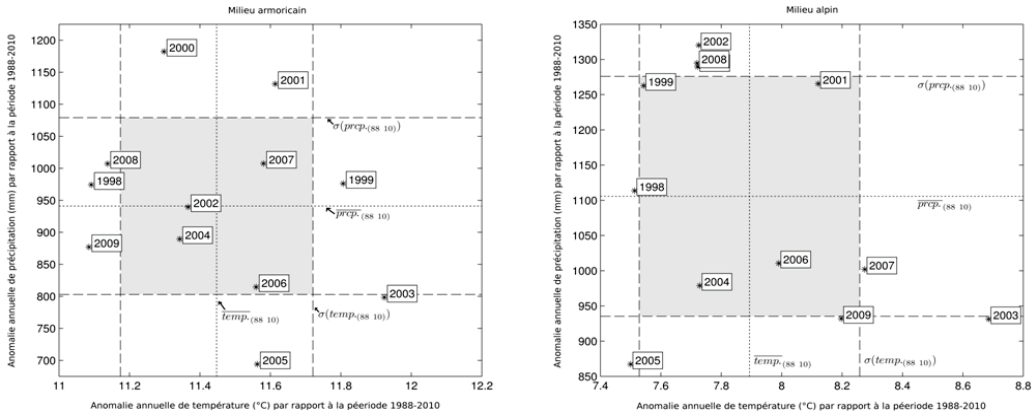


Figure 4 : Relations bivariées des anomalies pluvio-thermiques pour les deux espaces d'étude : Armorique (à gauche) et Alpes (à droite) pour la période 1998-2010 ; les anomalies sont calculées par rapport à la période climatique 1988-2010, considérée comme statistiquement homogène ; la surface grisée indique les variations pluvio-thermiques inférieures à 1 écart-type.

On note cependant certaines similitudes sur les deux espaces : 1998 (année froide), 2000 (année froide et humide), 2003 (année chaude et sèche) ou 2005 (année tempérée et sèche). Ces variations interannuelles permettent alors de comparer les calendriers et variations phénologiques pour différentes années enregistrant des écarts pluvio-thermiques significatifs.

Afin de comparer la variabilité des phénophases et des contraintes climatiques, pour chacun des pixels (essentiellement des espaces agricoles pour le milieu armoricain et des espaces naturels – ou en tous les cas, faiblement anthropisés – pour le milieu alpin), on calcule le coefficient de corrélation de Spearman entre une série phénologique et une série climatique. La série phénologique est constituée des dates de l'événement phénologique (débourrement ou sénescence) pour chaque année et les séries climatiques sont constituées de la moyenne saisonnière pour chacune des variables (température et précipitations) pour chacune des quatre saisons. On obtient donc pour chaque pixel, 16 coefficients de corrélation soit 8 par événement phénologique. On sélectionne ensuite la variable climatique qui enregistre le coefficient le plus élevé (la valeur absolue du coefficient devant être supérieure à 0,5) comme facteur explicatif. Pour le milieu armoricain, on observe que le cumul saisonnier de précipitation est le facteur permettant d'expliquer au total 80 % (*resp. 60 %*) des variations des dates de débourrement (*resp. sénescence*) alors que dans le cas de la ZA Alpes, les précipitations et les températures indiquent un contrôle équivalent sur les variations temporelles des dates phénologiques, de l'ordre de 53-54 % pour le facteur thermique contre 46-47 % pour le facteur pluviométrique (figure 5). Les spécificités géographiques et écologiques de chaque région pourraient expliquer ces différences de comportement. Dans les Alpes, la température est un facteur bioclimatique limitant dans les zones de haute altitude (par rapport à l'apparition du gel) contrairement aux précipitations qui sont plus importantes à basse altitude. En Armorique, l'amplitude des variations saisonnières de température étant plus faibles que celles des précipitations, la température ne semble pas être le facteur explicatif prépondérant sur le calendrier phénologique.

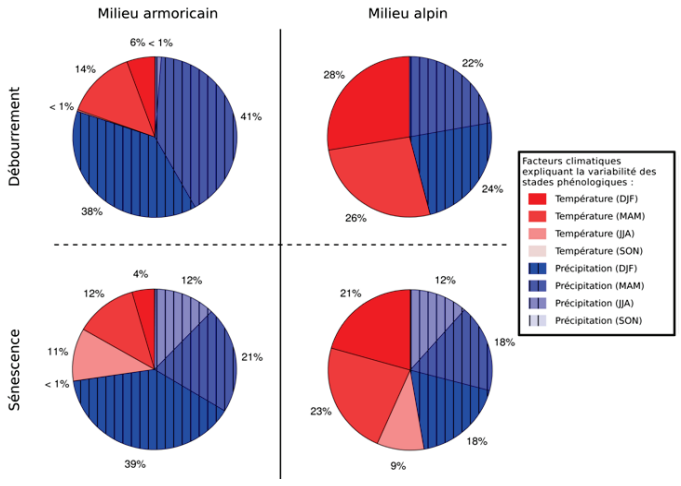


Figure 5 : Proportion des différents facteurs climatiques (température et précipitations saisonnières) retenus pour expliquer la variabilité de deux dates phénologiques (débourrement, en haut et sénescence, en bas) pour deux espaces à l'occupation du sol très différente (terrains agricoles de la ZA Armorique à gauche, et terrains naturels de la ZA Alpes à droite). Le facteur thermique est hachuré.

Les prévisions climatiques du projet d'ENSEMBLE (Van der Linden *et al.*, 2009) prévoient pour le futur (2021-2050) une augmentation des températures plus significative au sud de la France qu'au nord, avec une répartition saisonnière homogène, ainsi qu'une diminution des précipitations sur la partie Sud de la France et une augmentation sur la partie Nord (la position de la limite nord-sud n'étant pas encore clairement identifiée). En hiver, les précipitations ainsi que la température seront plus élevées provoquant ainsi un débourrement plus rapide de la végétation tandis que pour la sénescence, une prise en compte des événements climatiques extrêmes (sécheresse et vague de chaleur) reste à préciser pour déterminer leur évolution future (sachant que ces aléas sont prévus à la hausse).

Conclusion

Dans cette étude préliminaire est présentée, pour deux espaces d'étude correspondant à des Zones Ateliers du CNRS, l'analyse de la variabilité interannuelle de certains stades phénologiques influencés par la variabilité climatique. Les deux zones ne montrent pas les mêmes réactions face aux variations pluvio-thermiques enregistrées sur la période analysée (1998-2010). La végétation essentiellement agricole d'Armorique est vraisemblablement plus sensible aux variations des précipitations, alors que la variabilité des espaces végétalisés alpins montre plutôt une sensibilité (*i.e.* une corrélation non-linéaire monotone ici) identique sur le plan des variations thermique et pluviométrique. Pour améliorer la compréhension des processus interactifs entre climat et végétation, actuellement les jeux de données spatialisés ne manquent pas (télédétection, réanalyses, modélisations) mais les procédés d'analyse peuvent être longs et apportent en conséquent de nombreuses incertitudes. Pour augmenter la précision de ces études, de longues séries de données sont encore nécessaires, et les meilleures méthodes de correction et d'analyse des données doivent être appliquées.

Références bibliographiques

Bigot S. et Rome S, 2010 : Contraintes climatiques dans les Préalpes françaises : évolution récente et conséquences potentielles futures. *EchoGéo* [En ligne], numéro 14 | 2010, mis en ligne le 16 décembre 2010, consulté le 21 mai 2012. URL : http://echogeo.revues.org/12160

Bossard M., Fernaec J., Otahel J., 2000 : *Corine Land Cover technical guide – Addendum 2000*. http://terrestrial.eionet.europa.eu/. EEA Technical report, 40.

Henry P., Thierry Gentet, Michel Arnaud et Christer Andersson, 1996 : The VEGETATION system: A global earth monitoring from SPOT satellites. *Acta Astronautica*, 38, 487-492.

IPCC, 2007 : *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K. B., Tignor M. and Miller H. (Eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M. et Wavresky P., 2010 : Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography* [En ligne], article 501, mis en ligne le 18 juin 2010, consulté le 10 avril 2012. URL : http://cybergeo.revues.org/23155 ; DOI : 10.4000/cybergeo.23155.

Menzel A., Sparks T. H., Estrella N., Koch E., Aasa A., Ahas R., Alm-Kubler K., Bissolli P., Braslavska O., Briede A., Chmielewski F. M., Crepinsek Z., Curnel Y., Dahl Å., Defila C., Donnelly A., Filella Y., Jatczak K., Mage F., Mestre A., Nordli Ø., Penuelas J., Pirinen P., Remisova V., Scheifinger H., Striz M., Susnik A., Van Vliet A. J. H., Wielgolaski F.-E., Zach S. et Zust A., 2006 : European phenological response to climate change matches the warming pattern. *Global Change Biology*, 12, 1969-1976. doi: 10.1111/j.1365-2486.2006.01193.x

Perrimond B., Bigot S., Quénol H., 2011 : *Variations climatiques observées à l'échelle de deux Zones Ateliers Alpes et Armorique pour la période 1959-2009*. Poster présenté lors du 1er Colloque des Zones Ateliers, Rennes, France, 4-7 Octobre 2011.

Rodrigues A., Marcal A.R.S. et Cunha M., 2011 : PhenoSat: A tool for vegetation temporal analysis from satellite image data. *MultiTemp*, 11, 45-48.

van der Linden P., et J.F.B. Mitchell (eds.) 2009 : *ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 pp.

Vidal J.-P., Martin E., Franchistéguy L., Baillon M., Soubeyroux J.-M., 2009 : A 50-year high-resolution atmospheric reanalysis over France with the Safran System. *Int. J. Climatol.*, 30, 1627-1644. doi: 10.1002/joc.2003.

Wijngaard J. B., Klein Tank, A. M. G. and Können G. P., 2003 : Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *Int. J. Climatol.*, 23, 679-692. doi: 10.1002/joc.906.

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE DE LA DRÔME : ANALYSE ET ÉVALUATION DES PROJECTIONS CLIMATIQUES ISSUES DU PROGRAMME SCAMPEI

Félix PHILIPPE, Sylvain BIGOT et Sandra ROME

Université Joseph Fourier, LTHE UMR 5564, UJF-CNRS-IRD, BP 53, 38041 Grenoble Cedex 9, France ; felix.philippe@e.ujf-grenoble.fr, sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr, sandra.rome@ujf-grenoble.fr

Résumé : *Les scenarii climatiques de méso-échelle ont permis une première avancée dans le cadre de la compréhension des effets du changement climatique, qui étaient jusque-là envisagés de manière globale. Les projections climatiques de fine échelle issues du programme SCAMPEI, et étudiées dans le cadre du programme GICC2-ECCLAIRA-DECLIC, constituent une nouvelle avancée significative en la matière et permettent de mieux appréhender les évolutions régionales du climat à moyen terme et d'ici la fin du siècle. L'analyse de ces scenarii soulève de nombreux enjeux pour les décideurs et gestionnaires du département de la Drôme. L'évaluation à partir d'observations issues du réseau Météo-France et, par la suite, l'analyse de séries météorologiques et nivologiques au niveau de quelques points de grille du département, permettent ici de caractériser certaines évolutions observées et attendues du climat départemental, aussi bien en termes de moyennes que d'extrêmes, et donne un aperçu de l'évolution du couvert nival en zone de montagne.*

Mots-clés : *Changement climatique, Drôme, prévisions, extrêmes climatiques, moyenne montagne.*

Abstract: Climate change at the Drôme region scale: analysis and evaluation of the climate projections from the SCAMPEI program.
Mesoscale climatic scenarios provided a first step to understanding climate change impacts, which were previously considered on a global scale. The fine-scale climatic projections from the SCAMPEI project, studied in GICC2-ECCLAIRA-DECLIC program, represent a significant new advance in this field and allow a better insight into regional climate changes in the medium term and by the end of the century. Their analysis raises a lot of challenges to decision makers and managers of the department of the Drôme. Evaluation based on Météo-France observations, and then, analysis of weather and snow series at several grid-points in the department, here allow characterisation of some observed and expected changes in departmental climate, both in medium and extreme terms, and give an overview of the evolution of snow cover in mountainous areas.

Keywords: *Climatic change, Drôme, previsions, climatic extremes, mountain.*

Introduction

Selon le dernier rapport du GIEC (2007), le réchauffement climatique d'ores et déjà observé au cours du XXème siècle devrait se poursuivre à raison de 0,2°C par décennie d'ici à 2030, et pourrait atteindre 3,6°C à la fin du siècle selon le scénario A2 du SRES. Ces projections d'échelle globale, pour le moins équivoques, restent peu représentatives des potentielles disparités locales d'évolution du climat. Actuellement, la demande en termes de scenarii climatiques régionaux et surtout locaux est de plus en plus forte. Il en va de même en ce qui concerne la modélisation des phénomènes climatiques extrêmes, qui restent très difficiles à représenter avec les modèles de circulation générale. Dans ce cadre, plusieurs projets européens visant à élaborer des scénarii régionaux sur le moyen et long terme ont vu le jour ces dernières années. Utilisant des modèles de circulation générale à maille variable, ou encore des modèles régionaux de climat, ces projets ont permis d'élaborer des scenarii climatiques à des résolutions de quelques dizaines de kilomètres à l'échelle européenne et sur la France (Braconnot *et al.*, 2009). Le projet de recherche SCAMPEI (Scenarii Climatiques Adaptés aux zones de Montagne : Phénomènes extrêmes, Enneigement et Incertitudes), achevé en 2011 et financé par l'Agence Nationale de la Recherche, vient apporter des éléments de réponse nouveaux, grâce notamment à l'élaboration de scenarii climatiques à la résolution fine de 8 km² sur l'ensemble du territoire français pour le moyen terme et la fin du siècle (http://www.cnrm.meteo.fr/scampei/).

Dans le cadre du programme national GICC (Gestion et Impacts du Changement Climatique) et du projet de recherche DECLIC (Drôme : Eau, CLimat et Impacts liés aux Changements), mené en collaboration avec le Conseil Général de la Drôme, l'analyse de ces simulations numériques du climat à l'échelle du département de la Drôme, en les comparant aux évolutions contemporaines du climat, soulève de nombreux enjeux d'adaptation pour les principaux secteurs d'activités drômois (tourisme, activité de pleine nature, foresterie et agriculture).

1. Données provenant de SCAMPEI

Dans le cadre du projet SCAMPEI, trois modèles régionalisés de climat ont été utilisés (http://www.cnrm.meteo.fr/scampei/) : ALADIN de Météo-France, LMDZ du Laboratoire de Météorologie Dynamique et MAR du Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement. Les simulations de temps présent sont élaborées sur la période de référence 1961-1990 définie par l'OMM. Les projections à moyen terme (2021-2050) et à long terme (2071-2100) sont ensuite réalisées selon différents scenarii de concentration de gaz à effet de serre préconisés par le GIEC : le scénario A2 (intense), B1 (modéré) et A1B (intermédiaire). Le scénario A1B est testé sur les trois modèles, avec deux simulations différentes pour le modèle LMDZ, qui correspondent à deux hypothèses de réchauffement de l'océan (LMDZ A1B-1 et LMDZ A1B-2). Les scenarii B1 et A2 du GIEC sont quant à eux testés avec le modèle ALADIN. Les séries issues des prévisions régionales sont disponibles au pas de temps journalier selon une maille de 8 km de coté sur l'ensemble du territoire français. Les séries nivologiques sont également calculées au pas de temps journalier et rendent compte de l'évolution de la hauteur de neige (en cm) et de l'équivalent en eau (soit la masse de neige par unité de surface en kg/m²) pour plusieurs altitudes, qui dépendent des zones considérées (zones 'symposium' identifiées comme étant homogènes d'un point de vue bioclimatique par Météo-France).

2. Méthode

Les séries météorologiques et nivologiques issues des simulations peuvent être regroupées par commune (chacune étant associée au point de grille le plus proche). Au niveau du département de la Drôme, 12 communes couvrant de manière homogène le territoire et disposant de séries d'observations (réseau Météo-France) plus ou moins longues sont sélectionnées pour l'analyse (figure 1). Chaque commune correspond à un point de grille différent. Les séries de température et de précipitation (liquide et solide) sont analysées dans un premier temps à l'échelle départementale, puis à une échelle plus locale. L'analyse des séries nivologiques est faite ensuite pour les trois zones les plus montagneuses de l'est du département, le Royans-Vercors, le Diois et les Baronnies. L'analyse de ces séries nivologiques est faite en parallèle avec les séries météorologiques (notamment la quantité de neige tombée au sol) correspondant aux stations de Lus-la-Croix-Haute (1059 m), Valdrôme (790 m) et Séderon (814 m), situées toutes trois en zone de montagne.

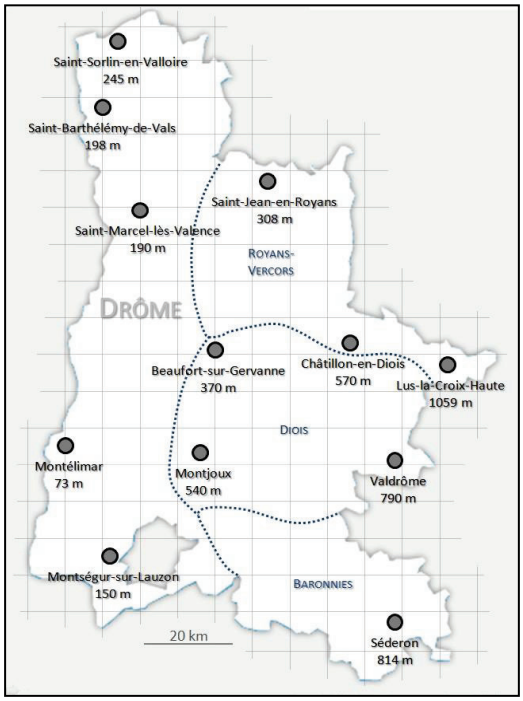


Figure 1 : Les différentes communes (stations Météo-France associées) et zones symposium. En fond, la grille de résolution 8 km².

3. Evaluation sur la période de contrôle 1961-1990

Quel que soit le modèle utilisé, les données simulées présentent certaines erreurs systématiques quant aux moyennes et reproduisent généralement assez mal les extrêmes (Météo-France, 2011). Par ailleurs, les observations issues du réseau Météo-France réalisées de manière ponctuelle au niveau des stations météorologiques de la Drôme ne sont pas directement comparables avec les simulations de temps présent pour les points de grille correspondants. La différence d'échelle et de représentativité spatiale reste importante et indispensable à prendre en compte, malgré la résolution spatiale de plus en plus fine des grilles de calcul des modèles régionaux. Aussi, les biais des simulations, s'ils sont en partie attribuables aux modèles, sont également tributaires de la difficulté de comparer directement ces résultats numériques surfaciques à des mesures ponctuelles au sol, qui plus est en zone de montagne, où la variabilité locale et topoclimatique est accrue, complexe et variable.

D'une manière générale, les trois modèles ont tendance à sous-estimer les cumuls de pluie, notamment des mois d'hiver dans les zones étudiées les plus montagneuses. Au niveau de la station de Lus-la-Croix-Haute par exemple, située à 1059 m d'altitude, le biais « sec » des mois de décembre, janvier et février atteint 55 mm en moyenne pour les trois modèles (figure non montrée). En comparaison régionale, ce biais reste correct, avec par exemple un biais deux fois plus important calculé par comparaison pour la station de Beaufort (1030 m) en Savoie. Les températures maximales sont systématiquement sous-estimées (de 2 à 2,5°C en moyenne) et, dans la majorité des cas, les valeurs minimales surestimées (de moins de 1°C).

Les biais liés à la reproduction des extrêmes sont importants à prendre en compte, notamment parce qu'ils s'écartent des conditions moyennes plus facilement modélisables. En considérant la fraction de précipitation au-dessus du 99ème percentile journalier, le potentiel de simulation des modèles dépasse 60 %. Il est supérieur à 80 %, voire à 90 % selon les points de grille, au seuil du 95ème percentile de précipitation. Pour les températures, la comparaison des simulations produites par les modèles avec les observations disponibles au pas de temps journalier pour les stations de Montélimar (plaine) et Valdrôme (montagne), met en évidence une meilleure reproduction des extrêmes, à la fois chauds et froids, au niveau de Montélimar. La différence est davantage marquée pour les températures les plus chaudes, le modèle MAR simulant même une température extrême de plus de 41°C au point de grille de Montélimar, qui n'a par ailleurs jamais été enregistrée sur la période 1961-1990.

Les lacunes dans les observations stationnelles ne permettent pas une évaluation exhaustive des différents paramètres météorologiques et nivologiques simulés. L'évaluation des températures et précipitations à l'échelle du département donne néanmoins un recul nécessaire pour l'analyse des projections à moyen et long terme.

4. Diagnostic de changement climatique

4.1. L'évolution prévue des températures et précipitations

D'après l'analyse des données SCAMPEI, la température moyenne annuelle de la Drôme devrait à moyen terme augmenter de 1,5 à 1,7°C par rapport à la normale 1961-1990. D'ici la fin du siècle, l'augmentation attendue devrait être de l'ordre de 2,5°C selon le scénario B1 et de près de 4,5°C selon le scénario A2 du GIEC (figure 2). C'est donc une augmentation légèrement supérieure à celle attendue à l'échelle de la France, de l'ordre de +3 à +4°C d'ici la fin du siècle selon un scénario pessimiste d'émission de gaz à effet de serre (MEEDDM, 2009), et déjà constatée sur la période 1950-2009 par Leroy *et al*. (2012), en particulier en montagne. Dans la Drôme, la hausse des températures maximales moyennes annuelles devrait être comprise entre 1,5 et 1,9°C, contre une hausse des valeurs minimales qui ne devrait pas excéder 1,5°C. La tendance devrait se confirmer sur le long terme puisque la hausse prévue

pour les températures maximales moyennes annuelles pourrait être comprise entre 2,9 et 5°C, contre 'seulement' 2,1 à 3,9°C pour les valeurs minimales. La hausse des températures estivales (JJA) devrait être plus marquée relativement aux températures hivernales (DJF). Indépendamment de la saison et du caractère minimal ou maximal des températures, la hausse des températures devrait être plus sensible à mesure que l'altitude augmente. En conséquence, le nombre de jours de gel, dont la diminution a d'ores et déjà été constatée à l'échelle des Préalpes françaises (Bigot et Rome, 2010), pourrait réduire de plus de 20 % à moyen terme, et de près de 40 % d'ici à 2100, dans les moyennes montagnes drômoises.

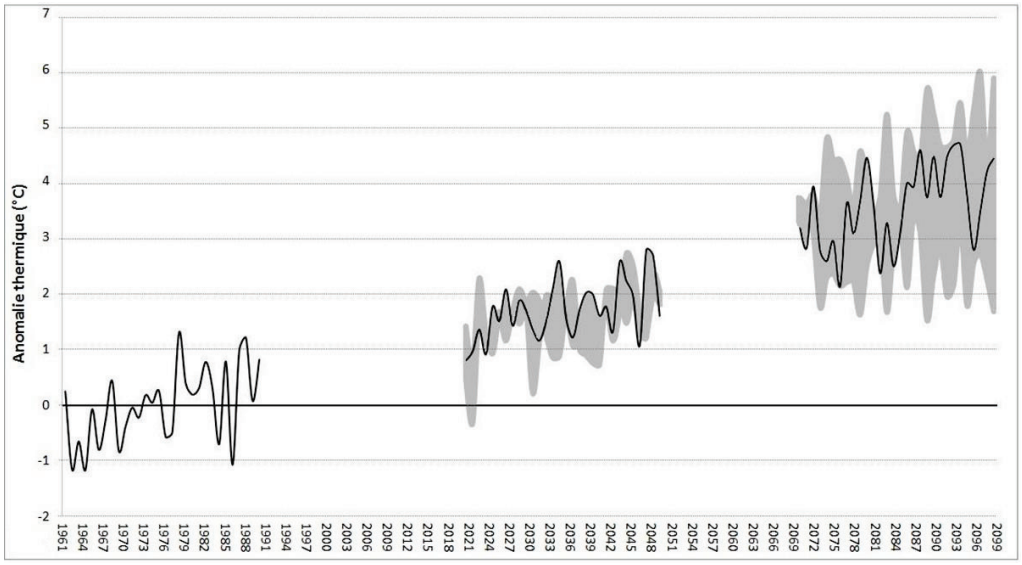


Figure 2 : Anomalies des températures moyennes annuelles calculées à partir des données SCAMPEI pour l'ensemble des points de grille de référence choisis dans la Drôme par rapport à la période 1961-1990 simulées par le modèle ALADIN. La courbe noire est représentative du scénario A1B du GIEC et l'intervalle en grisé autour de celle-ci est représentatif des différentes évolutions prévues par le scénario A2 (pessimiste) et B1 (optimiste) du GIEC.

Les simulations relatives aux précipitations rendent compte d'une augmentation du cumul annuel de 1,2 % à moyen terme et d'une diminution de plus de 6 % d'ici à la fin du siècle (tendance non significative selon le test de Mann-Kendall au seuil de 5 %). L'analyse saisonnière met en évidence une très légère baisse des précipitations estivales d'ici à 2050 ; baisse qui devrait être plus prononcée d'ici la fin du siècle avec en moyenne 26 % de cumul annuel en moins par rapport à 1961-1990. Les précipitations hivernales devraient à l'inverse augmenter, avec à moyen terme une hausse attendue de l'ordre de 19 %, et de près de 22 % d'ici à 2100. Les tendances sont similaires à celles attendues à l'échelle globale pour les régions de moyenne latitude (Prudent-Richard *et al.*, 2008). L'analyse locale au niveau de quelques points de grille (représentatifs des zones de montagne et de plaine du département), outre la baisse des cumuls estivaux, met en évidence une baisse sensible des cumuls des mois de mai, juin et octobre pour la fin du siècle, réduisant ainsi la variabilité saisonnière des précipitations.

4.2. Les extrêmes climatiques

La modification des régimes thermiques et pluviométriques pourrait à moyen terme et d'ici la fin du siècle, être à l'origine de l'accentuation en intensité et en fréquence des vagues de chaleur et des épisodes de sécheresse à l'échelle européenne (GIEC, 2007).

Les observations de température réalisées au niveau de la station de Montélimar entre 1970 et 2011 ne font pas état d'une augmentation significative de l'occurrence de journées de très

forte chaleur, durant lesquelles la température maximale atteint ou dépasse 35°C. L'année 2003 apparaît d'ailleurs bien isolée, avec presque 30 journées très chaudes enregistrées (figure 3). La tendance est plus nette pour les prévisions à moyen et surtout à long terme, période durant laquelle pourraient être enregistrées de manière fréquente 40 voire 50 journées très chaudes par an. Le nombre de jours d'occurrence de très fortes chaleurs, qui, prolongées sur une période d'au moins deux jours, sont responsables de l'occurrence de canicules (seuil de vigilance fixé à 22°C pour les températures minimales et 36°C pour les maximales par l'Institut de veille sanitaire et Météo-France pour le département), ne devrait que peu augmenter à moyen terme, avec seulement un à deux jours simulés par an en moyenne. C'est à long terme que les étés caniculaires pourraient véritablement devenir fréquents et long, avec en moyenne plus de dix jours de très forte chaleur prévus pour l'ensemble des zones de plaine, et jusqu'à 15 voire 20 jours dans l'extrême sud-est du département.

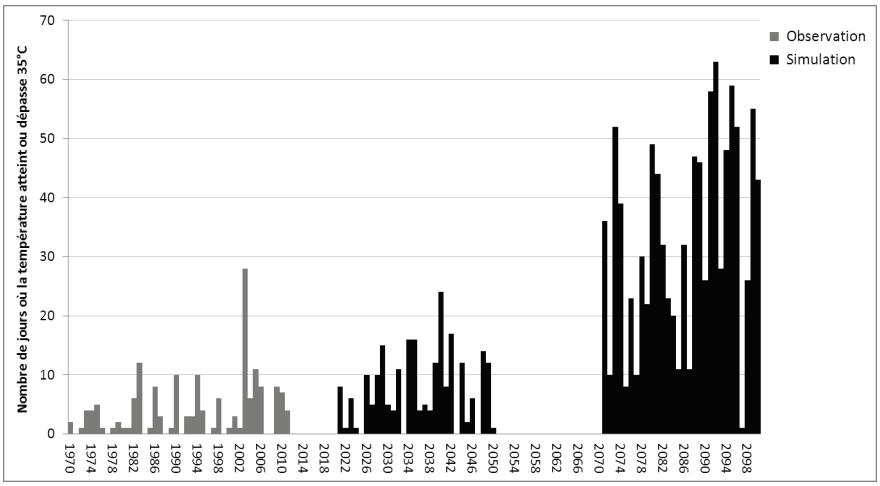


Figure 3 : Nombre de jours dans l'année avec une température maximale diurne dépassant 35°C à Montélimar, selon les observations de la station (en grisé) et selon les simulations relatives au point de grille le plus proche (en noir) d'après le scénario A1B (modèle ALADIN) et les données issues de SCAMPEI.

Ces très fortes chaleurs pourraient s'accompagner de sécheresses estivales plus fréquentes et plus longues, amplifiant l'action desséchante sur la végétation. En partie sous influence méditerranéenne, le département de la Drôme est d'ores et déjà soumis aux contraintes associées à la sécheresse estivale, et les observations stationnelles de Montélimar rendent compte d'une forte période de stress hydrique au mois de juillet-août. A moyen et long termes, même si la tendance de l'augmentation du nombre de jours secs consécutifs ne semble pas véritablement significative, la période de stress hydrique, tout en gagnant en intensité, pourrait s'étendre au-delà la période actuelle. L'extrême sud du département pourrait même être caractérisé, d'ici la fin du siècle, par un climat méditerranéen semi-aride, au sens de l'indice bioclimatique d'Emberger (Daget, 1977).

4.3. L'évolution des chutes de neige et du couvert nival

A l'échelle des Alpes, notamment dans les zones de moyenne montagne, s'observe une réduction générale du manteau neigeux, qui n'est pas tant le fait de la baisse des précipitations pluvieuses (surtout qu'une légère tendance à la hausse a été observée dans les Alpes du nord depuis 1958 ; Durand *et al.*, 2009), mais plutôt de la baisse des précipitations sous forme solide (Beniston, 2003). Les projections réalisées à l'échelle des montagnes drômoises vont dans ce sens. Le nombre de jours de neige des mois d'hiver devrait baisser de plus de 30 %, alors que le nombre de jours de pluie devrait à l'inverse augmenter. La hauteur de neige ainsi que la durée d'enneigement devrait également fortement diminuer, notamment en-dessous de

1200 m d'altitude, où la hauteur moyenne journalière de neige des mois d'hiver pourrait être inférieure à 10 cm d'ici le milieu du siècle. Le nombre de jours avec plus de 5 cm de neige au sol devrait diminuer de près de 80 % à 1200 m, dans la zone de Royans-Vercors d'ici la fin du siècle, et de près de 70 % à une altitude de 1500 m ; cette réduction conséquente devrait se retrouver au niveau des deux autres zones bioclimatiques du Diois et des Baronnies.

Conclusion

Les incertitudes quant aux évolutions du climat à plus ou moins long terme sont grandes. Celles-ci sont liées, entre autres, aux hypothèses d'évolution des émissions de gaz à effet de serre et aux simulations des modèles. Néanmoins, il est indéniable que le département drômois sera soumis à de fortes contraintes climatiques (renforcées ou bien nouvelles) au cours des prochaines décennies. Ce diagnostic soulève des enjeux à la fois économiques (remise en question des pratiques hivernales en montagne), de santé publique (liés à l'occurrence de canicules), mais aussi agricoles (choix de calendriers agronomiques et d'itinéraires techniques) et environnementaux (évolution paysagère), liés entre autre au problème de la ressource en eau et aux possibles bouleversements des équilibres phytoécologiques. Les questions sous-jacentes relatives à la mise en place d'adaptations particulières, mais aussi avant tout à l'explication de ces évolutions climatiques, suivant les sous-espaces du département et les populations, doivent dès lors être posées.

Remerciements : Les auteurs remercient le programme SCAMPEI pour la mise à disposition de toutes les données. Ils remercient également le Conseil Général de la Drôme, particulièrement Isabelle Pochelon (responsable du Service Environnement) pour tous les conseils et interactions.

Références bibliographiques

Beniston M., 2003 : Climatic change in mountain regions : a review of possible impacts. *Climatic Change*, 59, 5-31.

Bigot S., Rome S., 2010 : Contraintes climatiques dans les Préalpes françaises : évolution récente et conséquences potentielles futures. *EchoGéo*, n°14. URL : http://echogeo.revues.org/12160.

Braconnot P., Dufresne J-L., Salas D., Terray L., 2009 : *Analyse et modélisation du changement climatique*. 2ème édition du livre blanc ESCRIME, Trappes, Météo-France, 80 p.

Daget P., 1977 : Le Bioclimat méditerranéen : Analyse des formes climatiques par le système d'Emberger. Département d'Ecologie Générale CNRS-CEPEL, *Vegetatio*, 34, 87-103.

Durand Y., Laternser M., Giraud G., Etchevers P., Lesaffre B., Merindol L., 2009 : Reanalysis of 44 Yr of climate in the French Alps (1958-2002) : Methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 3, 429-449.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques.* Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger A., GIEC, Genève, Suisse, 103 p.

Leroy E., Rome S., et Bigot S., 2012 : Variabilité spatio-temporelle de la température de l'air (1950-2009) dans le département de la Drôme (Région Rhône-Alpes, France). *Actes du 25ème colloque de l'AIC, Climats régionaux : observation et modélisation*. Grenoble, France.

MEEDDM, 2009 : *Evaluation du coût des impacts du changement climatique et de l'adaptation en France*. Rapport de la deuxième phase, septembre 2009, DGEC-ONERC, 554 p.

Météo-France, 2011 : *Etude du changement climatique pour le SRCAE Rhône-Alpes*. Etude réalisée par Météo-France Centre-Est, Division Développement - Etude - Climatologie pour la DREAL Rhône-Alpes, Météo-France, Direction Inter-Regionale Centre Est, 73 p.

Prudent-Ricarh G., Gillet M., Vengeon J-M., Descotes-Genon S., 2008 : *Changement climatique dans les Alpes : Impacts et risques naturels*. Rapport technique n°1 de l'ONERC, 100 p.

INFLUENCE DE L'ENSO SUR LES PRÉCIPITATIONS DE LA RÉGION À PLUIES D'HIVER D'AFRIQUE DU SUD

Nathalie PHILIPPON [1], Mathieu ROUAULT [2], Yves RICHARD [1] et Alice FAVRE [1]

[1] *Centre de Recherches de Climatologie, UMR 6282, 6 bd Gabriel, 21000 Dijon, France.*
nphilipp@u-bourgogne.fr, yves.richard@u-bourgogne.fr, alice.favre@u-bourgogne.fr
[2] *Department of Oceanography, MARE Institute, University of Cape Town, Rondebosch 7701, South Africa.*
mathieu.rouault@uct.ac.za

Résumé *: L'impact de l'ENSO sur la région à pluies d'hiver d'Afrique du Sud a été peu étudié, alors qu'il s'agit d'une zone densément peuplée, grosse exportatrice de produits agricoles, et par ailleurs remarquable par sa biodiversité. La relation ENSO - précipitations d'hiver est analysée à partir de 682 pluviomètres sur la période 1950-1999. Le cumul saisonnier mai-juillet (MJJ) est corrélé positivement et significativement à l'ENSO depuis la rupture climatique de 1976/1977. Les forts cumuls de MJJ durant les événements ENSO résultent de séquences humides plus longues dans la région du Cap et plus fréquentes dans la région au nord de 33°S. Les séquences humides enregistrant entre 10 et 50 mm par jour sont aussi plus fréquentes. L'analyse de la dynamique atmosphérique (pression, vent) montre que les systèmes porteurs de précipitations sont plus creusés, plus étendus avec une trajectoire plus septentrionale durant les événements ENSO.*

Mots-clés *: Western Cape, précipitations hivernales, caractéristiques intra-saisonnières, ENSO.*

Abstract: *The ENSO impact on the South Africa winter rainfall region is poorly known although the region is densely inhabited, a net exporter of high quality agricultural products and a biodiversity hot spot. The ENSO – winter rainfall relationship is studied over the period 1950-1999 using data from 682 raingauges. A positive and significant correlation has been observed between the May-July (MJJ) rainfall amount and the ENSO since the end of the 70's. Indeed, during ENSO events wet spells are longer in the Cape Town vicinity and more frequent north of 33°S. The wet spells recording between 10 and 50mm per day are also more frequent. The analysis of the atmospheric dynamics points out deeper and larger rainfall bringing systems whose trajectories are also displaced up to the north.*

Keywords*: Western Cape, winter rainfall, intraseasonal characteristics, ENSO.*

Introduction

La plus grande partie du territoire sud africain enregistre son maximum de précipitations en été austral exception faite de la région située au sud-ouest : elle reçoit des précipitations principalement durant l'hiver austral en mai-septembre (Rouault et Richard, 2003). En effet, à cette saison, la trajectoire des systèmes dépressionnaires tempérés est déportée vers le nord. Alors que la variabilité des précipitations d'été austral est fortement influencée par l'ENSO (conditions anormalement sèches durant les événements chauds, Lindesay *et al*., 1986 ; Richard *et al*., 2000 ; Mason, 2001 ; Reason et Rouault, 2002 ; Misra, 2003 ; Kane, 2009), aucune relation n'a été jusqu'ici observée entre précipitations d'hiver austral et ENSO (Reason et Rouault, 2005 ; Blamey et Reason, 2007). Cependant ces études ont toujours considéré une saison hivernale étendue, mai-septembre, et des périodes d'analyse longues, 1900-2000 ou 1950-2000, lors desquelles les téléconnexions climatiques ont changé.

Etant donné (i) l'importance économique du secteur agricole pour la région et, le recours massif à l'irrigation et (ii) la prévisibilité associée à l'ENSO, la téléconnexion ENSO – précipitations d'hiver austral est réévaluée. A partir d'un réseau dense de stations pluviométriques fournissant des données quotidiennes ainsi que des données de dynamique atmosphérique de réanalyses, nous montrons que cumuls saisonniers, séquences humides et dynamique atmosphérique associée sont significativement modulés durant les évènements ENSO (El Niño Southern Oscillation) et LNSO (La Niña Southern Oscillation) depuis la fin des années 70.

1. Données

Les données pluviométriques quotidiennes sont fournies par la Water Research Commission (Lynch, 2003) et documentent 1187 stations sur le domaine 35°-29°S/17°-24°E et la période 1950-1999 sans aucune donnée manquante. Une classification hiérarchique ascendante des régimes pluviométriques moyens a permis de retenir 682 stations. Ce sont celles situées sur les façades au vent des Cape Folded Mountains avec des précipitations d'avril à septembre et un maximum de juin, ainsi que celles de la Garden Route (région côtière s'étirant à l'est de 20°E) qui enregistrent des précipitations toute l'année mais avec 2 maxima, au printemps et à l'automne. Pour les analyses au pas de temps saisonnier et afin de les étendre jusqu'en 2005, nous avons également utilisé la base de données en point de grille de 0,5° de résolution du Global Precipitation Climatology Centre (GPCC).

L'indice Niño3.4 (température de surface de l'océan entre 5°S-5°N/120°-170°W) calculé à partir des données de Température de Surface Marine du Hadley Centre a été obtenu auprès du Royal Netherlands Institute of Meteorology (KNMI, Van Oldenborgh et Burgers, 2005). Seuls les trimestres mars-mai (MAM), mai-juillet (MJJ) et juillet-septembre (JAS) ont été retenus. Les années présentant des anomalies trimestrielles supérieures (inférieures) à 0,5 (-0,5) écarts types sont considérées comme années ENSO (LNSO).

Les données journalières de dynamique atmosphérique – U, V et Z à 850 et 500 hPa – sur le domaine 0-50°S/10°W-80°E et la période 1950-1999 proviennent des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II (NCEP2, Kanamitsu *et al*., 2002) pour les mois de mai à juillet.

2. Analyses

2.1. Signal de l'ENSO dans les cumuls saisonniers

L'évolution temporelle des corrélations entre Niño3.4 et la 1ère composante principale d'une Analyse en Composantes Principales appliquée aux cumuls pluviométriques saisonniers des 682 stations pour chacun des trois trimestres MAM, MJJ et JAS a été analysée. Sur les 30 dernières années, la corrélation entre les cumuls MJJ et l'indice Niño3.4 n'a pas cessé d'augmenter. Ce renforcement de la relation à l'ENSO depuis 30 ans est aussi observé pour les précipitations d'été austral par Richard *et al*. (2000) qui l'attribuent à l'augmentation des températures dans les océans austraux. La figure 1 montre les corrélations entre Niño3.4 et les cumuls pluviométriques des trimestres MAM, MJJ et JAS à chacune des 682 stations pour la période 1979-1999. En accord avec les résultats à l'échelle régionale, une majorité de stations ont une corrélation positive faible avec Niño3.4 en MAM. En MJJ, des corrélations plus élevées sont observées pour la majorité des stations situées au sud de 34°S ainsi que pour quelques stations sur la Garden Route. En JAS, seules quelques stations de la Garden Route voient les corrélations positives se maintenir.

2.2. Signal de l'ENSO dans les caractéristiques intra-saisonnières

Dans cette section, nous analysons l'origine du signal ENSO observé dans le cumul saisonnier MJJ, à savoir si les anomalies dans le cumul saisonnier proviennent d'anomalies dans la fréquence (NWS), la durée (LWS) et/ou l'intensité (IWS) des séquences pluvieuses. Une séquence pluvieuse est définie comme une série de jours successifs enregistrant plus de 1 mm. Deux types d'analyses sont menés conjointement : une analyse des distributions (figure 2) et une analyse des corrélations (non montrée). La figure 2 présente les distributions moyennes des 3 caractéristiques intra-saisonnières toutes stations et années confondues, ainsi que les différences dans les distributions entre années ENSO et LNSO, années ENSO et neutres et années LNSO et neutres. Ces différences testées à l'aide d'un test de Kolmogorov-Smirnov (Smirnov, 1948) sont toutes significatives au seuil de 95 %, ce qui suggère que les

distributions proviennent de deux populations différentes. En moyenne (figure 2), en MJJ, la région étudiée connaît 11 à 12 événements pluvieux d'une durée d'1 à 2 jours et cumulant environ 5 mm/jour, situation significativement modifiée durant les événements ENSO et LNSO. Durant les événements ENSO, le nombre de séquences pluvieuses (NWS) par station passe plutôt à 15 (figure 2, haut à gauche). Cette augmentation concerne surtout les stations au nord de 33°S et suggère que les systèmes précipitants sont plus étendus ou passent plus au nord. De plus, les séquences pluvieuses de 10 à 50 mm/jour (IWS) sont plus fréquentes (figure 2, bas à droite) et ceci, sur l'ensemble de la région.

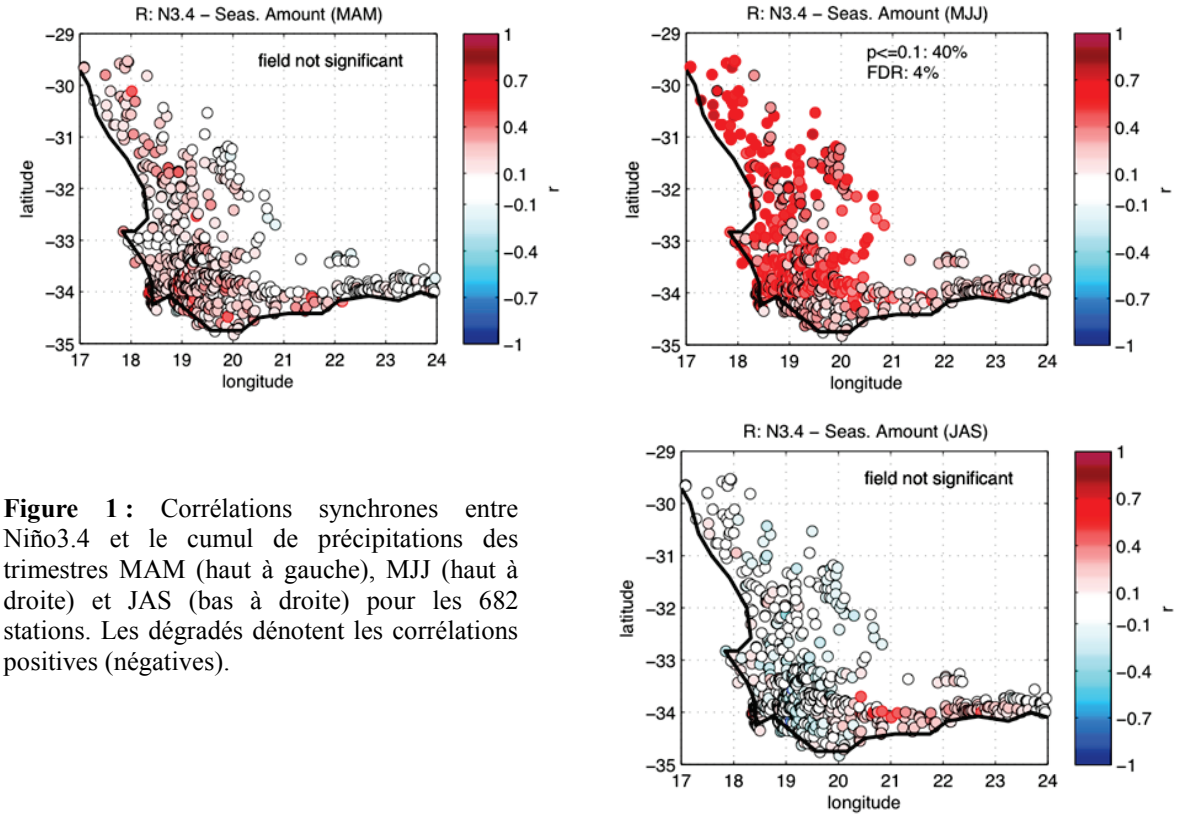


Figure 1 : Corrélations synchrones entre Niño3.4 et le cumul de précipitations des trimestres MAM (haut à gauche), MJJ (haut à droite) et JAS (bas à droite) pour les 682 stations. Les dégradés dénotent les corrélations positives (négatives).

Les événements LNSO sont associés à des séquences pluvieuses de moins de 6 mm/jour plus nombreuses. Les effets des événements ENSO et LNSO sur la longueur (LWS) des séquences pluvieuses sont moins marqués. En effet, les distributions (figure 2, haut à droite) sont assez proches sauf pour les séquences d'1 jour, plus nombreuses durant les événements LNSO. De même les corrélations Niño3.4/LWS sont faibles. Séquences pluvieuses plus longues et plus intenses dans la région de Cape Town, et séquences pluvieuses plus fréquentes et plus intenses au nord de 33°S lors des années ENSO, suggèrent que les tempêtes des moyennes latitudes en hiver austral pourraient (i) avoir une trajectoire davantage décalée vers le nord et/ou (ii) être plus creusées et plus larges.

2.3. Signal de l'ENSO dans la dynamique atmosphérique associée aux séquences pluvieuses

Durant les événements ENSO et par rapport aux années normales, la dynamique atmosphérique à 500 hPa associée aux séquences pluvieuses se caractérise par des dépressions plus creusées au sein du flux d'ouest. Avant le démarrage d'une séquence pluvieuse, la circulation cyclonique centrée à 0-40°S est renforcée, avec des anomalies de divergence en avant de la dépression (18°E-28°S). Ceci engendre un flux de NO plus fort. Durant la séquence pluvieuse, toute la région est sous influence d'un flux de NO plus fort. Ces

configurations sont typiques des systèmes de basse pression comme les fronts froids ou les cut off lows qui balayent la région en hiver austral (Preston-White et Tyson, 1997).

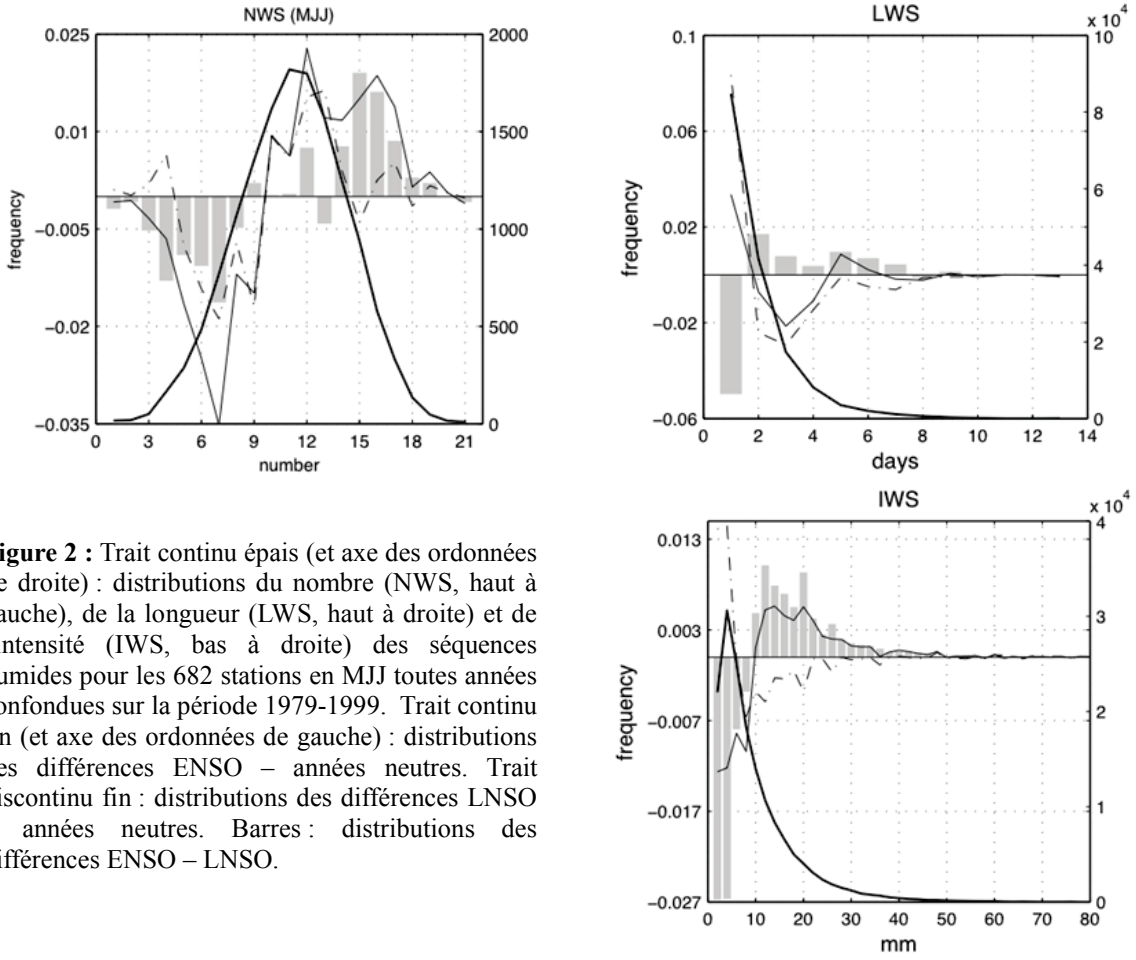


Figure 2 : Trait continu épais (et axe des ordonnées de droite) : distributions du nombre (NWS, haut à gauche), de la longueur (LWS, haut à droite) et de l'intensité (IWS, bas à droite) des séquences humides pour les 682 stations en MJJ toutes années confondues sur la période 1979-1999. Trait continu fin (et axe des ordonnées de gauche) : distributions des différences ENSO – années neutres. Trait discontinu fin : distributions des différences LNSO – années neutres. Barres : distributions des différences ENSO – LNSO.

La dynamique atmosphérique à 500 hPa associée aux séquences pluvieuses durant les événements LNSO par rapport aux années normales est différente. Avant le démarrage d'une séquence pluvieuse, des anomalies cycloniques marquées sont présentes au large de la côte sud, associées à une composante d'ouest plus forte. Durant la séquence pluvieuse, en lien avec des anomalies de haute pression au large de la côte ouest (10°E) et des anomalies de basse pression à l'est (40°E), des anomalies de flux de sud sont observées sur la région. Cette configuration est typique du flux méridien de sud décrit par Preston-White and Tyson (1997) et connu pour apporter des excédents de précipitations sur la Garden Route en interaction avec l'orographie.

Conclusion

Le but de cette étude était de réévaluer les relations ENSO/LNSO et précipitations d'hiver austral en Afrique du Sud. Une relation positive significative s'est établie depuis la fin des années 70 entre ENSO/LNSO et le cumul de précipitations de mai-juillet. L'analyse des caractéristiques intra-saisonnières – nombre, longueur et intensité des séquences humides – montre que durant les événements ENSO les séquences humides en MJJ sont plus longues et plus nombreuses, notamment celles amenant entre 10 et 50 mm/jour.

L'analyse de la dynamique atmosphérique montre qu'en contexte d'ENSO, la région voit passer des dépressions plus creusées et plus larges, associées à un flux de NO beaucoup plus intense. Ceci explique les anomalies positives généralisées de précipitations sur la région. Par

contre, en contexte LNSO, des anomalies de sud prédominent et expliquent un confinement des anomalies positives de précipitations à la Garden Route.

Remerciements : N. Philippon remercie le CNRS et le département d'océanographie de l'Université de Cape Town qui ont permis une visite scientifique de 10 mois. Cette étude est une contribution au programme de coopération scientifique PICS-PESOCA co-financé par la France et l'Afrique du Sud. Mathieu Rouault remercie le NRF, WRC, ACCESS et le Nansen-Tutu Center pour leur soutien.

Références bibliographiques

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woolen J., Yang S.K., Hnilo J., Fiorino M., Potter G.L., 2002 : NCEP-DOE AMIP II reanalysis (R-2). *Bull. Am. Meteorol. Soc*. 83, 1631-1643.

Lynch S.D., 2003 : *Development of a RASTER database of annual, monthly and daily rainfall for Southern Africa*. Report no. 1156/1/03, Water Research Commission, Pretoria, 78 p.

Preston-Whyte R.A., Tyson P.D., 1997 : *The atmosphere and weather of Southern Africa.* Oxford University Press, 4th edition, Cape Town, 374 p.

Richard Y., Trzaska S., Roucou P., Rouault M., 2000 : Modification of the Southern African rainfall variability / ENSO relationship since the late 1960s. *Climate Dynamics,* 16, 883-895.

Smirnov N., 1948 : Table for estimating the goodness of fit of empirical distributions. *Annals of Mathematical Statistics,* 19, 279-281.

Van Oldenborg G.J., Burgers G., 2005 : Searching for decadal variations en ENSO precipitation teleconnections. *Geophysical Research Letters,* 32, L15701. doi:10.1029/2005GL023110.

RECOURS À UNE CAMPAGNE DE MESURES TOPOCLIMATIQUES APPLIQUÉE POUR UNE ÉTUDE COMPARATIVE DE VARIABLES MÉTÉOROLOGIQUES CONCOMITANTES PROVENANT DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES DE BRUGGE ET DU MONT RIGI EN BELGIQUE

Xavier PIRARD, Nicolas JORION, Sébastien DOUTRELOUP, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM

Université de Liège (ULg), Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie, Département de Géographie
Bât. B11, Allée du 6 août, 2 Sart-Tilman, 4000 Liège, Belgique.
xpirard@ulg.ac.be, njorion@ulg.ac.be, s.doutreloup@ulg.ac.be, xavier.fettweis@ulg.ac.be, michel.erpicum@ulg.ac.be

Résumé : *Une station météorologique automatique munie d'un mât de 10 mètres a été installée à l'Ouest de l'agglomération urbaine de Brugge (Belgique) par le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'ULg. Elle a été équipée afin de confirmer la bonne qualité des prévisions météorologiques du modèle WRF établies dans le cadre du projet européen TWENTIES. Les données récoltées de minute en minute par cette station météorologique offrent également l'opportunité de mettre en évidence le détail de situations météorologiques bien particulières comme celles correspondant aux passages de fronts.*

Mots-clés : *Topoclimatologie appliquée, station météorologique automatique, Belgique, modèle WRF.*

Abstract: Harnessing of an applied topoclimatic campaign to compare meteorological variables from the weather stations of Brugge and Mont Rigi in Belgium.
A highly instrumented automatic weather station was installed by the Laboratory of Climatology and Topoclimatology of ULg in the western urban area of Brugge (Belgium) to focus the best adequacy of the weather forecasts from the WRF model created for the European project TWENTIES. These meteorological data collected every minute offer the opportunity to demonstrate some original features of specific meteorological situations such as those corresponding to the passage of weather disturbances.

Keywords: *Applied topoclimatology, automatic weather station, Belgium, WRF model.*

Introduction et instrumentation

Depuis le 13 janvier 2012, le Laboratoire de Climatologie et Topoclimatologie de l'Université de Liège a installé un mât télescopique de 10 m équipé d'une série de capteurs météorologiques haut de gamme commandés et enregistrés de manière automatique. Cet équipement météorologique a été mis en place dans le cadre d'une collaboration avec le gestionnaire du réseau de transport belge d'électricité ELIA (Projet Européen TWENTIES [1]). Cette station, installée pour une année dans l'enceinte du poste de ligne à haute tension de Waggelwater à Brugge (Belgique), est située en périphérie urbaine et dans la plaine maritime à 12 km de la mer du Nord (figure 1). Cette expérimentation permet de confronter les observations météorologiques récoltées *in situ* avec les prévisions météorologiques du modèle Weather and Research Forecast – WRF (Skamarock *et al.*, 2008) qui à terme seront utilisées pour prévoir les variations de températures des lignes à haute tension et ainsi en déduire leur ampacité (charge maximale de courant qu'un câble peut transporter).

La résolution temporelle de la station, qui est d'une valeur par minute moyennée à partir d'un échantillonnage obtenu à une fréquence de 1 Hz, et la précision des capteurs sélectionnés offrent par la même occasion l'opportunité de mener des analyses topoclimatiques originales et très instructives. Le mât météorologique télescopique (10 m) supporte des instruments de grande qualité qui permettent de mesurer le vent (3D), la température de l'air à 2 m et 10 m (sous abri ventilé), l'humidité relative de l'air, les rayonnements visible et infrarouge, les intensités et persistances des précipitations (figure 1). La précision comme la qualité des

données permettent la détection et l'analyse de situations météorologiques rarement aussi bien mises en exergue.

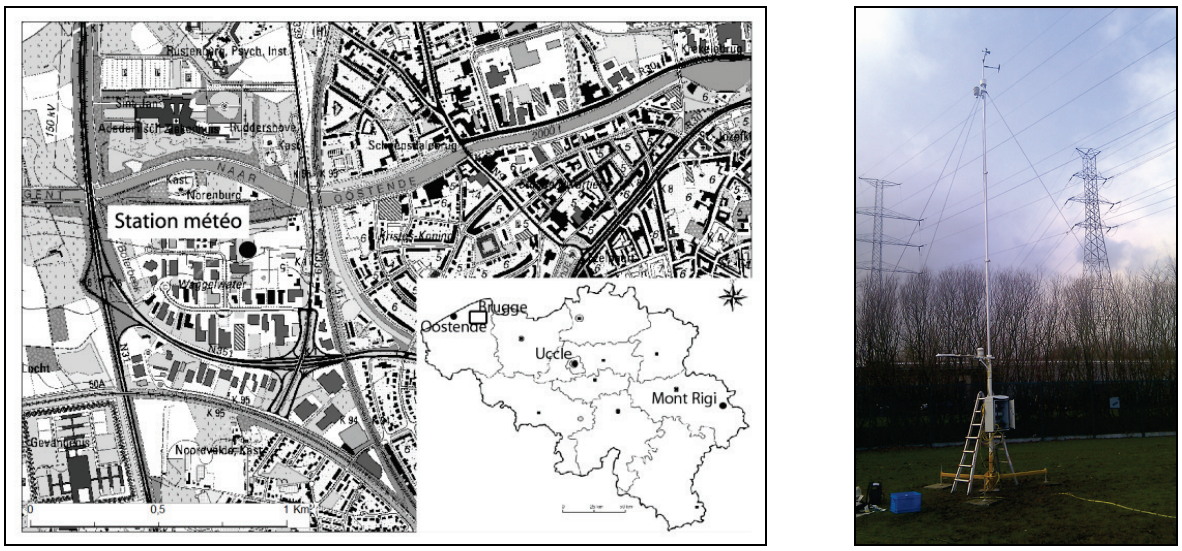


Figure 1 : (gauche) Localisation de la station météorologique de Brugge (réduction de la carte IGN 1/50000) avec encart du positionnement géographique ; (droite) Site de la station météorologique.

1. Confrontation des données d'insolation, de température, de direction et de vitesse de vent issues des sorties du modèle WRF aux données de la station météorologique expérimentale de Brugge

Dans le cadre du projet Européen « TWENTIES » (7ème programme cadre) dédié à l'intégration massive d'énergie renouvelable dans la production d'électricité [1], la mise en réseau de parcs éoliens de plus en plus nombreux impose de pouvoir écouler sur le réseau à haute-tension existant des puissances électriques générées de manière intermittente. Le niveau de puissance qui peut transiter dans ces lignes dépend des conditions météorologiques (la température du câble étant un élément capital dans cette gestion). Il est donc apparu indispensable de rechercher comment fournir de manière la plus adéquate la température ambiante, la vitesse, la direction du vent et le rayonnement solaire à hauteur des lignes à haute tension afin d'en déduire l'ampacité.

Le modèle de prévision météorologique WRF a été paramétré dans le but de prévoir le plus exactement possible sur une durée de quelques heures à quelques jours la vitesse du vent, la température, le rayonnement, ainsi que diverses autres variables météorologiques non décrites ici. Le modèle WRF calcule de manière opérationnelle, 4 fois par jour, les données météorologiques prévues pour les 72 heures suivant le moment de la prévision. Il s'agit d'un modèle météorologique régional sous licence OpenSource, qui a été créé et qui est mis à jour bi-annuellement par une communauté mondiale d'utilisateurs. Ce modèle, centré sur la région de Brugge, est forcé toutes les 6 h par le modèle global GFS (00 h TU, 06 h TU, 12 h TU, 18 h TU). Il possède une résolution temporelle de 30 minutes et spatiale de 2 km, et il est construit selon une logique de grilles imbriquées rétroactives. La première grille (grille mère) possède une résolution temporelle de 60 secondes et spatiale de 10 km. La seconde grille (grille fille), retenue dans cette étude, a une résolution temporelle de 12 secondes et spatiale de 2 km. Les prévisions de vitesse et direction du vent et d'insolation utilisées sont moyennées sur une période de 30 minutes. Les prévisions de température sont des données ponctuelles prises toutes les 30 minutes.

La figure 2 compare, pour la période du 3 au 4 février 2012 (même période que celle étudiée dans le cas 2.1), les trois variables livrées par le modèle WRF avec celles mesurées à la station. Les températures pour le 3 février ont été correctement modélisées lors du passage du front chaud, mais l'importance du refroidissement nocturne exceptionnel a été sous-estimée car le modèle a prévu des températures trop élevées pour le 4 février. Par contre, le vent comme le rayonnement global, outre certaines différences (par exemple pour les maxima du rayonnement global), ont connu des comportements assez similaires.

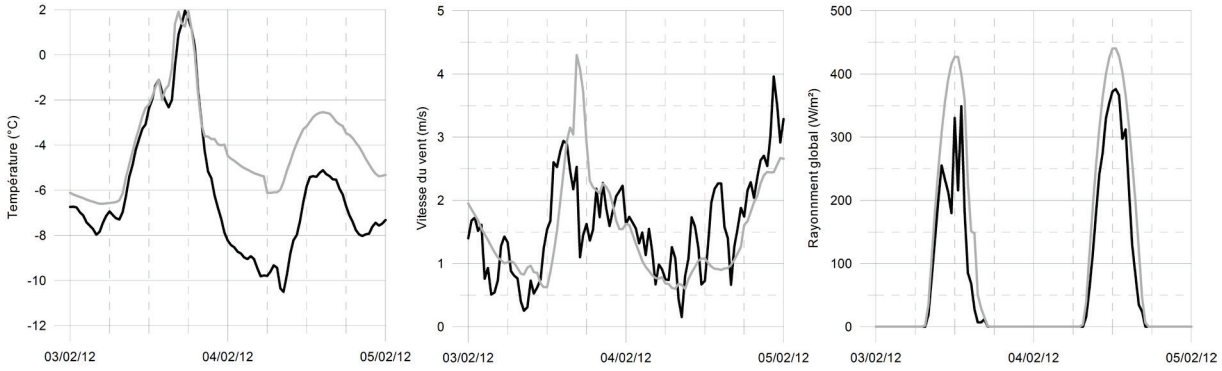


Figure 2 : Comparaison de la température, la vitesse du vent et du rayonnement global entre la station météorologique de Brugge (noir) et le modèle WRF (gris) pour la période du 3 au 4 février 2012.

Même s'il est évident que des améliorations peuvent encore être apportées au modèle, celui-ci procure déjà des prévisions et/ou comportements proches de la réalité. Le tableau 1 reprend deux indicateurs statistiques. Le premier, le RMSE (erreur quadratique moyenne), correspond à l'erreur moyenne des prévisions par rapport aux observations. Le deuxième, le coefficient de détermination (r^2), montre la qualité de l'adéquation des prévisions vis-à-vis des observations.

Tableau 1 : RMSE et r^2 entre le modèle WRF et la station météo, pour l'exemple du 3 au 4 février 2012 et toute la période de mesures (du 14 janvier au 30 avril 2012).

	RMSE			**r²**		
périodes	**T (°C)**	**Ray (W/m²)**	**Vent (m/s)**	**T (°C)**	**Ray (W/m²)**	**Vent (m/s)**
03/02/2012 - 04/02/2012	2,6	61	0,7	0,76	0,94	0,36
14/01/2012 - 30/04/2012	1,58	127	0,74	0,91	0,75	0,64

Ces améliorations concernent plus particulièrement le module de rayonnement atmosphérique. En effet, le rayonnement global prévu par le modèle WRF (figure 2) est largement surévalué (de 61 et 127 W/m^2 par rapport aux observations, tableau 1), ce qui pourrait expliquer la surestimation des températures. Néanmoins, il reste essentiel de garder à l'esprit que le modèle ne parviendra jamais à correspondre parfaitement aux observations car il n'est pas soumis à toutes les réalités et contraintes liées aux effets locaux du terrain (Doutreloup, 2011), comme par exemple les rangées d'arbres ou les bâtiments.

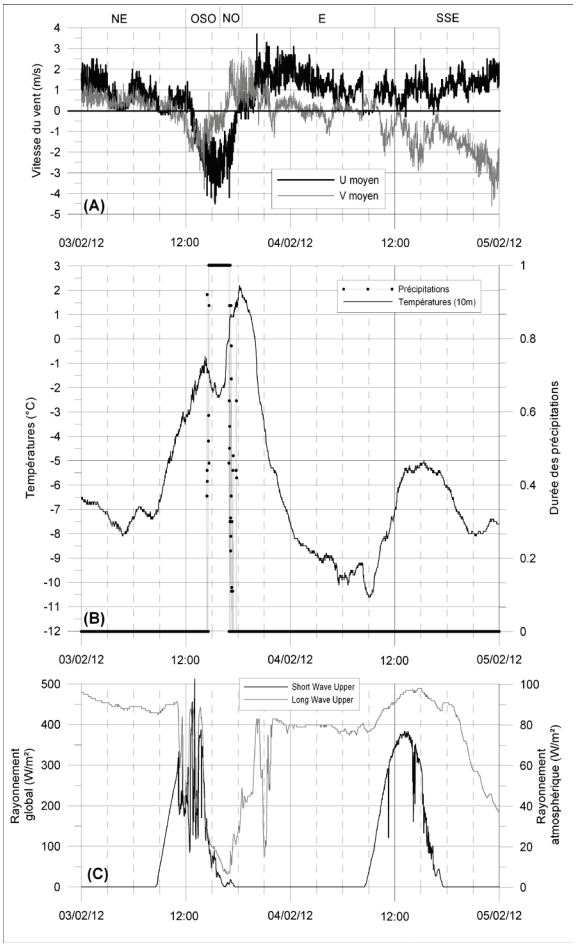
Par ailleurs, il faut aussi garder à l'esprit que le modèle est réalisé à une résolution spatiale de 2 km. Autrement dit, chaque solution numérique d'un élément spatial du modèle correspond à une surface de 4 km² et non pas à une valeur ponctuelle dans l'espace comme celle de l'observation instrumentale.

2. Analyse de quelques situations atmosphériques

La présence de cette station bien instrumentée, a permis, sur trois mois et demi de mesures, de documenter des situations météorologiques phénoménologiquement intéressantes. Trois cas sont retenus et commentés ci-après. Le cas 2.1 se base sur la même période que l'exemple dont il vient d'être question à propos des comparaisons avec le modèle WRF (figure 2).

2.1. Période de 12 jours de froid intense avec une brève advection d'air chaud (le 3 février 2012)

La Belgique a subi, du 1er au 12 février 2012, l'influence de courants continentaux très froids associés à un anticyclone situé sur l'Europe de l'Est. Cette période de gel est caractérisée par une humidité relative très faible, avec des valeurs atteignant 45 % à plusieurs reprises et par une température moyenne de l'air à 10 mètres enregistrée à Brugge du 1er au 12 février de -4,7°C. Le maximum (2,2°C) et le minimum (-10,6°C) de la température de cette période ont été atteints respectivement le 3 et 4 février (figure 3B).



Le 3 février, une advection d'air chaud est passée sur Brugge à partir de 12 h. Les vents sont passés de secteur Nord-Est à Ouest (figure 3A). De 14 h à 16 h 30, une dépression venant du Nord et transportant de l'air maritime polaire à amener un front accompagné de précipitations hivernales provoquant une diminution de température observée.

Les températures sont ensuite remontées de -2°C à 1°C en 45 minutes. Après le passage du front chaud, le ciel s'est dégagé (figure 3C) ; cela a engendré un important refroidissement nocturne, (baisse de 12,8°C en moins de 16 h) (figure 3B). Ce refroidissement a été accentué par le retour des vents d'Est (figure 3A) qui ont amené de l'air continental sec et très froid.

Après le 12 février, la Belgique a été influencée par une dépression située sur la Scandinavie et un anticyclone se trouvant à l'Ouest des îles Britanniques. Le vent a alors pris une direction Nord-Ouest et les températures sont repassées à des valeurs positives pour atteindre une moyenne de 5°C durant les cinq jours qui ont suivi cette période de froid intense.

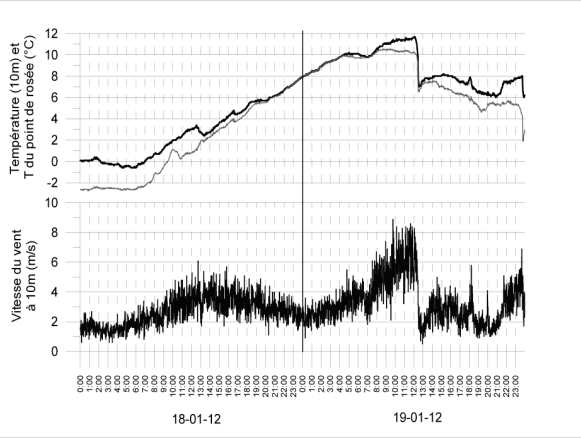
Figure 3 : (A) Vitesse moyenne des composantes U et V du vent à 10 m ; (B) Température de l'air à 10 m et durée relative par minute des précipitations ; (C) Rayonnement global et IR atmosphérique mesurés à la station météorologique de Brugge durant la période du 3 au 4 février 2012.

2.2. Advection et front froid (18 et 19 janvier 2012)

La situation atmosphérique observée à Brugge les 18 et 19 janvier 2012 est caractérisée par le passage d'une advection d'air chaud suivie d'un front froid. La Belgique est alors sous l'influence d'une zone de haute pression centrée sur l'Espagne qui s'est décalée lentement vers le Sud/Sud-Est. Les masses d'air en provenance de l'océan Atlantique au large de la

France ont traversé la Belgique de Nord-Ouest en Sud-Est. La figure 4 illustre quelques variables météorologiques enregistrées durant cette période à la station expérimentale installée à Brugge.

Durant toute l'après-midi du 18 janvier, comme pendant toute la nuit suivante, une advection d'air tropical maritime a traversé la Belgique. Les températures enregistrées par la station n'ont pas cessé d'augmenter, provoquant une amplitude de température de près de 12°C par ciel couvert entre 6 h le 18 à 12 h le 19. Durant ce laps de temps, plusieurs épisodes de précipitations ont été enregistrés.



Le 19 janvier, le passage du front froid à Brugge a été enregistré à 12 h 30. La température est descendue de 11° à 7°C en moins de 15 minutes. Un renforcement significatif du vent a été constaté à l'avant du front froid avec des vitesses atteignant plus de 8 m/s (moyenne calculée sur une minute). Après le passage du front froid, la vitesse du vent est tombée à moins de 1 m/s. La concomitance de la diminution brutale de la température et de la vitesse du vent est mise en évidence sur la figure 4.

Figure 4 : Température à 10 m (trait noir), température du point de rosée (trait gris) et vitesse du vent à 10 m les 18 et 19 janvier 2012 à la station météorologique de Brugge. Les heures sont exprimées en TU+1.

2.3. Contraste météorologique au niveau régional (5 mars 2012)

Au cours de la journée du 5 mars 2012, l'anticyclone centré sur la mer Baltique a bloqué une dépression perturbée sur la Belgique.

Des précipitations, parfois importantes, ont été observées sur tout le pays. Elles ont pris un caractère hivernal dans le Hainaut occidental (Tournaisis) et en Flandre orientale. Cette situation y a provoqué de fortes contraintes de circulation et plusieurs centaines de kilomètres de bouchons. L'effondrement de pylônes de ligne à haute tension a été provoqué par ces intempéries à caractère hivernal. A titre de comparaison, en Belgique, à cette époque de l'année, le rayonnement global maximum est de l'ordre de 500 W/m² par ciel clair mais il peut être inférieur à 100 W/m² par ciel bouché en nuages bas (figure 5A). Le 5 mars, la station météorologique de l'IRM à Uccle [2] a enregistré une lame d'eau de 9 mm alors qu'il n'a été enregistré que 4,5 mm à la station du Mont Rigi [3]. A Brugge, il a plu sans discontinuité de 02 h à 12 h 30 (figure 5B).

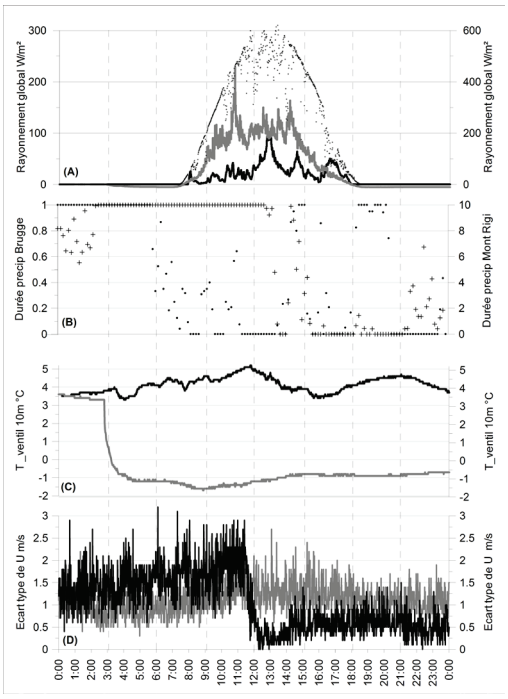


Figure 5 : Comparaison du rayonnement global (A), de l'occurrence et de la persistance des précipitations (B), des températures de l'air (C) et l'écart-type de U (D) entre la station du Mont Rigi (gris) et la station de Brugge (noir/croix) le 5 mars 2012 (TU+1). En supplément sur (A) : comparaison à Brugge entre le ciel couvert du 5 mars (trait noir) et un ciel beaucoup plus dégagé, celui du 8 mars (semi de fins points noirs).

La température moyenne enregistrée à Uccle le 5 mars était de 1,8°C (journée la plus froide du mois [2]). Alors qu'à Brugge, la température moyenne était de 4,1°C et au Mont Rigi de -0,5°C (figure 5C). Au Mont Rigi, le passage d'un front à 2 h 50 a provoqué une chute de température de 4°C en 30 minutes. Ce front était passé la veille à Brugge entre 22 h 00 et 23 h 00 (passage de 7°C à 4°C en 60 minutes).

A 11 h 40, l'écart-type (sur une minute) de la composante U (axe latitudinal) du vent mesuré à 10 m à Brugge a très significativement chuté en 20 minutes (figure 5D). Cela n'a eu que très peu d'effet sur la température de l'air. Par contre au Mont Rigi, ce même écart-type est resté inchangé (1 m/s). Cet écart-type constitue ici un indicateur de la turbulence du vent.

Conclusion

La confrontation des données du modèle WRF avec celles de la station météorologique expérimentale montre à quel point il est nécessaire de comparer les résultats de la modélisation atmosphérique avec des données de terrain fiables afin de détecter les limites de la modélisation et de la valider. Nous avons montré que la modélisation nécessite encore des améliorations notamment en matière de rayonnement. En effet, le modèle surestime ces valeurs par rapport aux mesures de la station de Brugge. L'amélioration de la modélisation du rayonnement a des répercussions sur la prévision des autres paramètres pris en compte (température et vent). Elle pourra ainsi probablement améliorer la qualité de leur estimation.

Trois situations météorologiques phénoménologiquement intéressantes ont été mises en exergue grâce à la haute précision des instruments de mesure de la station météorologique installée à Brugge. Le pas de temps des enregistrements de minute en minute a permis d'analyser d'importants et brutaux changements de variables météorologiques sur des périodes très courtes (de l'ordre de quelques minutes). Ce fut le cas lors du passage d'un front froid avec diminution brusque des températures et de la vitesse du vent. Enfin, une comparaison entre les données de la station météorologique de Brugge et celle du Mont Rigi a montré à quel point deux stations (distantes seulement de 200 km) peuvent enregistrer des valeurs et/ou situation atmosphériques très différentes et parfois surprenantes.

Références internet

[1] TWENTIES : www.twenties-project.eu (avril 2012)

[2] IRM : www.meteo.be (avril 2012)

[3] Laboratoire de climatologie et Topoclimatologie ULG : www.climato.be (avril 2012)

Références bibliographiques

Doutreloup S., 2011 : *Influences de l'environnement d'un parc éolien sur la prévision de sa production électrique à l'aide des modèles GFS (50 km/3 h) et WRF (4 km/15 min) : Le cas du parc éolien d'Amel (Haute Belgique)*. Actes du XXIVème Colloque International de l'AIC, 'Climat Montagnard et Risques', M. Fazzini & G. Beltrando Eds., 209-214.

Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Wang W., Powers J.G., 2008 : *A Description of the Advanced Research WRF Version 3.* NCAR Tech Notes NCAR/TN-475+STR, 113 pp.

SÉCHERESSES ET DÉFICIENCE HYDRIQUE DES SOLS DANS DES ZONES AGRICOLES DE LA SARDAIGNE DURANT LA PÉRIODE 1951-2010

Maria Antonia PULINA

Dipartimento di Agraria, Università di Sassari. Viale Italia 39, 07100 Sassari, Italie. pulina@uniss.it

Résumé *: On analyse les variations mensuelles de la réserve hydrique et de la déficience d'évaporation des sols pendant la période 1951-2010 dans deux zones à vocation agricole de la Sardaigne (Italie), afin de caractériser les sécheresses, leur intensité et leur récurrence. Un modèle de bilan hydrique a été utilisé, fonctionnant avec des données d'entrée de précipitations et d'évapotranspiration potentielle au pas de temps mensuel et une réserve utile du sol de 125 mm. Des années extrêmement sèches se sont produites à partir de 1981, mais la fréquence la plus élevée des mois à vidange complète des réservoirs a été observée dans les dix dernières années, surtout dans le sud de la Sardaigne. Les tendances à l'échelle saisonnière montrent une augmentation significative du déficit en été, mais surtout au printemps, en présentant donc un risque climatique très fort pour l'économie agricole de la région.*

Mots-clés : *Déficience d'évaporation, sécheresse, variabilité interannuelle, Sardaigne.*

Abstract: Droughts and soil water deficit in agricultural zones in Sardinia during the period 1951-2010.
This study analyses the inter-annual variability of the soil water resource and evaporation deficiency during the period 1951-2010 in two agricultural zones in Sardinia (Italy), in order to characterize the drought, their intensity and recurrence. A pattern of soil water balance at a monthly scale, based on precipitations and potential evapotranspiration and a AWC of 125 mm, has been used. Since 1981 extremely dry years has been observed, but the highest frequency has been registered during the last ten years, especially in southern Sardinia. The trend of the evaporation deficiency at a seasonal scale shows a significant increase in summer and, particularly, in spring. This trend represents a big climatic risk to the agricultural economy of the region.

Keywords*: Evaporation deficit, drought, interannual variability, Sardinia.*

Introduction

On parle souvent de "sécheresse" pour désigner les périodes sèches prolongées. Il existe fondamentalement trois types de sécheresse qui peuvent survenir séparément ou simultanément. Une sécheresse météorologique se définit en fonction de l'absence de précipitations importantes par rapport à la normale pendant une période prolongée. Les sécheresses agricoles établissent un lien entre les caractéristiques des sécheresses météorologiques et les répercussions sur le bétail et la croissance des cultures. La sécheresse hydrologique a trait aux effets de l'absence de précipitations sur les ressources hydriques d'une région.

Dans le climat méditerranéen, la période sèche apparait comme une caractéristique particulière ; toutefois, selon le GIEC (2007), à cause du changement climatique, on observe des variations de la fréquence et de l'intensité des sécheresses : par exemple, à partir de 1990 l'Europe du Sud et le Nord de l'Afrique enregistrent des hivers plus secs pendant la phase positive de la NAO. Dans ce contexte, la Sardaigne, en considérant sa position centrale dans le basin méditerranéen, représente un observatoire privilégié.

Dans le but de définir l'influence du changement climatique sur la sécheresse des sols, un modèle de bilan hydrique a été appliqué à des zones agricoles de la Sardaigne (Italie), afin de caractériser les sécheresses agricoles durant la période 1951-2010, leur intensité et leur récurrence. En particulier, on analyse la variabilité interannuelle de la réserve hydrique et surtout du déficit d'évapotranspiration, en tant qu'indicateurs des conditions de sécheresse.

1. Données et méthodes

Nous avons retenu les données de deux stations météorologiques : Alghero-Fertilia (40°40'12''N, 8°16'47''W, alt. 28 mètres) et Cagliari-Elmas (39°13'59''N, 9°03'W, alt. 21 m), appartenant au réseau de l'Aéronautique Militaire Italienne. Les stations ont été qualifiées de *thermoméditerranéennes* selon la définition de Bagnouls & Gaussen parce que la durée de la sécheresse est normalement supérieure à quatre mois (Pulina, 1997). Ces postes-ci sont similaires quant à l'altitude et à la distance par rapport à la mer, mais ils sont différents pour ce qui concerne la latitude. La période d'investigation s'étend de 1951 à 2010.

Les données utilisées dans cette étude englobent les températures et les précipitations mensuelles, provenant de la base de données de l'European Climate Assessment & Dataset - ECA&D, ainsi que la nébulosité, tirée de la base de données SCIA (ISPRA) ; cette dernière a été considérée pour la détermination de l'ETP. En ce qui concerne la nébulosité d'Alghero, la série étant interrompue en 1998, nous avons utilisé les données d'une station voisine, Capo Caccia, une fois que la corrélation sur la période commune a été vérifiée (r = 0,96).

Donc, nous avons utilisé un modèle de bilan hydrique simple, fonctionnant avec des données d'entrées de précipitations et d'évapotranspiration potentielle au pas de temps mensuel. Ces paramètres font varier la teneur en eau du sol : en effet, les précipitations permettent le remplissage de la réserve hydrique, tandis que l'évapotranspiration détermine sa vidange. Lorsque les précipitations sont faibles par rapport à l'évapotranspiration, la réserve hydrique est utilisée et on peut engendrer une déficience d'évaporation.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) a été effectué à partir de la formule de Turc (Turc, 1961). Cette formule dépend du rayonnement global (Rg) et de la température moyenne (t) :

$$ETP\ (mm) = 0{,}40 * (Rg + 50) * t / (t + 15)$$

avec, pour le mois de février, le coefficient est 0,37 (Pumo, 1971). Les données du rayonnement global étant manquantes, nous avons estimé ce paramètre à partir des données de température et de nébulosité, suivant le modèle proposé par Supit & Van Kappel (Supit *et al.*, 1998).

Le calcul du bilan a ensuite été réalisé en prenant une taille de réserve utile unique de 125 mm, représentative des conditions pédologiques des zones considérées, et en appliquant une décroissance logarithmique de la réserve au cours de la période déficitaire (Thornthwaite et Mather, 1957). Le calcul au pas de temps mensuel permet de montrer la variabilité interannuelle du bilan de l'eau ainsi que la fréquence et l'intensité des périodes de déficience hydrique, définie par la différence entre l'ETP et l'ETR. Cet indicateur de sécheresse permet de caractériser non seulement chacun des mois, mais aussi les saisons et les années en cumulant les valeurs mensuelles (Dubreuil *et al.*, 2009*)*.

2. Résultats

Les résultats présentés ici concernent soit les valeurs moyennes, la fréquence mensuelle et les variations interannuelles du niveau d'eau dans la réserve utile des sols (R.U.), soit la variation interannuelle du déficit d'évaporation (D.E.) dans les zones agricoles considérées. En particulier, ce dernier paramètre va nous permettre le suivi de l'intensité de la sécheresse des sols à partir de 1951.

2.1. La variabilité interannuelle de la réserve hydrique

Les paramètres statistiques des graphiques suivants (figure 1) illustrent la variation annuelle du stock d'eau dans la réserve utile. La médiane révèle une diminution de la réserve

dès les mois février-mars et atteint des valeurs inferieures à 10 % du remplissage entre juin et octobre dans la zone septentrionale (Alghero), et entre mai et novembre dans le sud (Cagliari).

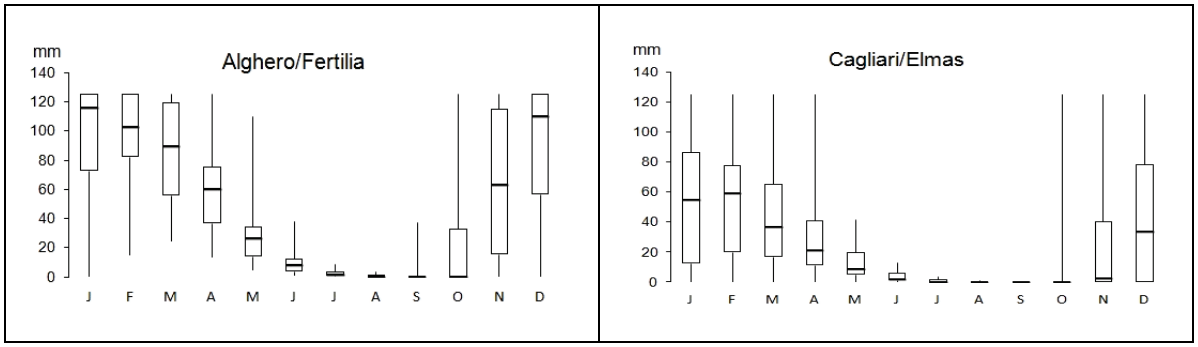


Figure 1 : Paramètres statistiques des valeurs mensuelles de la réserve utile du sol dans les stations considérées. On a représenté la médiane, le 25ième et le 75ième percentile et les valeurs maximum et minimum.

Le suivi de la durée et de l'intensité des sécheresses depuis 1951 est illustré dans la figure 2. Nous avons utilisé des seuils de teneur en eau correspondant à 100 %, 50 %, 10 % et 0 % de la R.U., c'est-à-dire 125 mm, 62,5 mm, 12,5 mm et 0,1 mm.

	ALGHERO / FERTILIA					CAGLIARI / ELMAS				
	R.U. comp	100-50%	50-10%	10-0,1%	R.U. vide	R.U. comp	100-50%	50-10%	10-0,1%	R.U. comp
1951	2	3	4	3	0	2	5	1	4	0
1952	0	4	1	7	0	0	4	1	5	2
1953	2	3	4	3	0	0	1	0	6	5
1954	3	2	3	4	0	0	0	0	6	6
1955	2	5	2	3	0	0	1	3	5	3
1956	4	3	1	4	0	0	4	0	8	0
1957	2	4	2	4	0	1	3	2	5	1
1958	2	4	2	4	0	0	4	3	4	1
1959	2	6	1	3	0	1	4	3	4	0
1960	4	2	2	4	0	0	3	2	5	2
1961	3	2	3	4	0	0	6	1	4	1
1962	4	3	0	5	0	0	6	1	5	0
1963	2	3	1	6	0	1	3	2	6	0
1964	2	6	0	4	0	0	3	2	6	1
1965	5	2	0	5	0	2	6	0	4	0
1966	4	4	0	4	0	0	6	1	4	1
1967	2	4	1	5	0	0	4	1	4	3
1968	3	4	0	5	0	0	3	3	4	2
1969	4	3	2	3	0	1	3	2	6	0
1970	3	3	0	6	0	0	2	2	5	3
1971	1	5	1	5	0	0	4	0	6	2
1972	2	3	1	6	0	1	4	2	5	0
1973	0	2	3	7	0	2	2	1	5	2
1974	0	4	1	7	0	0	3	1	7	1
1975	0	4	1	7	0	0	3	2	5	2
1976	3	5	1	3	0	0	4	2	6	0
1977	1	5	1	5	0	0	3	1	6	2
1978	2	5	2	3	0	0	6	1	4	1
1979	1	7	0	4	0	0	3	1	8	0
1980	3	3	2	4	0	0	3	1	5	3

	ALGHERO / FERTILIA					CAGLIARI / ELMAS				
	R.U. comp	100-50%	50-10%	10-0,1%	R.U. vide	R.U. comp	100-50%	50-10%	10-0,1%	R.U. vide
1981	0	8	0	4	0	0	2	2	4	4
1982	1	5	1	4	1	0	3	0	0	9
1983	1	3	2	6	0	0	4	0	7	1
1984	0	5	3	4	0	0	2	2	6	2
1985	1	3	3	5	0	1	5	1	5	0
1986	2	3	1	6	0	0	2	4	4	2
1987	2	4	1	3	2	0	2	2	4	4
1988	1	4	1	6	0	0	2	2	4	4
1989	0	3	3	6	0	0	0	0	6	6
1990	1	5	2	3	1	0	2	1	0	9
1991	2	5	2	3	0	0	3	2	7	0
1992	2	3	2	4	1	0	1	2	1	8
1993	1	5	2	4	0	0	6	1	5	0
1994	1	2	4	5	0	0	3	1	4	4
1995	0	2	3	4	3	0	0	0	2	10
1996	0	6	2	4	0	0	3	0	7	2
1997	2	3	1	4	2					
1998						0	3	1	5	3
1999						1	1	0	5	5
2000	2	4	1	4	1	0	3	2	6	1
2001	2	4	1	4	1	0	1	2	4	5
2002	0	3	2	7	0	0	0	0	0	12
2003	2	3	2	3	2	0	3	2	5	2
2004	1	5	1	5	0	1	5	1	4	1
2005	2	4	1	5	0	1	4	2	4	1
2006	0	3	2	7	0	0	2	2	4	4
2007	0	2	3	7	0	0	1	0	6	5
2008	2	4	1	5	0	0	1	1	0	10
2009						1	2	2	7	0
2010						0	3	3	4	2

Légende	R.U. comp	0-1 mois	2-3 mois	4-5 mois	6-7 mois	>7 mois	Ann manq
	1						

Total	68	113	42	137	0	11	106	42	157	44
Total%	14	32	13	39	2	2	25	11	39	23

Figure 2 : Nombre de mois par an où le stock d'eau dans la réserve du sol est compris entre les seuils considérés : 100 %, 50 %, 10 % et 0 % (R.U. comp : nombre de mois où la réserve hydrique est complète ; Ann manq : année avec des données manquantes).

La lecture croisée de ces graphiques permet de distinguer au cours de la période 1951-2010 :

- des sécheresses longues et intenses (R.U. < 10 % en 7 mois ou plus) communes aux zones considérées : années 1952, 1973-75, 1995, 2002, 2006-2007 ;

- des sécheresses communes, mais courtes et intenses (R.U. tout à fait vide en 2 mois ou plus) : années 1987, 1995, 1997 et 2003 ;

- une sécheresse en général plus marquée et plus longue sur la zone du sud de l'île (R.U. tout à fait vide en 3 mois ou plus) : années 1953-1955, 1967, 1970, 1980-1982, 1987-1990, 1992, 1994-95, 1998-1999, 2001-2002 et 2006-2008 ;

- une fréquence plus élevée des mois à vidange complète dans la dernière décennie, surtout dans le sud de la Sardaigne : années 2002 et 2008.

2.2. Le déficit d'évaporation

La figure 3 montre l'évolution du déficit d'évaporation annuelle D.E. pendant la période 1951-2010 à Alghero/Fertilia et à Cagliari/Elmas. On y voit trois éléments représentés : le cumul annuel (histogramme), la moyenne mobile (courbe en pointillé) calculée sur une période de cinq ans, et la droite de tendance de l'évolution du déficit.

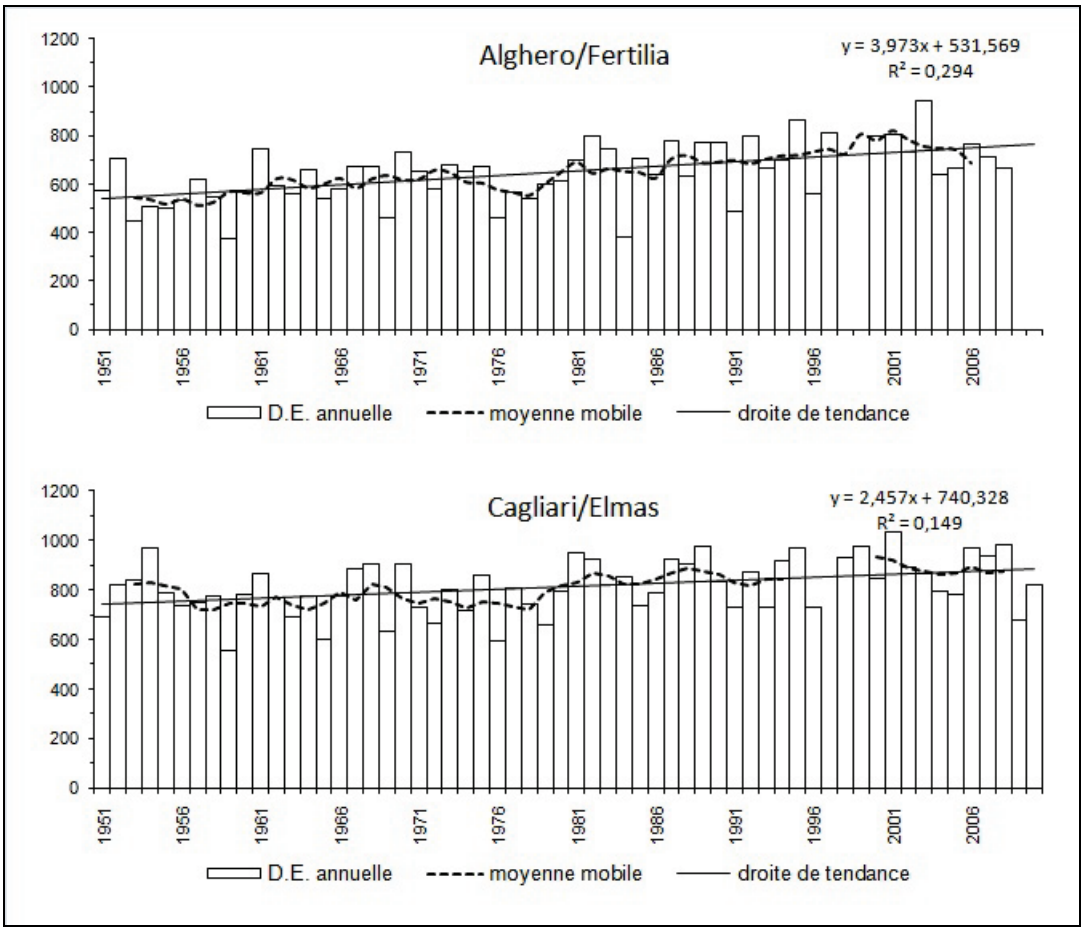


Figure 3 : Variation du déficit d'évaporation (D.E.) annuel dans les stations de Alghero/Fertilia et Cagliari/Elmas pendant la période 1951-2010.

La moyenne de ce déficit d'évaporation oscille autour de 645 mm à Alghero/Fertilia, le maximum étant 940 mm (2003), le minimum 375 mm (1959) ; les moyennes décennales montrent une augmentation continue du déficit, de 537 mm (1951-60) à 739 mm (2001-2008), à l'exception des années 1971-80 (moyenne 602 mm).

La station de Cagliari/Elmas voit le déficit varier autour de 814 mm, entre 1036 mm (2001) et 558 mm (1959). Les moyennes décennales ont des valeurs peu dispersées autour de la moyenne 1951-2010, de 770 mm sur la période 1951-60 à 875 mm sur les dix ans 2001-2010, mais présentent également une tendance à l'augmentation du déficit.

La droite de la régression linéaire représentée dans les graphiques de la figure 3 souligne cette augmentation avec le temps.

En ce qui concerne l'intensité et la significativité de cette tendance, dans le tableau 1, nous avons reporté les coefficients des régressions linéaires du déficit d'évaporation avec le temps soit à l'échelle annuelle, soit à l'échelle saisonnière. Nous observons des tendances à la hausse significatives au seuil de 95 % selon le test de Mann-Kendall, pour l'année et pour les saisons de printemps et d'été.

Tableau 1 : Coefficients de la tendance du déficit d'évaporation (D.E.) saisonnière et annuelle pour la période 1951-2010. Les coefficients en gras sont significatifs au seuil de 95 % selon le test de Mann-Kendall.

	Hiver	Printemps	Eté	Automne	Année
Alghero/Fertilia	+0,225 ∓ 0,081	**+1,332 ∓ 0,401**	**+1,838 ∓ 0,372**	+0,445 ∓ 0,312	**+3,973 ∓ 0,837**
Cagliari/Elmas	+0,387 ∓ 0,210	**+0,914 ∓ 0,450**	**+0,984 ∓ 0,232**	+0,198 ∓ 0,378	**+2,457∓ 0,778**

Quant à la tendance mensuelle, les coefficients des régressions linéaires (tableau 2) montrent des tendances à la hausse significatives pour touts les mois de mars à août dans la zone septentrionale, mais aussi pendant le mois de mars, et entre juin et août dans le sud de l'île.

Tableau 2 : Coefficients de la tendance du déficit d'évaporation (D.E.) mensuelle pour la période 1951-2010. Les coefficients en gras sont significatifs au 95 % selon le test de Mann-Kendall.

	Alghero/Fertilia	Cagliari/Elmas
Janvier	**+0,05∓0,037**	+0,17∓0,088
Février	+0,16∓0,053	+0,29∓0,123
Mars	**+0,25∓0,096**	**+0,36∓0,149**
Avril	**+0,42∓0,153**	+0,13∓0,210
Mai	**+0,66∓0,244**	+0,43∓0,218
Juin	**+0,89∓0,205**	**+0,45∓0,137**
Juillet	**+0,57∓0,110**	**+0,24∓0,070**
Août	**+0,37∓0,168**	**+0,29∓0,146**
Septembre	+0,22∓0,282	-0,00∓0,245
Octobre	+0,16∓0,196	+0,271∓0,219
Novembre	**+0,05∓0,090**	**-0,08∓0,133**
Décembre	**-0,00∓0,029**	**-0,10∓0,085**

Conclusion

L'étude de l'évolution des sécheresses des sols pendant plus d'un demi-siècle en Sardaigne a mis en évidence une tendance à l'augmentation de la déficience d'évaporation dans les zones agricoles considérées. Des années extrêmement sèches se sont produites à partir de 1981, mais la fréquence la plus élevée des mois à vidange complète des réservoirs hydriques a été observée dans les dix dernières années, surtout dans le sud de la Sardaigne. Les tendances

à l'échelle saisonnière montrent une augmentation significative du déficit au printemps, surtout en mars, représentant donc un risque climatique très fort pour l'économie agricole de la région.

Remerciements : Cette recherche est financée par la Région Autonome de la Sardaigne (R.A.S.), dans le cadre du Projet "Biodiversità degli alberi monumentali della Sardegna", proposé par le "Centro Interdipartimentale per la Conservazione e la Valorizzazione della Biodiversità Vegetale".

Références bibliographiques

Dubreuil V., Planchon O., 2009 : *Bilan d'un siècle d'observation des sécheresses et des types de circulations atmosphériques associées à Rennes*. Actes du XXIIème Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Cluj (Roumanie), 2009, 139-144.

ECAD&D : http://eca.knmi.nl ; consulté en 2012.

GIEC, 2007 : *Climate Change, Synthesis reports*. http://www.ipcc.ch.

Pulina M. A., 1997 : Caratterizzazione dell'aridità in Sardegna attraverso l'uso dei diagrammi ombrotermici. *Bollettino della Società Sarda di Scienze Naturali*, 31, 1-16.

Pumo D., 1970 : Recenti acquisizioni per il calcolo dell'evapotraspirazione. *Atti del Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee*, Palermo 1970, 66-104.

SCIA – ISPRA : http://scia.sinanet.apat.it.

Supit I. et Van Kappel R. R, 1998 : A simple method to estimate global radiation. *Solar Energy,* 63 (3), 147-160.

Thornthwaite C.W. et Mather J.R., 1957 : Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance. *Climatology*, 10 (3), Drexel Institute of Technology, Centerton, New Jersey.

Turc L., 1961 : Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, 12, 13-49.

SUIVI PAR TÉLÉDÉTECTION DE L'ÉVOLUTION DES SURFACES GLACIAIRES ET DE L'ALTITUDE DE LA LIGNE D'ÉQUILIBRE POUR LES ALPES FRANÇAISES : SENSIBILITÉ AUX PARAMÈTRES MORPHO-CLIMATIQUES POUR LA PÉRIODE 1984-2010

Antoine RABATEL [1], Jean-Pierre DEDIEU [2], Anne LETREGUILLY [1] et Delphine SIX [1]

[1] *UJF-Grenoble 1 / CNRS, LGGE. 54, rue Molière. 38400 Saint Martin d'Hères, France.*
rabatel@lgge.obs.ujf-grenoble.fr, letreguilly@lgge.obs.ujf-grenoble.fr, six@lgge.obs.ujf-grenoble.fr
[2] *CNRS / UJF-Grenoble 1 / G-INP / IRD, LTHE. 70, rue de la Physique. 38400 Saint Martin d'Hères, France.*
jean-pierre.dedieu@ujf-grenoble.fr

Résumé *: Ce travail présente : i) les résultats d'un nouvel inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises (1985-86, 2003, 2011) montrant un retrait moyen de près de 20% au cours des 25 dernières années ; et ii) le suivi annuel de l'altitude de la ligne d'équilibre d'une quarantaine de glaciers montrant une élévation moyenne de 6 m/an pour la période 1984-2010. Une analyse de l'évolution des conditions climatiques à l'échelle régionale à partir de 20 stations météorologiques est également présentée pour cette même période. Entre 1984 et 2010, les degrés-jours positifs estivaux (DJPE) montrent une hausse moyenne de 150±60 DJPE, les précipitations hivernales cumulées sont stables. Enfin, la sensibilité des paramètres glaciaires est étudiée au regard des paramètres morpho-climatiques.*

Mots-clés *: Glacier, changement climatique, télédétection, Alpes françaises.*

Abstract: Monitoring glacier surface-area and equilibrium-line altitude changes in the French Alps using remote-sensing: sensitivity analysis to morpho-climatic parameters over the 1984-2010 period.
This work presents: i) the results of a new inventory of glaciers in the French Alps (1985-86, 2003, 2011) showing an average withdrawal of about 20% for the last 25 years, and ii) the reconstruction of the annual equilibrium-line altitude for forty glaciers which shows an average increase of 6 m/year for the 1984-2010 period. An analysis of the changes in climate conditions at a regional scale conducted from 20 weather stations is also presented for the same time period. For the study period, the summer positive degree-day (SPDD) showed an average increase of 150±60 SPDD, cumulative winter precipitation are stable. Finally, the sensitivity of glacier parameters is studied regarding morpho-climatic parameters.

Keywords*: Glacier, climate change, remote-sensing, French Alps.*

Introduction

Les glaciers de montagne constituent de bons indicateurs du climat (IPCC, 2007). Les processus d'accumulation et d'ablation à leur surface, régissant les variations de volume, de surface et d'altitude de leur ligne d'équilibre (ELA), dépendent directement des conditions climatiques liées aux effets de sites et au contexte régional. Etudier la sensibilité des paramètres glaciaires (volume, surface, ELA) aux paramètres morphologiques et climatiques constitue une étape nécessaire pour connaître la réponse des glaciers aux variations climatiques et anticiper leur évolution future dans un contexte de changement climatique. A l'échelle des Alpes françaises, moins d'une dizaine de glaciers sont suivis avec des mesures de terrain par l'observatoire GLACIOCLIM. Ceci permet d'étudier précisément les processus glaciologiques à l'échelle du glacier. Cependant, le petit nombre de glaciers instrumentés constitue une contrainte pour cerner la variabilité spatio-temporelle de la sensibilité des glaciers aux variations climatiques. Ainsi, mesurer les paramètres glaciaires à une échelle régionale s'avère nécessaire et la télédétection est un outil parfaitement adapté à cette tâche.

Ce travail présente les résultats d'un nouvel inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises (1985-86, 2003, 2011), puis le suivi annuel de la ELA d'une quarantaine de glaciers. Ces données sont issues de la télédétection spatiale. Ensuite, l'analyse de l'évolution des conditions climatiques à l'échelle régionale (température estivale, précipitation hivernale)

est présentée pour la période 1984-2010. Elle a été conduite à partir de 20 stations météorologiques réparties autour et au sein de la zone d'étude. Enfin, la sensibilité des paramètres glaciaires aux paramètres morphologiques et climatiques est étudiée.

1. Zone d'étude

L'inventaire des glaciers des Alpes françaises que nous avons conduit compte 593 glaciers. Parmi ceux-ci, 33 ont été sélectionnés pour reconstruire l'évolution de leur ligne d'équilibre mesurée annuellement en fin d'été sur des images satellites au cours de la période 1984-2010. Cet échantillon a été complété par 10 glaciers frontaliers : 2 en Suisse et 8 en Italie (*cf.* figure 1 et tableau 1 pour la liste complète). La sélection a été faite sur la base des critères suivants : *1)* étendue altitudinale suffisante pour que la ligne de neige soit présente chaque année ; *2)* toutes les orientations doivent être représentées ; *3)* répartition latitudinale pour l'ensemble des « Alpes françaises englacées ». Parmi ces glaciers, les numéros 4, 5, 8, 28 et 31 font l'objet de mesures de terrain dans le cadre de l'observatoire GLACIOCLIM (bilan de masse, variations d'épaisseur, de longueur).

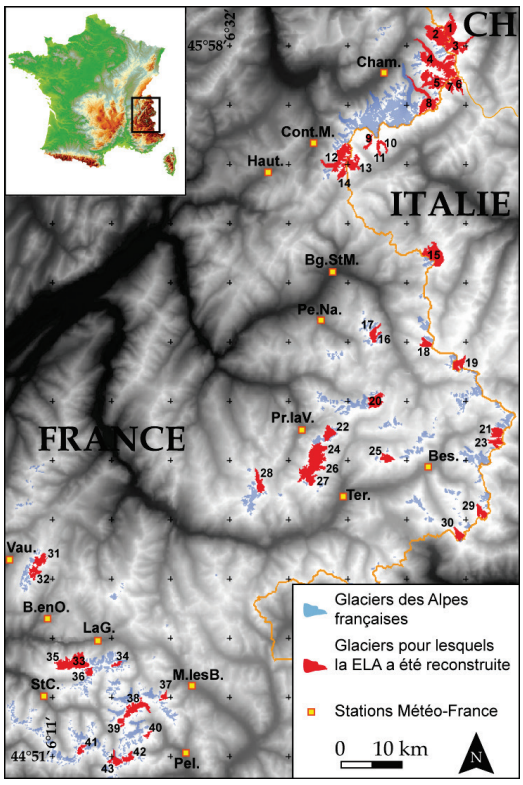


Figure 1 : Localisation des glaciers utilisés dans cette étude. L'inventaire couvre l'ensemble des glaciers des Alpes françaises. La reconstruction de la ELA a été réalisée pour les glaciers en rouge (les numéros renvoient au tableau 1). Certaines stations météorologiques utilisées pour l'analyse climatique sont hors carte (*cf.* tableau 1).

Tableau 1 : Glaciers et des stations météorologiques utilisés dans cette étude. Le numéro indiqué pour chaque glacier et le code pour chaque station météorologique renvoient à la figure 1.

Glaciers				Stations météorologiques		
N°	**Nom**	**N°**	**Nom**	**Code**	**Nom**	**Altitude**
1	Trient (CH)	23	Grand Méan	Cham.	Chamonix-Mt-Blanc	1042
2	Tour	24	Pelve	*Hors carte*	Contamine-sur-Arve	452
3	Saleina (CH)	25	Vallonnet	Cont.M.	Les Contamines-Montjoie	1180
4	Argentière *	26	Arpont	Haut.	Hauteluce	1215
5	Talèfre *	27	Mahure	Bg.StM.	Bourg-saint-maurice	865
6	Pré de Bar (IT)	28	Gébroulaz *	Pe.Na	Peisey-nancroix	1350
7	Triolet (IT)	29	Baounet	Pra.laV.	Pralognan-la-vanoise	1420
8	Leschaux *	30	Rochemelon	Bes.	Bessans	1715
9	Mont Blanc (IT)	31	Saint Sorlin *	Ter.	Termignon	1280
10	Freiney (IT)	32	Quirlies	*Hors carte*	Lyon - Bron	198
11	Brouillard (IT)	33	Girose	*Hors carte*	St-Etienne-de-St-Geoirs	384
12	Tré la Tête	34	Lautaret	*Hors carte*	Allemond	1270
13	Lée Blanche (IT)	35	Mont de Lans	Vau.	Vaujany	772
14	des Glaciers	36	Selle	B.enO.	Besse-en-Oisans	1525
15	Rutor (IT)	37	Casset	LaG.	La Grave	1780
16	Savinaz	38	Blanc	M.lesB.	Monetier-les-Bains	1459
17	Gurraz	39	Vallon Pil.	StC.	St-Christophe-en-Oisans	1570
18	Sassière	40	Violettes	Pel.	Pelvoux	1260
19	Tsantelaina (IT)	41	Rouies	*Hors carte*	La Chapelle-en-Valgaudemar	1270
20	Grande Motte	42	Sélé	*Hors carte*	Embrun	871
21	Mulinet	43	Pilatte			
22	Arcelin	* = glaciers instrumentés dans le cadre de GLACIOCLIM				

2. Méthodes et données

2.1. Mesure des surfaces et de la ligne de neige par télédétection

L'inventaire des glaciers a été réalisé pour trois périodes : 1985-86, 2003 et 2011. Le contour des glaciers a été tracé à partir d'images optiques enregistrées en fin d'été par les satellites Landsat TM5 et ETM+7 (résolution spatiale = 30 m en mode multispectral, 15 m en mode panchromatique). Pour les images de 1985-86, un indice de neige (NDSI, Rees, 2005) a été appliqué, ainsi qu'une combinaison des canaux 5, 4 et 2. Ces deux produits permettent de discriminer les surfaces enneigées et englacées du reste des surfaces ainsi que de la couverture nuageuse (Rabatel *et al.*, 2012). Une détection automatique des glaciers a été réalisée sur la base de ces deux produits. Chaque glacier a ensuite été individuellement vérifié et son contour ajusté si besoin, avec une attention particulière en cas de couverture détritique ou d'ombre. Les contours de 1985-86 ont ensuite été superposés aux images de 2003 et le contour de chaque glacier a été ajusté manuellement à sa nouvelle géométrie. Ce processus a été finalement reproduit pour 2011 à partir des contours de 2003.

Pour reconstruire la ELA, près de 130 images satellites enregistrées en fin d'été ont été utilisées. Elles sont issues des capteurs : Landsat TM5 et ETM+7, SPOT 1 à 5 et ASTER. Après corrections de géométrie (ortho-rectification), une combinaison des bandes 5, 4 et 2 (Landsat) et 4, 3 et 1 (SPOT et ASTER) a été réalisée sur chaque image pour faciliter l'identification de la ligne de neige qui constitue un excellent indicateur de la ELA en fin d'année hydrologique (Rabatel *et al.*, 2005, 2012). La ELA a été calculée avec le modèle numérique de terrain de l'IGN.

2.2. Données météorologiques

Le tableau 1 liste les stations météorologiques utilisées, réparties autour et au sein de la zone d'étude (*cf.* figure 1). Parmi les 105 stations de la base de données de Météo-France pour les départements Hautes-Alpes, Isère, Savoie et Haute-Savoie, et possédant des mesures de température et précipitations au cours de la période 1984-2010, 40 ont été retenues sur la base d'un critère de proximité aux zones englacées (plus Lyon-Bron comme référence régionale). Sur ces 40 stations, 20 possèdent des séries continues de précipitations hivernales et températures estivales. Les paramètres retenus pour l'analyse sont :

- Le cumul des degrés-jours positifs du 15 mai au 15 septembre (DJPE), extrapolés à l'altitude de 3000 m à partir d'un gradient standard de 6°C/km.
- Le cumul des précipitations hivernales à la station (du 15 septembre au 15 mai).

3. Résultats et discussion

3.1. Evolution des surfaces englacées et de la ELA pour les 25 dernières années

La figure 2 illustre l'évolution des glaciers du Massif des Grandes Rousses pour les trois dates considérées. Sur la base de ces résultats, le retrait des glaciers dans les autres massifs a été estimé pour 2011. Les données sont présentées dans le tableau 2. Au cours des 25 dernières années, on estime que la superficie des glaciers dans les Alpes françaises a diminué d'environ 80 km², soit un peu plus de 23 %. Cette diminution est hétérogène d'un massif à l'autre et varie entre 7 et 72 %.

Cette variabilité est principalement liée à deux facteurs : l'altitude maximale des glaciers dans le massif considéré et la latitude de celui-ci. Par exemple : plus les altitudes sont basses et plus le massif est situé au Sud des Alpes françaises, plus la perte de surface est importante. En effet, l'altitude maximale atteinte par les glaciers influe sur la taille de la zone

d'accumulation, et la latitude influe sur les conditions climatiques : plus on va vers le Sud des Alpes, plus le contexte méditerranéen (plus chaud et plus sec) se fait sentir.

Tableau 2 : Evolution des surfaces englacées pour l'ensemble des Alpes et par massif (les valeurs en italique, soulignées représentent les valeurs estimées pour 2011, cf. texte).

	Surface (km²)		Perte de surface par période (%/an)					
			Mt Blanc	**Vanoise**	**Belledonne**	**Gdes Rousses**	**Ecrins**	**Ubaye**
1985-86	340							
2003	291	1985-86 – 2003	-0,2	-0,9	-2,8	-1,6	-1,3	-3,5
2011	*260*	2003 – 2011	*-0,4*	*-1,5*	*-5*	-2,9	*-2,3*	*-5,1*
Perte totale	*-80*	1985-86 – 2011	*-0,3*	*-1,0*	*-2,7*	-1,7	*-1,4*	*-3,1*
		Perte totale (%)	***-7***	***-25***	***70***	**-45**	***-37***	***-72***

Le retrait glaciaire mis en évidence par l'inventaire diachronique montre une bonne adéquation avec l'évolution à la hausse de la ELA. En effet, la figure 3 montre que la ELA moyenne des 43 glaciers est remontée d'un peu plus de 6 m/an en moyenne entre 1984 et 2010. Même si, sur cette période, cette tendance n'est pas significative d'un point de vue statistique au regard de la forte variabilité interannuelle, on remarque néanmoins une correspondance entre les positions très élevées de la ELA depuis 2003 et l'accélération du retrait glaciaire depuis la même date, mise en évidence par les données de l'inventaire et par les pertes de volume quantifiées à partir des mesures de terrain (Vincent *et al.*, 2009).

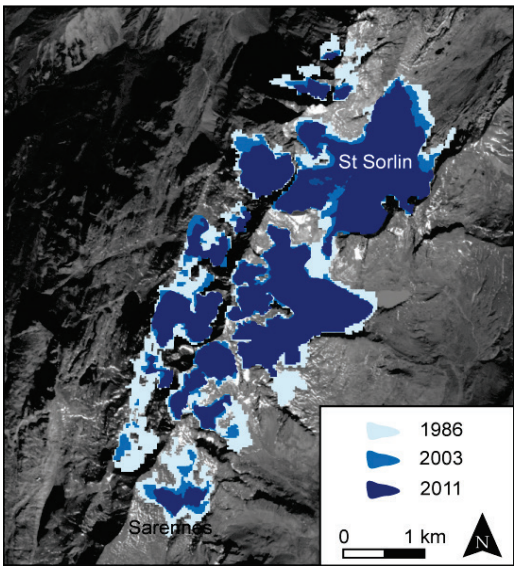


Figure 2 : Extension des glaciers du Massif des Grandes Rousses en 1986, 2003 et 2011. Le fond de carte est une image du satellite SPOT5 du 15/10/2011 ©SPOT-Image.

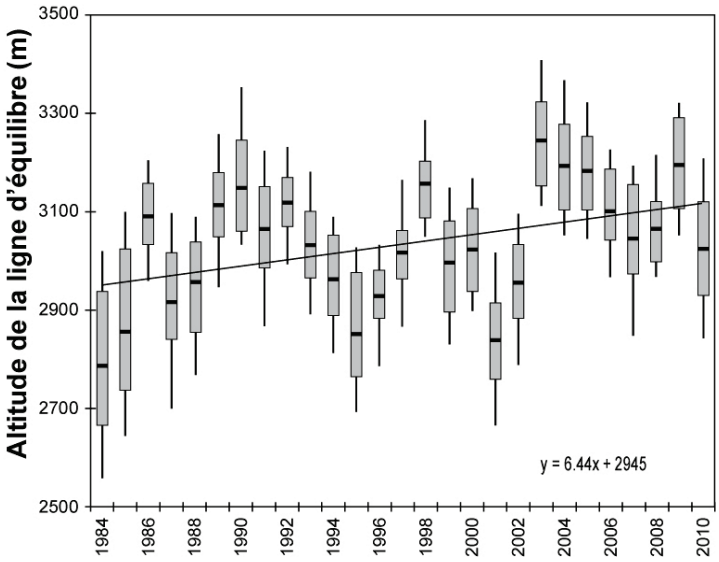


Figure 3 : Evolution de l'altitude de la ligne d'équilibre mesurée en fin d'année hydrologique pour 43 glaciers des Alpes. Le trait noir horizontal au sein de chaque « boite » représente la moyenne annuelle de l'échantillon. Les bornes supérieures et inférieures de chaque « boite » correspondent aux 3ème et 1er quartiles. L'extrémité des « moustaches » correspond aux 9ème et 1er déciles.

Sur l'ensemble de la période d'étude, l'élévation moyenne de la ELA pour tous les glaciers étudiés est de 160 m (entre 0 et 380 m suivant le glacier considéré). En étudiant la ELA glacier par glacier, on note qu'elle est en moyenne plus élevée de 100 m en altitude pour les glaciers situés au sud que pour ceux situés au nord des Alpes françaises. Cette observation est à relier avec le retrait glaciaire plus important pour les massifs du sud mentionnés plus haut. Effectivement, plus la ELA est élevée plus la zone d'accumulation est restreinte ; par conséquent les apports de masse sont moins importants et le retrait est donc plus grand.

3.2. Evolution climatique au cours des 25 dernières années, lien avec le retrait glaciaire

Les cumuls de DJPE des 20 stations étudiées affichent une tendance à la hausse, en moyenne de 5,3±1,9 DJPE/an à 3000 m d'altitude au cours de la période 1984-2010. Cette tendance apparait statistiquement significative au risque d'erreur de 5 %. Cette augmentation moyenne de 150±60 DJPE à 3000 m d'altitude sur la période d'étude correspond à un apport supplémentaire de 14±6 W/m², qui peut se traduire par une ablation supplémentaire de l'ordre de 0,5 m éq. eau (en considérant que l'ensemble de cette énergie est utilisée pour fondre la neige). Concernant les précipitations hivernales, les séries montrent une légère tendance à la baisse, non significative statistiquement. On note qu'en moyenne, la variabilité interannuelle du cumul des précipitations hivernales, semble moins prononcée après 2001 (écart type divisé par deux avant et après 2001).

Une analyse des corrélations simples pour la période 1984-2010, entre la ELA de chaque glacier et les variables climatiques (DJPE et précipitations hivernales) pour chaque station météo a été conduite. Compte tenu de notre jeu de données (27 années), le coefficient de corrélation est significatif pour un risque d'erreur de 1 % si $r > 0,49$ ou $r < -0,49$.

Pour la température (figure 4 à gauche), on remarque : *1)* un coefficient généralement élevé et toujours significatif quel que soit le glacier ; *2)* une très légère décroissance du coefficient de corrélation en fonction de la latitude croissante, mais non significative statistiquement. Cela signifie que la part de la variance de la ELA expliquée par le cumul de DJPE est, d'une part, importante, et d'autre part, du même ordre quel que soit le glacier considéré. S'agissant des précipitations hivernales (figure 4 à droite), on remarque un comportement particulier du Massif des Ecrins (triangles noirs sur la figure 4), qui pourrait être relié à un régime de précipitations hivernales influencé par les retours d'Est. En excluant les glaciers des Ecrins, on note une décroissance de la corrélation en fonction de la latitude croissante, significative statistiquement, qui tendrait à montrer une influence moindre des précipitations sur la ELA pour les glaciers du nord des Alpes françaises (Mt Blanc) en comparaison de ceux de la partie centrale (Vanoise, Maurienne, Gdes Rousses).

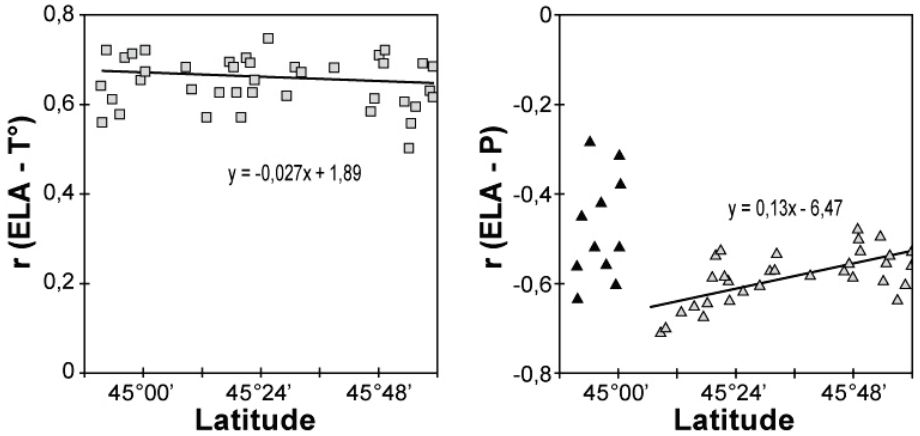


Figure 4 : Meilleures corrélations parmi tous les couples possibles (glacier ; station) entre la ELA de chaque glacier et les cumuls de DJPE (à gauche), et les cumuls de précipitations hivernales (à droite), en fonction de la latitude du glacier. Les triangles noirs représentent les glaciers du Massif des Ecrins.

Une analyse bivariée entre la ELA de chaque glacier et les deux variables climatiques montre qu'en moyenne, l'influence des températures est plus importante que celle des précipitations sur la ELA annuelle. Cette influence est largement prépondérante pour les glaciers du Massif des Ecrins.

Conclusion

La télédétection spatiale constitue indéniablement un outil adapté pour le suivi à l'échelle régionale des paramètres glaciologiques ; en témoignent les résultats présentés dans cette étude avec : *1)* un nouvel inventaire diachronique des glaciers des Alpes françaises, et *2)* le suivi de l'évolution interannuelle au cours de la période 1984-2010 de la ligne d'équilibre de 43 glaciers. Sur cette période, nous avons mis en évidence une perte de surface englacée de plus de 23 % et une hausse moyenne de l'altitude de la ligne d'équilibre de 6 m/an. Si l'altitude moyenne de la ligne d'équilibre sur une période de temps donnée est principalement contrôlée par les paramètres morpho-topographiques (orientation, pente, latitude), son évolution temporelle, laquelle gouverne l'évolution de la surface englacée, dépend principalement des paramètres climatiques. Finalement, nous avons mis en évidence que si les précipitations hivernales à l'échelle régionale, sont stables sur la période d'étude, le cumul de degrés-jours positifs estivaux montre une tendance à la hausse de 5,3±1,9 DJPE/an à 3000 m d'altitude au cours de la période 1984-2010. Ceci correspond à une augmentation totale sur la période de 150±60 DJPE à l'altitude de la ligne d'équilibre et pourrait ainsi expliquer l'évolution à la hausse de cette dernière.

Remerciement : Les auteurs remercient l'USGS-EDC (United State Geological Survey – Eros Data Center) pour l'accès gratuit aux images LANDSAT et le programme international GLIMS pour l'accès gratuit aux images ASTER. Les images SPOT ont été acquises dans le cadre des projets ISIS #405 et 435 du CNES/SPOT-Image. Les données météorologiques ont été fournies par Météo-France.

Références bibliographiques

IPCC, 2007 : AR4, Climate Change 2007: Synthesis Report Summary for Policy Makers, 24 pages. http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_spm.pdf

Rabatel A., Dedieu J.-P. et Vincent C., 2005 : Using remote-sensing data to determine equilibrium-line altitude and mass balance time series: validation on three French glaciers, 1994-2002. *Journal of Glaciology*, 51(175), 539-546.

Rabatel A., Bermejo A., Loarte E., Soruco A., Gomez J., Leonardini G., Vincent C. et Sicart J.-E., 2012 : Relationship between snowline altitude, equilibrium line altitude and mass balance on outer tropical glaciers: Glaciar Zongo - Bolivia, 16°S and Glaciar Artesonraju - Peru, 9°S. *Journal of Glaciology*, en révision.

Rees W.G., 2005 : *Remote sensing of snow and ice*. CRC Press, 285 pages.

Vincent C., Soruco A., Six D. et Le Meur E., 2009 : Glacier thickening and decay analysis from 50 years of glaciological observations performed on Glacier d'Argentière, Mont Blanc area, France. *Annals of Glaciology*, 50, 73-79.

ÉTUDE DE L'IMPACT SUR LES RESSOURCES EN EAU DE LA SÉCHERESSE PERSISTANTE RÉCENTE EN ALGÉRIE

Jean-Luc RAHUEL [1], Khier BOUGUERRA [2], Olivier CAYLA [1] et Anne-Sophie JARDIN [1]

[1] *ARTELIA (ex-SOGREAH), 6, rue de Lorraine, 38130 Echirolles, France. jean-luc.rahuel@arteliagroup.com*
[2] *ANRH, 40, av. Mohammedi, Clair-Bois, Bir Mourad Rais, Alger, Algérie. bougkhier@yahoo.fr*

***Résumé** : A partir de 1976, et au moins jusqu'en 2004, date de fin des séries analysées, l'Algérie a été confrontée à une sécheresse persistante, le déficit pluviométrique dépassant les 30 % dans l'ouest du pays. Une analyse en simple cumul montre clairement une rupture de stationnarité des séries de précipitations, les demi-séries restant stationnaires avant et après 1976. Une relation, établie entre les précipitations et les apports annuels, s'est avérée très robuste : une même relation valant pour toute l'Algérie du Nord et à travers la rupture de 1976. Les précipitations et les apports annuels de différentes périodes de retour, pour les situations avant et après 1976, ont été déterminés par une approche probabiliste appliquée aux demi-séries hydrologiques. Cette analyse a été prolongée à l'horizon 2100, sur la base des prédictions de précipitations futures prenant en compte l'impact des changements climatiques.*

***Mots-clés** : Variations climatiques, sécheresse, transformation pluie-débit, analyse probabiliste.*

Abstract: Study of the impact on water resources of recent persistent drought in Algeria.
From 1976, and unless until 2004, end date of the analysed series, Algeria had to face a persistent drought, the rainfall deficit exceeding 30% in the West of the country. A single mass analysis clearly shows a stationarity break of the rainfall series, the half series remaining stationary before and after 1976. A relation, established between annual cumulated rainfall and discharges, proved to be very robust: a unique relation being valid for all North Algeria and through the break of 1976. The annual rainfalls and discharges of various return periods, for the situations before and after1976, have been determined by a probabilistic approach applied to the hydrological half-series. This analysis has been further extended to 2100, on the basis of the predictions of future precipitations taking into account climate change impact.

***Keywords**: Climatic variations, drought, rainfall-runoff transformation, probabilistic analysis.*

Introduction

A partir de 1976, et au moins jusqu'en 2004, date de fin des séries analysées, l'Algérie a été confrontée à une sécheresse persistante. Cette situation potentiellement très préoccupante nécessitait une analyse approfondie qui permette de préciser la situation actuelle de la ressource en eau (pluies, apports, nappes, températures), et son évolution plus ou moins récente, ainsi que d'envisager des scénarios vraisemblables d'évolution climatique de la ressource.

Afin de donner à l'Administration de l'Eau de l'Algérie les moyens d'anticiper et de mieux gérer la ressource pour un développement durable, l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) a réalisé, dans le cadre d'un marché confié au Bureau d'Etudes SOGREAH, une étude réalisée de 2006 à 2009, visant à analyser cette sécheresse persistante et son impact sur les ressources en eau. L'étude couvre la totalité du Nord de l'Algérie.

1. Approche méthodologique et principaux résultats

1.1. Collecte et traitement des données hydro-climatiques

L'étude a notamment exploité toutes les séries historiques de données hydro-météorologiques de l'Algérie du Nord disponibles jusqu'en 2004 : précipitations (1058 stations pluviométriques) et débits (164 stations hydrométriques). Un traitement par double-cumul a d'abord été réalisé sur les séries de précipitations annuelles pour détecter les ruptures d'homogénéité et les corriger.

1.2. Analyse des longues séries pluviométriques

La stationnarité des précipitations a été examinée par une analyse en simple cumul des séries des précipitations annuelles. Des stations proches de bonne qualité ont été recombinées au préalable en 212 séries homogènes très longues, remontant le plus loin possible dans le passé, si possible de plus de 70 années, adaptées à la recherche de tendances climatiques. La série la plus ancienne, Alger, remonte jusqu'en 1843. Les séries se terminent en 2004. Les données sont souvent manquantes pour les années 1962-1967 du fait de la guerre d'Algérie.

Les droites de simples cumuls présentent systématiquement une cassure dans les années 1970 que l'on peut centrer aux alentours de l'année 1976. Une illustration de ce test de simples cumuls est donnée sur la figure 1 qui met en évidence, à partir de trois stations de l'Oranais, une diminution pluviométrique importante : entre 30 et 33 %, que l'on peut calculer au moyen du rapport de la pente des droites. Cette figure souligne le caractère soudain et durable du décrochement. En outre les points s'alignent, de part et d'autre du point de décrochement, le long de deux demi-droites, ce qui suggère un phénomène de rupture et une perte de stationnarité de la série totale des précipitations, chaque branche de la série restant séparément stationnaire. Les données sont manquantes sur les années 1962-1967, les points restent néanmoins alignés sur des droites parallèles jusqu'en 1975.

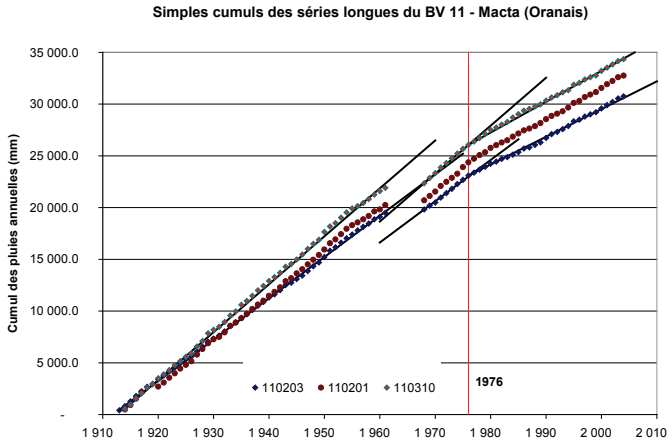


Figure 1 : Mise en évidence de la rupture de stationnarité des séries des pluies annuelles dans les années 1970.

Pour toutes les longues séries analysées, les graphiques de simples cumuls présentent une allure similaire, à savoir deux demi-droites non parelles avec une cassure aux alentours de 1976 et une diminution de pente plus ou moins importante, suggérant une rupture de stationnarité des séries et un nouvel équilibre, orienté à la baisse, depuis cette date. On a vérifié la pertinence du choix de l'année 1976 comme année de cassure en multipliant toutes les données avant cette année par le coefficient régional de sècheresse et en traçant à nouveau les graphiques de simples cumuls. Les séries dessinent alors toutes des droites non brisées.

L'analyse a ensuite été poursuivie en appliquant séparément aux demi-séries hydrologiques avant 1976 et après 1976 des outils développés pour l'analyse des séries hydrologiques stationnaires : le système SPEED qui met en œuvre des méthodes probabilistes.

La figure 2 présente la localisation et les pourcentages de diminution de chaque série longue reconstituée. Les aplats de la cartographie donnent les valeurs moyennées, par sous-bassins, des diminutions des séries exploitables, cette fois-ci sans chercher à reconstituer de longues séries. Ils conduisent à des résultats assez similaires : un déficit très important des précipitations dans l'Ouest (l'Oranais), de 25 à 35 %, un déficit notable dans le Centre (l'Algérois), de 15 à 25 %, et un moindre déficit dans l'Est (le Constantinois), de 5 à 20 %. Les quelques divergences sont imputables aux incertitudes d'échantillonnage (par hasard quelques rares séries d'années sont trop sèches ou trop humides). Les diminutions obtenues

pour le sud de la zone étudiée sont moins robustes car la densité des stations pluviométriques diminue à mesure qu'on s'éloigne de la côte.

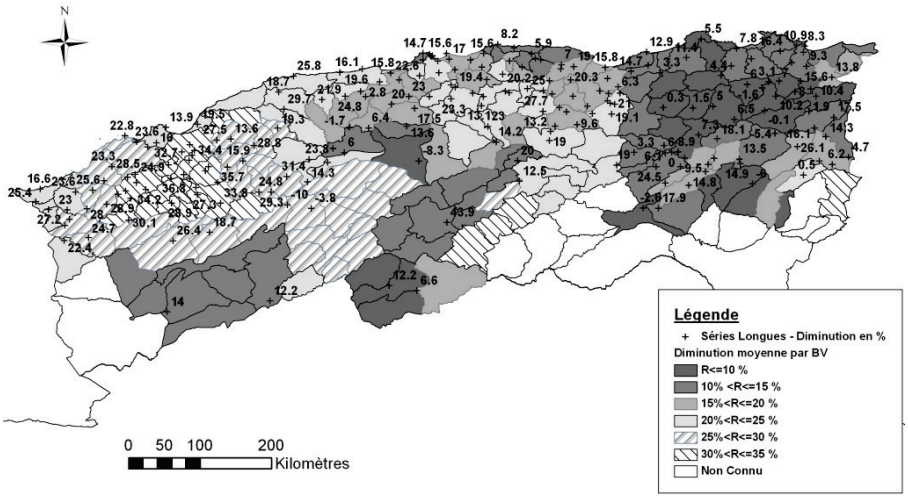


Figure 2 : Carte des diminutions de pluviométrie annuelle après 1976.

1.3. Analyse probabiliste des pluies annuelles

Une synthèse régionale probabiliste (Broch *et al.*, 1992) des pluies annuelles a été effectuée séparément pour les séries avant et les séries après 1976 au moyen de la méthode probabiliste du système SPEED (Cayla, 1986, 1992, 1993) afin de déterminer les valeurs de précipitations annuelles pour différentes périodes de retour. Le système SPEED est fondé sur la théorie du Processus de Poisson et la théorie de l'échantillonnage. La théorie du Processus de Poisson s'applique à tout phénomène accidentel (non prévisible par des lois déterministes) : les pluies, les crues, etc. Des axiomes du processus de Poisson, on déduit notamment que les totaux annuels de la mesure (précipitations ponctuelles ou apports d'un oued) suivent une loi des fuites (Ribstein, 1983), toutefois, il n'existe pas de « papier » simple pour cette loi. En bonne approximation les racines carrées des totaux annuels suivent une loi de Gauss (loi normale). On dit que les totaux suivent la loi Racine-Gauss, dont les deux paramètres sont la moyenne m et le pivot u_0 : point où la droite représentative de la loi sur papier de Gauss coupe l'axe des mesures nulles. La figure 3 présente un exemple d'ajustements de 6 séries pluviométriques d'une même « région » (même pivot).

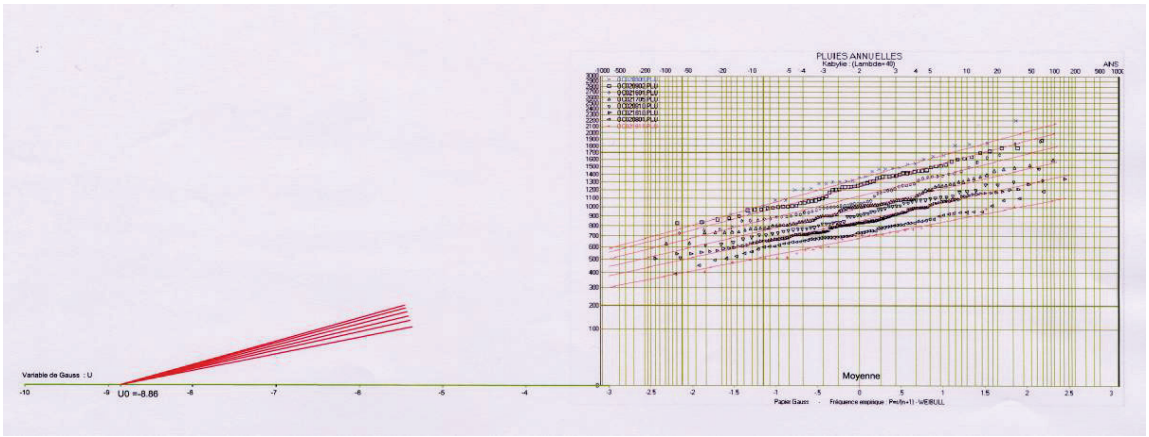


Figure 3 : Ajustement à la loi racine-Gauss des pluies annuelles d'une « région ».

Ayant établi la carte des pivots (délimitation des « régions ») et la carte des moyennes des pluies annuelles, on peut alors retrouver, en tout point, les valeurs P(T) des pluies annuelles

pour une période de retour T donnée, en appliquant la formule suivante à la valeur de la variable de Gauss u(T) :

Erreur ! Signet non défini. $$P(T) = \frac{m}{1+u_0^2}(u(T)-u_0)^2$$ *(Equation 1)*

avec P(T) = valeur de la pluie pour la période de retour T ; m = moyenne des pluies annuelles ; u_0 = pivot des pluies annuelles ; u(T) = valeur de la variable de Gauss pour la période de retour T ; T = période de retour en années.

On note que les « régions » se trouvent être les mêmes avant et après 1976, ce qui sous-tend que le nombre de perturbations météorologiques n'a pas varié, mais qu'elles ont diminué d'intensité.

1.4. Exploitation des séries d'apports – Relation pluies-apports

L'approche mise en œuvre, en application du système d'étude hydrologique SPEED, vise à établir une relation annuelle pluies apports. Il s'agit de comparer les précipitations annuelles P_a sur le bassin versant à étudier et les écoulements annuels E_a à l'exutoire de ce bassin. P_a et E_a sont tous les deux exprimés en mm (lame d'eau) ce qui permet d'étudier des grandeurs comparables. La relation est établie sur le graphique probabiliste Racine-Gauss (figure 4) où l'on a disposé les points de chaque échantillon E_a et P_a. On observe la loi suivante :

$$\sqrt{E_a}\,(mm) = \sqrt{P_a}\,(mm) - L \qquad \textit{(Equation 2)}$$

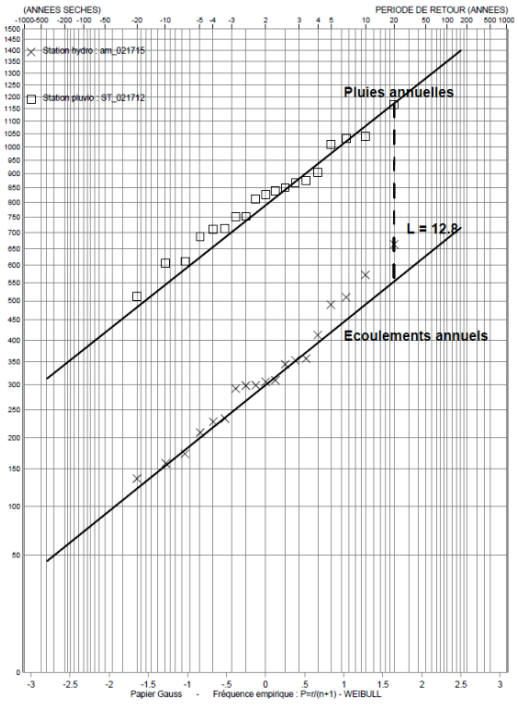


Figure 4 : Illustration de la relation une série pluviométrique et une série d'apports.

L'analyse, réalisée sur la totalité des séries disponibles, a montré que la relation pluies-apports reste globalement stable, avec un écart moyen entre les deux ajustements de 13,5. Cette valeur est stable dans le temps (la valeur n'est pas sensiblement affectée par la rupture de stationnarité du milieu des années 1970) et dans l'espace (en tout point où la formule est et reste applicable). Les écarts de L à cette moyenne présentent un caractère aléatoire qui suggère qu'ils sont le résultat d'incertitudes d'échantillonnage ou de circulations souterraines qui échappent à la mesure. On peut aussi parfois constater des prélèvements à l'amont. La moyenne de L sur toute la période analysée est de 13,5. La moyenne est de 13,2 avant 1976 et de 13,7 après 1976, cette différence n'est pas jugée comme étant significative eu égard aux inévitables biais, notamment ceux liés aux prélèvements qui se sont accrus après 1976 en raison de la diminution des précipitations. Les valeurs de L se répartissent entre 9 et 18. L'écart type est de 1,84 avant 1976 et de 1,60 après 1976.

1.5. Détermination des apports annuels pour différentes périodes de retour

On déduit simplement les apports naturels pour différentes périodes de retour par application de la relation probabiliste pluies apports :

$$\sqrt{E_a(T)}(mm) = \sqrt{P_a(T)}(mm) - 13.5 \qquad \textit{(Equation 3)}$$

où $E_a(T)$ et $P_a(T)$ sont respectivement l'apport annuel à l'exutoire d'un bassin donné, exprimé en lame d'eau, et la pluie annuelle de période de retour T représentative de ce bassin. Les apports naturels annuels aux barrages réservoirs se déduisent donc simplement de la pluie moyenne annuelle et de la superficie de leur bassin versant. A titre d'exemple, le tableau 1 présente les résultats obtenus pour les apports au barrage réservoir de H. Boughrara dans l'Oranais dont le volume utile est de 175 hm^3.

Tableau 1 : Calcul des apports fréquentiels au barrage réservoir H. Boughrara avant et après 1976.

	Période sèche			Normale	Période humide		
T	20	10	5	2	5	10	20
Pluie (mm) avant 1976	248	283	329	430	544	607	662
Pluie (mm) depuis 1976	195	223	259	338	428	478	521
Apports annuels (hm^3) avant 1976	33	39	75	182	336	431	520
Apports annuels (hm^3) depuis 1976	23	29	36	83	180	242	302

La relation pluies-apports n'est pas linéaire et se traduit par un déficit d'apport très supérieur au déficit de pluviométrie. Ainsi, avant 1976, la pluviométrie normale sur le BV du barrage-réservoir H. Boughrara était de 430 mm ; depuis 1976 elle est de 346 mm, soit un déficit de 21 %. L'apport annuel normal était de 182 hM^3 avant 1976 alors qu'il n'est plus que de 83 hM^3 depuis 1976, soit un déficit de 54 %.

1.6. Prédiction de l'impact des changements climatiques sur la ressource en eau

L'analyse ayant montré la robustesse de la relation pluies-apports dans un contexte non stationnaire, cette relation permet alors d'anticiper les apports futurs selon différents scénarii de changement climatique exprimés en termes d'évolution de la pluviométrie moyenne. Les prévisions du GIEC relayées par des simulations à maille plus fine prévoient pour 2100 une diminution significative (20 à 40 % pour le scénario A2) de la pluviométrie en Algérie du Nord en comparaison avec la période de référence de 1980-1999. Si, comme pour la rupture de 1976, le nombre d'évènements pluvieux reste sensiblement le même, *i.e.* les évènements pluvieux sont encore plus affaiblis, les pivots resteront quasi inchangés, et, par l'approche probabiliste décrite ci-avant, on est alors en mesure de prédire les valeurs des apports pour les différentes périodes de retour selon différents scénarii. Le tableau 2 présente les prédictions d'apports en 2100 au barrage-réservoir H. Boughrara en supposant une diminution des précipitations annuelles de 40 % par rapport aux valeurs de précipitations observées après 1976. Ces valeurs sont à rapprocher des valeurs du tableau 1 et suggèrent, à terme, une diminution considérable des apports et donc une situation très problématique.

Tableau 2 : Calcul des apports fréquentiels au barrage réservoir H. Boughrara à l'horizon 2100.

	Période sèche			Normale	Période humide		
T	20	10	5	2	5	10	20
Pluie (mm) en 2100	117	134	155	203	257	287	313
Apports annuels (hm^3) en 2100	34	5,7	9,2	18,5	31	41	61

Conclusion

La sécheresse persistante en Algérie depuis le milieu des années 1970 jusqu'au moins en 2004 et le déficit des ressources en eau qui en a résulté (jusqu'à 50 % de déficit des apports) ont posé des problèmes socio-économiques difficiles à résoudre (Filali, 2004 ; Frigui *et al.*, 2009 ; El Gueddari *et al.*, 2009). Est-ce une manifestation de changements climatiques ? Récemment la situation semble s'être améliorée, n'est-ce qu'un simple répit ? Sur le plan de

la recherche il serait intéressant de creuser la relation entre les observations locales et les circulations à large échelle afin de mieux comprendre les phénomènes et d'anticiper leur évolution. L'analyse réalisée sur les séries observées de données hydrologiques a mis en évidence une rupture de stationnarité au milieu des années 1970. Il a été possible d'analyser séparément les demi-séries de part et d'autre de la rupture avec des outils probabilistes développés pour une hydrologie stationnaire. L'analyse a notamment montré une bonne stabilité spatio-temporelle de la relation pluies-apports des cumuls annuels, ce qui permet d'envisager son utilisation en prospective pour une évolution ultérieure de la pluviométrie, notamment en relation avec les changements climatiques en cours. L'application de la formule aux déficits de pluies que donnent à l'horizon 2100 les modèles climatiques conduit à des baisses très inquiétantes des apports. Cette conclusion plutôt pessimiste pour les ressources en eau de l'Algérie doit cependant être tempérée par les conclusions d'une recherche récente (Garnier, 2009) sur la sévérité des étiages observés en France depuis l'année 1500 : les données d'archives indubitables mises au jour lors de cette recherche montrent que des périodes sèches de plusieurs décennies (1700-1740 par exemple en Ile de France) se sont montrées réversibles dans le passé. En sera-t-il de même en Algérie après plus de trente années de désolante sécheresse ?

Références bibliographiques

Belisle C. : *Cours sur le «Processus de Poisson»*. Université Laval.

Bois P., 2000 : *Cours «d'Hydrologie Générale»* édité par l'ENSHMG.

Broch J.P. et Cayla O., 1992 : *Probalistic regional analysis (synthèse régionale probabiliste)*. Hydropower 92, Lillehammer, Norvège.

Broch J.P., 1991 : *Probalistic flood calculations in small catchment areas*. Mémoire de fin d'études, Hovedoppgave Ved Institutt for Vassbygging, Norges Teknische Hogskole, Norvège.

Cayla O., 1986 : *Contribution à la connaissance de l'Hydrologie Yéménite. Etude hydrologique par événements*. Mémoire présenté à la Société Hydrotechnique de France pour la candidature au prix Henri Milon.

Cayla O., 1992 : *L'information hydrologique et son traitement pour des projets hydroélectriques*. Colloque sur "L'avenir de l'hydroélectricité au Cambodge, au Laos et au Vietnam", Vientiane, Laos.

Cayla O., 1993 : *Probability calculation of design floods - SPEED (calcul probabiliste des crues de projet)*. ASCE Hydraulics Division, Engineering Hydrology, San Francisco.

Cayla O., Demmak A., Toat M., 1990a : *Modélisation des petits bassins versants au moyen de lois probabilistes : exemple des crues*. Contribution au symposium 2 – thème 2C – Conférence internationale sur les ressources en eau en régions montagneuses, Lausanne – EPFL, 28.8 au 01.09.1990.

Cayla O., Demmak A., Toat M., 1990b : *Synthèse régionale pluviométrique en région montagneuse*. Contribution au symposium 2 – thème 2C – Conférence internationale sur les ressources en eau en régions montagneuses, Lausanne – EPFL, 28.8 au 01.09.1990.

El Gueddari A.B.S et Arrifi M., 2009 : *L'agriculture irriguée au Maroc face à la rareté de des ressources en eau*. Chap. 10, Partie III « L'eau et l'agriculture » de « L'état des ressources en eau au Maghreb en 2009 », UNESCO, Rabat. http://rabat.unesco.org/article.php3?id_article=1733.

Filali B.A, 2004 : *Enjeux stratégiques et défis majeurs de l'irrigation dans les pays du Maghreb*. Projet INCO-WADEMED, Actes du séminaire Modernisation de l'Agriculture Irriguée, 19-23/04/2004. http://hal.archives-ouvertes.fr/docs/00/18/81/84/PDF/II_Filali.pdf.

Frigui H.L., Touzi S., 2009 : *Caractérisation des évènements extrêmes en Tunisie et possibilités de la maîtrise des excédents pour une gestion durable de la ressource*. Chap. 7, Partie II «Les eaux douces et de surface» de «L'état des ressources en eau au Maghreb en 2009», UNESCO, Rabat. http://rabat.unesco.org/article.php3?id_article=1733.

Garnier E. 2009 : *Bassesses extraordinaires et grandes chaleurs, 500 ans de sécheresses et de chaleurs en France…* In Colloque 193 SHF : "Etiages, Sécheresses, Canicules rares et leurs impacts sur les usages de l'eau", Lyon, 7-8 octobre 2009.

Miquel J., 2006-2007 : *Cours d'Hydrologie de l'école Nationale des Ponts et Chaussées*, Chapitre 5 : «Hydrologie Statistique».

Ribstein P., 1983 : *Etude de la «Loi des Fuites»*. ORSTOM, Volume XX, n°2.

CARACTÉRISATION INTERANUELLE ET SAISONNIÈRE DU RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE DEPUIS 1973 DANS LA VALLÉE DU ZONGO ET L'ALTIPLANO (BOLIVIE)

Cinthya RAMALLO [1, 2], Jean-Emmanuel SICART [1, 2], Thierry LEBEL [2] et Thomas CONDOM [2]

[1] *Institut de Recherche pour le développement (IRD) - Universidad Mayor de San Andres, La Paz, Bolivie. cinthya.ramallo@gmail.com*
[2] *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE), Domaine universitaire BP 56, Grenoble, France. thierry.lebel@ujf-grenoble.fr*

Résumé : *Le contexte général de ce travail est de caractériser les variations du régime hydrologique glaciaire en relation avec la variabilité du régime pluviométrique de deux zones climatiquement similaires : la vallée du Zongo et l'Altiplano en Bolivie. Nous présenterons les résultats concernant la caractérisation du régime pluviométrique. Quatre stations pluviométriques représentatives (Harca, Plataforma, San Calixto et Patacamaya) permettent de caractériser la variation interannuelle et la fluctuation du cycle saisonnier durant les 37 dernières années. Les indices pluviométriques révèlent un plus grand nombre d'années sèches (8 ans) que d'années humides (4 ans). De plus, il n'existe pas de corrélations fortes entre l'ENSO et les pluies annuelles. Une modification du cycle saisonnier est visible durant la période 1973-2010 avec des modifications surtout au début et au cœur de la saison de pluie avec un impact plus marqué sur l'Altiplano que sur la vallée du Zongo.*

Mots-clés *: Glacier, Bolivie, variabilité saisonnière et interannuelle des précipitations, ENSO.*

Abstract: Characterization of annual and seasonal precipitation since 1973 in the Zongo valley and in the Altiplano (Bolivia).
The general context of the study is to describe the changes in the glacier hydrological regime in relation to rainfall variability with the Zongo valley and Altiplano. We present the results concerning the characterization of annual and daily rainfall. Four stations representing climatic zones and describe the annual variations and seasonal cycles in the last 37 years. For these stations and this period Rainfall indices show a greater number of dry years than wet years. In addition, there are no strong correlations between ENSO and annual rainfall. A change in the seasonal cycle is shown during the study period, especially during the onset and at the heart of the rainy season with a greater impact in the Altiplano than in the Zongo valley.

Keywords*: Glacier, Bolivia, Rainfall, ENSO.*

Introduction

Les glaciers de la Bolivie font partie des glaciers tropicaux, dont 90 % de la surface est située dans les Andes centrales. Ces glaciers sont caractérisés par une forte saisonnalité du bilan de masse. Durant la saison humide, en été austral (novembre à mars), les glaciers tropicaux gagnent de la masse par accumulation de neige dans leur partie haute et perdent aussi de l'eau par ablation dans leur partie basse. Les mois d'octobre à décembre, qui précèdent la saison humide, sont les mois d'ablation maximale de l'année (Sicart, 2002). Ceci prouve que la saisonnalité de la pluie (date de mise en place et durée de la saison des pluies) a une forte influence sur la fonte des glaciers tropicaux andins. Par exemple, certaines années El Niño provoquent un léger déficit des précipitations (Francou *et al.*, 1995 ; Ribstein, 1995) et surtout un retard de la saison des pluies entraînant une très forte fusion glaciaire. Dans ce cas, les bassins fortement englacés donneront des débits bien plus élevés que les bassins moins englacés.

Pour mieux comprendre les variations interannuelles des bilans de masse de ces glaciers, il est fondamental d'étudier les fluctuations du régime pluviométrique à différentes échelles temporelles et leurs impacts sur le régime hydrologique glaciaire. Le travail présenté ici est lié à ce questionnement général ; il concerne la caractérisation du régime pluviométrique à

différentes échelles temporelles pour 4 stations représentatives de 4 sous-régions situées sur l'altiplano et la vallée du Zongo (figure 1 et tableau 1).

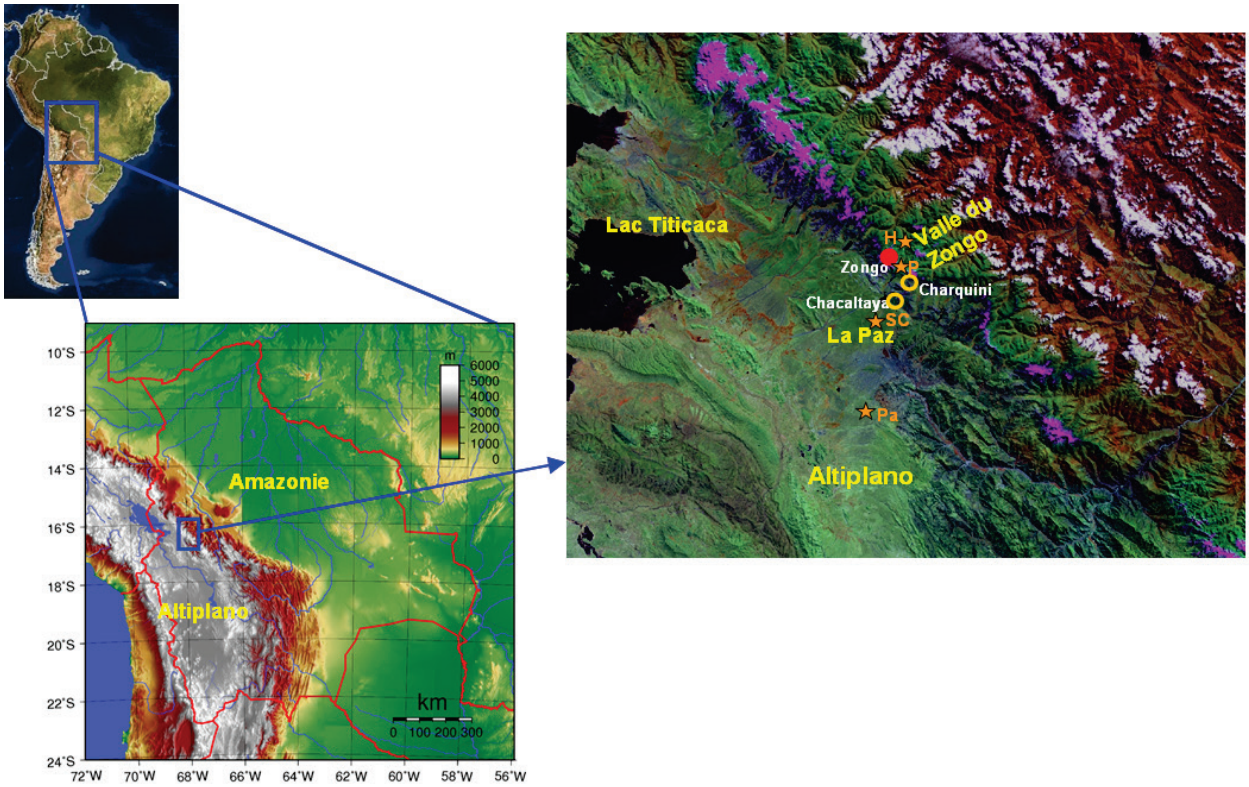


Figure 1 : Situation géographique de la zone d'étude en Bolivie avec l'Amazonie et l'Altiplano séparés par la cordillère Royale. Le zoom à droite permet de localiser la vallée du Zongo, la ville de La Paz, l'Altiplano et le glacier du Zongo (point rouge). Les étoiles en orange représentent les pluviomètres utilisées dans l'étude (H : Harca, P : Plataforma ; SC : San Calixto ; Pa : Patacamaya).

Tableau 1 : Localisation, altitude et disponibilité des données pluviométriques mensuelles et journalières pour les 4 stations Harca, Plataforma, San Calixto et Patacamaya.

	Période de Données		Coordonnées		
Pluviomètre	**Journalier**	**Mensuelle**	**Latitude**	**Longitude**	**Altitude**
Harca	1992-2010	1973-2010	-16,06	-68,06	1548
Plataforma	1992-2010	1973-2010	-16,28	-68,12	4750
San Calixto	1982-2010	1973-2010	-16,49	-68,14	3577
Patacamaya	1982-2010	1973-2010	-17,24	-67,92	3940

1. Contexte climatique de la zone d'étude

Le régime pluviométrique en Bolivie est contrôlé surtout par le déplacement saisonnier de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). La cordillère des Andes agit comme une barrière entre l'Amazonie (source principale d'humidité) et l'Altiplano, en engendrant un gradient négatif de la pluie annuelle d'Est (région amazonienne) en Ouest (région de l'Altiplano). La position de la « Bolivia High » ou « Haute de Bolivie » favorise un vent d'est et l'arrivée de vapeur d'eau amazonienne en été austral et au contraire un vent d'ouest qui s'oppose à cette arrivée en hiver (Garreaud, 2000 ; Garreaud et Aceituno, 2001).

Le long de ce gradient on peut distinguer quatre zones climatiques : a) la section haute et b) la section moyenne de la vallée du Zongo, c) la Ville de La Paz et d) l'Altiplano. La vallée du Zongo est soumise à un climat humide de type amazonien, avec un fort gradient altitudinal

et une diminution des pluies annuelles lorsque l'on remonte la vallée en s'éloignant de l'Amazonie (Ronchail et Gallaire, 2006). La Ville de la Paz et l'Altiplano montrent des caractéristiques du type altiplanique plutôt sec, mais la position par rapport à la cordillère et la latitude sont source de différences significatives entre ces deux zones. Plus au sud sur l'altiplano, des précipitations sont plus faibles (Ronchail, 1995). En se basant sur la méthode du vecteur régional, quatre pluviomètres ont été sélectionnés comme étant représentatifs de chaque région avec des altitudes qui s'échelonnent entre 1548 et 4750 m : Patacamaya (Altiplano), San Calixto (Ville de La Paz), Plataforma (Section haute de la vallée du Zongo) et Harca (Section moyenne de la vallée) (voir figure 1 et tableau 1 pour la localisation et la disponibilité des données).

2. Fluctuations interannuelles

A l'échelle interannuelle, une caractérisation des années sèches et humides a été faite a partir d'un indice pluviométrique qui est calculé selon l'équation 1 (Balme, 2004) :

$$I= (P_i\text{-}Pmoy)/\alpha \qquad (éq.1)$$

avec I = Indice pluviométrique ; Pi = Pluie annuelle (mm) ; Pmoy = Pluie moyenne sur la période totale (mm) ; α = Ecart type sur la période totale (mm).

On considère que les valeurs supérieures à 0,8 et inférieures à -0,8 pour au moins deux stations sur la même année, définissent les années sèches et humides respectivement. Nous pouvons alors identifier plus d'années sèches (8) que d'années humides (4) entre 1973 et 2010. Il est intéressant de noter qu'une année cataloguée comme sèche/humide n'a pas forcement la même caractéristique d'une station à l'autre. Par exemple l'année 1982/83 est caractérisée comme année sèche sur trois stations (Harca, Plataforma et San Calixto) mais pour Patacamaya cette année est une année plutôt humide. Un cas similaire a lieu pour l'année 2001/2002 avec San Calixto qui se distingue des autres stations. De manière plus générale, une période plutôt déficitaire s'installe entre 1988 et 1997 et une période plutôt humide a lieu entre 1983 et 1989 (figure 2).

Plusieurs études ont mis en évidence des relations significatives entre la variabilité interannuelle de la pluie et le phénomène ENSO sur l'altiplano (voir par exemple : Francou et Pizarro, 1985 ; Ribstein *et al.*, 1995 ; Vuille *et al.*, 2000 ; Garreaud et Aceituno, 2001) et dans le bassin amazonien (Zeng, 1999). Dans ce travail, nous cherchons à déterminer l'influence et l'intensité de l'ENSO à l'échelle du bassin versant du Zongo afin de quantifier son impact sur les précipitations et sur le fonctionnement hydro-glaciologique du bassin versant. Par exemple, le Niño de l'année 1992 a causé une augmentation des débits à l'aval du glacier Zongo, au début (octobre à décembre) et à la fin (mars à mai) de la saison des pluies (Ribstein *et al.*, 1995). Cependant, ce résultat reste encore à affiner et en particulier il reste à voir si un lien systématique existe entre le phénomène ENSO, les précipitations et les débits écoulés à l'aval du glacier.

La figure 2 illustre les années Niño (étoiles en rouges) et Niña (étoiles en bleu) déterminées selon l'indice SOI (Southern Oscillation Index). Les événements El Niño sont généralement associés à des années déficitaires alors que La Niña sont plutôt associés à des années excédentaires en pluies. Notre analyse montre que les indices ENSO expliquent moins de 50 % de la variabilité de la pluie dans la section moyenne de la vallée du Zongo et moins du 30 % sur l'Altiplano et la ville de La Paz. Cela se voit sur la figure 2 puisque toutes les années Niño ne correspondent pas forcément à des années de sécheresse et inversement pour les années Niña. Par ailleurs, ces résultats sont conformes avec des travaux antérieurs réalisés sur la région (Ronchail et Gallaire, 2006).

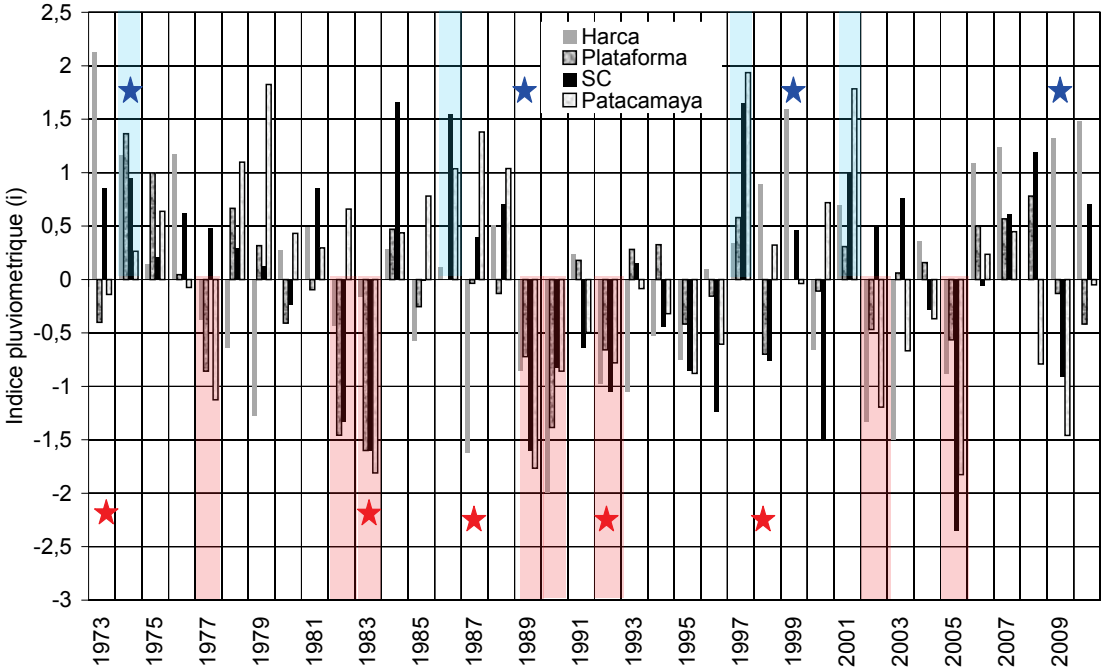


Figure 2 : Indices pluviométriques pour la période 1973-2010 pour les stations de Harca, Plataforma, San Calixto (SC) et Patacamaya. Les étoiles en rouge indiquent les années El Niño et en bleu la Niña obtenues à partir du SOI. Les marques bleues et rouges montrent les années humides et sèches, respectivement. Les pluies moyennes annuelles sont à Patacamaya de 395 mm, à San Calixto de 600 mm, à Plataforma de 800 mm et à Harca de 2160 mm.

3. Caractérisation du cycle saisonnier

Trois phases peuvent être identifiées dans le cycle saisonnier (figure 3) : une première phase d'installation de la saison des pluies de septembre à décembre avec une augmentation progressive de la pluie.

Ensuite, une deuxième phase de décembre à mars (nommée le cœur de la saison de pluie) qui concentre en moyenne environ 70 % de la pluie annuelle pour la Paz et l'Altiplano et environ 50 % pour Harca. Cette phase est plus visible aux stations de l'Altiplano qui montrent un démarrage plus abrupt qu'à Harca. Finalement, une troisième phase s'étend d'avril à août avec un recul progressif de la saison des pluies vers la saison sèche.

On note des différences plus visibles du cycle saisonnier entre les années sèches et les années humides (figure 3). Durant une année typiquement humide, les stations altiplaniques se caractérisent par une durée de la saison des pluies plus longue d'environ 100 jours (moyenne : environ 80 jours). La date de démarrage du cœur de la saison des pluies qui a lieu environ le 3 décembre, est plus précoce que la date de démarrage moyenne (entre 5 et 10 jours de décalage). La fin de saison est plus tardive (entre 10 et 20 jours) et des épisodes pluvieux sont plus intenses que la normale (Garreaud *et al.*, 2000). Cette durée plus longue de la saison de pluie n'est pas visible à Harca, mais cette station montre deux périodes de fortes précipitations en décembre et la fin du mois de mars, causant une augmentation de la pluie annuelle d'environ 3 %.

Pendant les années sèches (figure 3), une diminution d'environ 20 jours de la durée de la saison des pluies est visible aux stations à climat altiplanique, avec un démarrage de saison des pluies plus tardif (d'environ 5 jours), et aussi une fin de saison plus précoce (d'environ 15 jours) par rapport à une année normale. Harca présente une diminution des intensités de pluie en année sèche, sans changement de durée de la saison des pluies proprement dite.

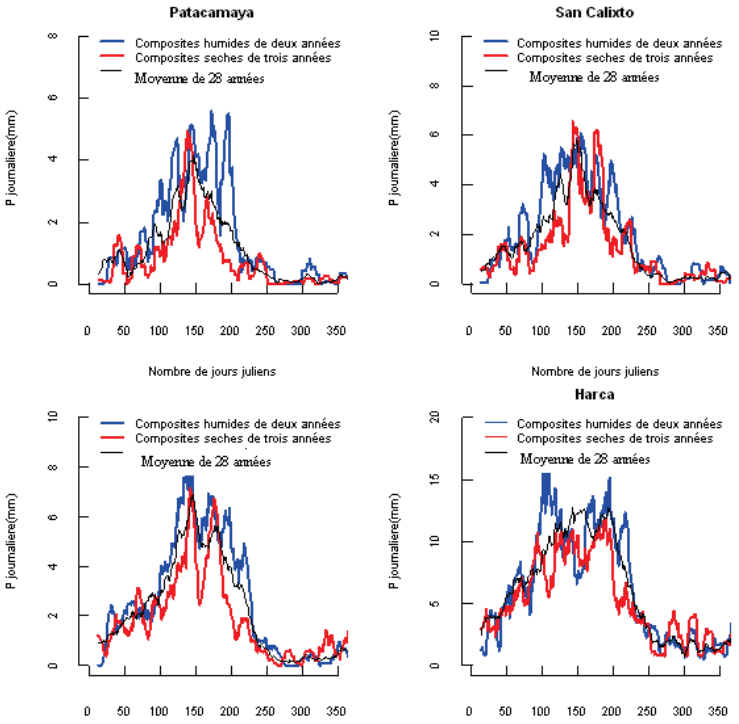


Figure 3 : Cycles saisonniers composites pour les années sèches en rouge (1992,1998, 2005), les années humides en bleu (1997, 2001) et moyenne pour les 28 ans en noir (1992-2010).

Conclusions

Nous mettons en évidence quelques résultats sur la caractérisation pluviométrique aux échelles annuelle et saisonnière, de quatre stations andines boliviennes aux pluviométries (quantité et régimes) différentes. Nous arrivons aux conclusions suivantes :

- La fluctuation interannuelle n'est pas la même sur les quatre régions, c'est-à-dire que les années sèches et humides ne sont pas toujours les mêmes dans la vallée du Zongo et sur l'Altiplano. A l'échelle de la zone d'étude, le phénomène ENSO à un coefficient de corrélation de 0,3 sur l'altiplano de l'ordre de 0,5, dans la vallée du Zongo.
- Nous avons remarqué que dans la moyenne vallée du Zongo il n'existe pas de cœur de saison de pluie aussi bien marquée que dans les trois autres sous-régions où la saison des pluies commence plus tôt et s'installe plus progressivement. Par contre, dans la partie haute de la vallée du Zongo, pour la ville de la Paz et sur l'Altiplano, cette phase est bien visible avec une mise en place brutale du cœur de la saison des pluies.
- Les composites des années humides montrent que la durée de la saison de pluie est plus longue, avec une date de démarrage plus précoce et une fin de saison marquée par des épisodes plus intenses comparativement à une année moyenne. Ces caractéristiques sont plus visibles sur l'Altiplano.
- Les composites des années sèches montrent une modification surtout durant la saison des pluies. Elles présentent un démarrage de saison des pluies plus tardif et une fin de saison plus précoce par rapport à une année normale, ce qui engendre une durée de saison de pluie plus courte. Ce résultat est plus visible sur l'altiplano.

Références bibliographiques

Balme M., 2004 : Analyse du régime pluviométrique sahélien dans une perspective hydrologique et agronomique. Etude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 163 pages.

Francou B., Ribstein P., 1995 : Glaciers et évolution climatique dans les Boliviennes. *Institut Français d'études Andines*, 24(1), 23-36.

Francou B., Pizarro L., 1985 : El Niño y la sequía en los altos andes centrales (Peru y Bolivia). *Institut Français d'Etudes Andines,* 1-2, 1-18.

Garreaud R., Aceituno P., 2001 : Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate.*, 14, 2779-2789.

Garreaud R., 2000 : Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review*, 128, 3337-3346.

Ribstein P., Tiriau E, Francou B, Saravia R., 1995 : Tropical climate and glacier hydrology - a case-study in Bolivia. *Journal of Hydrology*, 165, 221-234.

Ribstein P., Pouyaud B, Sicart J.E, Wagnon P., 1995 : Variabilité climatique et fonctionnement hydrologique d'un glacier tropical. *Comité National Français de Géodésie et Géophysique*, Rapport Quadriennal, Section 6, XXIIe, 279-387.

Ronchail J., 1995 : L'aridité sur l'altiplano Boliviano. *Sécheresse*, *6*, 45-51.

Ronchail J., and Gallaire R, 2006 : Enso and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 26, 1223-1236.

Sicart J., 2002 : *Contribution à l'étude des flux d'énergie, du bilan de masse et du débit de fonte d'un glacier tropical: Le Zongo Bolivie*. Thèse de doctorat, Université Paris 6, 347 pages

Vuille M., Bradley R, Keiming F., 2000 : Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 105, 12447-12460.

Zeng N., 1999 : Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104, 9097-9106.

LACUNES ET COMBLEMENT DES MESURES DE PLUIES : QUEL IMPACT POUR LA SIMULATION DE RENDEMENTS AGRICOLES EN ZONE SAHÉLIENNE ?

Johanna RAMAROHETRA [1], Philippe ROUDIER [2] et Benjamin SULTAN [1]

[1] *IRD, LOCEAN, Paris, France, johanna.ramarohetra@locean-ipsl.upmc.fr*
[2] *CNRS, CIRED, Nogent sur Marne, France.*

Résumé : *Les précipitations constituent le principal facteur limitant les rendements agricoles en Afrique de l'Ouest. L'étude des rendements agricoles à l'aide de modèles de croissance de plante est donc particulièrement sensible à la qualité des données de précipitations utilisées. Les pluies mesurées in situ permettent de disposer de longues séries temporelles mais présentent plusieurs limites dont la présence d'un nombre souvent important de lacunes. L'impact, sur les rendements en mil, de l'utilisation de différentes méthodes de comblement des pluies est étudié ici pour des taux de lacune de 10 % et 20 %. Il en ressort que lorsque les lacunes sont correctement comblées, celles-ci n'ont pas une incidence importante sur la simulation de rendements.*

Mots-clés *: Précipitations, lacunes, rendements, Afrique de l'Ouest.*

Abstract: Rainfall missing values filling: impacts on crop yield estimation in the soudano-sahelian zone.
Rainfall is the main limiting factor for agriculture in West Africa. Thus, the quality of daily rainfall data is very important when computing crop yields with dynamical crop models. Observed rainfall data are very useful because long time series are available. However in many cases, these series have several missing data which are filled using different methods. This may have an impact on the computed yields. In this study, we aim at quantifying this impact for several filling methods, and for time series with 10% and 20% of missing data. Results suggest that if the missing values are correctly estimated, they do not impact crop yield simulation.

Keywords*: Precipitation, missing values, yield, West Africa.*

Introduction

Les impacts du climat sur l'agriculture ont des conséquences socio-économiques particulièrement importantes en Afrique de l'Ouest où l'agriculture pluviale représente 93 % des terres cultivées. Afin de mieux comprendre et d'anticiper l'impact du climat sur l'agriculture, des modèles de croissance de plante ont été développés (e.g. Robertson e*t al*., 2002 ; Dingkuhn *et al.*, 2003). Ces modèles permettent, à partir de données météorologiques, de simuler le développement des cultures et leur rendement.

Ces outils sont utiles pour (i) quantifier l'impact de la mise en place de différentes stratégies de pratique culturale sur les rendements ou (ii) pour évaluer la sécurité alimentaire future (Roudier *et al.*, 2011). La qualité de ces études dépend de la précision des rendements calculés par les modèles agronomiques, et donc des données météorologiques employées en entrée de ces modèles (Challinor *et al.*, 2005). Les pluies constituant le principal facteur limitant les rendements, la qualité des données de précipitations est particulièrement importante.

Les précipitations mesurées *in situ* permettent de disposer de longues séries temporelles, mais présentent certaines limites comme la présence d'un nombre souvent important de lacunes. Afin de combler ces lacunes, différentes méthodes peuvent être utilisées (Teegavarapu et Chandramouli, 2005). Cette étude vise à comparer les performances de différentes méthodes de comblement en fonction du taux de lacunes. Pour cela, nous étudierons dans un premier temps la capacité de chaque méthode à représenter correctement le cumul pluviométrique puis nous nous intéresserons aux valeurs de rendement simulées grâce à un modèle agronomique.

1. Matériel et méthode

1.1. Zone d'étude et données

Cette étude est réalisée en Afrique de l'Ouest (figure 1), en zone soudano sahélienne. Cette région est caractérisée par un climat de mousson avec une saison des pluies centrée sur juillet-août-septembre et présente un gradient latitudinal de pluviométrie. Les données météorologiques utilisées ont été collectées par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) au Sénégal, en Gambie et en Guinée (11°-17°N, 12°-17.5°W), et sont réparties entre les isohyètes 300 mm et 1100 mm. Il s'agit de données journalières, fournies sans lacune, de température, d'humidité de l'air, de vent à 2 m, d'insolation et de précipitation pour la période 1961-1990.

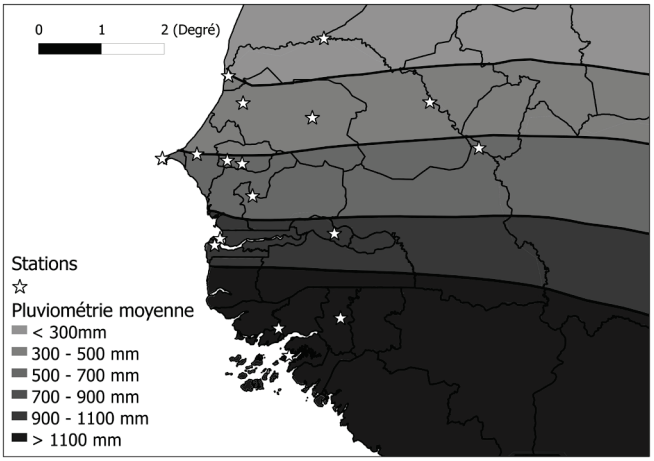


Figure 1 : Localisation des stations utilisées pour le calcul des rendements. Les isohyètes annuelles sont calculées sur la période 1961/1990 via les données CRU TS 3.1.

1.2. Les techniques de comblement

Les données de pluies sont divisées en deux échantillons :

- la période 1961-1980 est utilisée comme période d'entraînement pour ajuster les méthodes de comblement ;
- la période 1981-1990 est la période de comblement : des lacunes sont d'abord crées puis comblées. C'est sur cette période que les performances des différentes techniques de comblement sont analysées.

On crée aléatoirement des lacunes dans les séries temporelles de pluies : tout d'abord, 10 % des données sont considérées comme valeurs manquantes, 10 % étant le seuil classiquement choisi dans la littérature comme étant acceptable (Romero *et al.*, 1998). Puis, afin d'identifier un éventuel effet linéaire, 20 % des données ensuite éliminées.

Dans un premier temps, le modèle agronomique n'acceptant pas de lacune dans les séries temporelles de pluie les lacunes créées dans la série temporelle de pluie sont remplacées par des zéros : ces séries sont notées LACUNES dans la suite. Différentes techniques sont ensuite utilisées pour combler ces lacunes :

- CLIMATO : chaque lacune est comblée en prenant la moyenne de la pluie du même jour sur la période 1961-1990.
- CORREL : la méthode de pondération par le coefficient de corrélation (Coefficient of Correlation Weighting Method voir Teegavarapu et Chandramouli, 2005 ; Roudier *et al.*, 2011) est utilisée ; chaque lacune est comblée à partir de la moyenne des trois stations dont les pluies sont les plus corrélées à celles de la station lacunaire, pondérée par leur

coefficient de corrélation avec station lacunaire. Les coefficients de corrélation étant calculés pour la période d'entraînement.

- PDF : pour chaque date, la densité de probabilité d'occurrence d'une intensité de pluie est calculée sur la période d'entraînement. Chaque lacune est ensuite comblée par une pluie dont l'intensité est tirée aléatoirement dans l'ensemble des intensités affectées de leur probabilité d'occurrence pour cette date. Cinq séries temporelles de pluies ont été générées en utilisant cette méthode de comblement et des rendements simulés pour chaque distribution générée. Que l'on prenne la moyenne ou chacun des rendements simulés, les statistiques sont similaires. Dans la suite, les résultats sont présentés pour un seul comblement.

1.3. Le modèle SARRAH

Les simulations de rendement sont réalisées avec le modèle de croissance de plante SARRA-H (Dingkuhn *et al.*, 2003) qui est basé sur une méthode de bilan hydrique, développé par le Centre International de Recherche Agronomique pour le Développement (CIRAD). Le développement du mil (variété Souna 3) ainsi que ses rendements sont simulés. Le mil Souna 3, très largement utilisé dans la région étudiée, est une variété à haut potentiel de rendement, non photopériodique et dont le cycle dure environ 90 jours (Roudier, 2012). La date de semis du mil est le premier jour pour lequel la pluie excède 10 mm à condition que la plante ne périclite pas dans les 20 jours suivant le semis (si c'est le cas, un nouveau semis est effectué plus tard).

2. Résultats et discussion

L'étude est tout d'abord réalisée en moyenne sur les 17 stations, puis en fonction du cumul de pluie sur le cycle de la plante. Les pluies de contrôle sont les pluies fournies par l'IRD, et la simulation de contrôle est la simulation des rendements effectuée à partir des pluies de contrôle.

2.1. L'impact des différentes méthodes de comblement sur le cumul annuel de précipitations

Tout d'abord, pour chacun des taux de lacune, les pluies sont comblées à l'aide des méthodes décrites en section 1.2. La figure 2 montre que les lacunes des séries temporelles engendrent un biais important sur le cumul annuel des précipitations. Ainsi, pour les pluies notées LACUNE, le cumul annuel est très sous estimé, et ce de façon quasi-linéaire (médiane à 9 % pour 10 % de lacunes et à 18 % pour 20 % de lacunes).

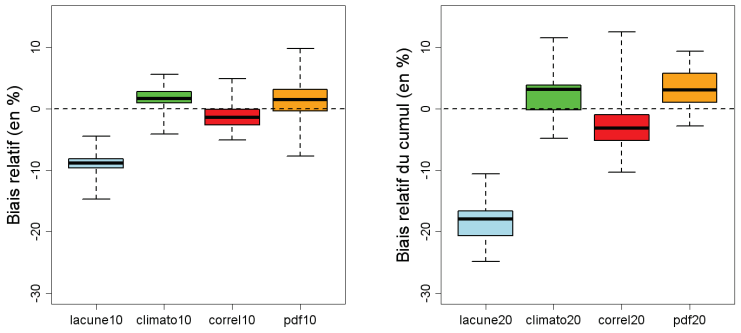


Figure 2 : Biais relatif (%) des différentes méthodes de comblement sur le cumul des pluies, lorsqu'on considère 10 % de lacunes dans les séries (à gauche) et 20 % (à droite).

Quelle que soit la méthode utilisée, le comblement des lacunes permet une amélioration significative du cumul annuel de pluie (biais des premier et troisième quartiles inférieurs 6 % en valeur absolue) et ce pour les deux taux de lacune. Les méthodes CLIMATO et PDF

surestiment le cumul annuel. Les caractéristiques de la période de comblement par rapport à celle d'entraînement peuvent expliquer ce phénomène : le cumul annuel moyen de précipitations pour la période de comblement ne représente que 73 % du cumul annuel moyen pour la période d'entraînement. On utilise donc la moyenne et la distribution de probabilité de pluie d'année plutôt humide pour combler les pluies d'années plutôt sèches. La méthode CORREL sous-estime le cumul annuel des précipitations. Cette méthode ne tenant pas compte du cumul des précipitations mais uniquement de la corrélation des événements pluvieux, les stations situées dans des zones plus humides peuvent être corrélées majoritairement à des stations plus sèches, les pluies issues du comblement sont alors sous-estimées.

Cependant, le cumul annuel n'est pas la seule caractéristique des précipitations qui influence les rendements agricoles. La distribution journalière des pluies est aussi très importante pour le développement des plantes. C'est elle qui détermine la date de semis, pouvant décaler le cycle de la plante de plus d'un mois dans la saison. Elle est aussi importante au cours du développement de la plante : certaines phases phénologiques sont particulièrement sensibles au stress hydrique et une pluie ratée ou surestimée à ce moment là peut avoir un impact important sur les rendements.

Nous étudions donc dans la section 2.2 l'impact des différentes méthodes de comblement sur les rendements.

2.2. L'impact des différentes méthodes de comblement sur les rendements

2.2.1. Pour l'ensemble des sites

Nous nous intéressons d'abord au biais relatif sur les rendements : celui-ci est calculé de la même manière que précédemment. La figure 3 représente la distribution de probabilité pour chaque valeur de biais et pour chaque méthode de comblement, seules les valeurs avec un biais inférieur ou égal à 70 % sont montrées ici. Pour chaque méthode de comblement, les valeurs extrêmes sont au-delà de 100 % de biais (non montré), elles dépassent 200 % lorsqu'on comble 20 % de lacunes.

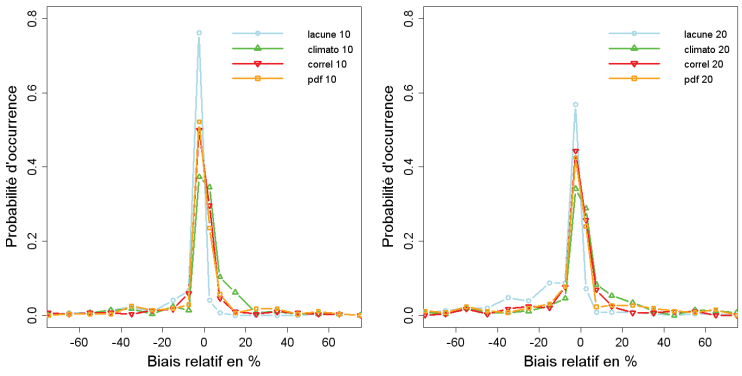


Figure 3 : Probabilité de biais relatif pour chacune des méthodes de comblement et pour les scénarios avec 10 % (à gauche) et 20 % de lacunes (droite).

Le biais moyen des simulations LACUNE est négatif, moins de 11 % des rendements présentent un biais positif ; de plus, il est dégradé lorsqu'on passe de 10 à 20 % de lacunes (le biais moyen passe de -7 à -17 %). Pour les deux taux de lacune, les différentes méthodes de comblement permettent de recentrer le biais moyen en zéro. Cependant, les valeurs extrêmes peuvent accuser un biais très prononcé (jusqu'à 300 % de biais pour 20 % de lacunes, non montré). La technique de comblement PDF est celle qui présente la plus grande dispersion des biais. Les performances de cette technique baissent considérablement lorsqu'on passe de 10 à

20 % de lacunes. La méthode CLIMATO est aussi dégradée par l'augmentation du taux de lacunes alors que la méthode CORREL semble se maintenir avec une distribution qui reste assez resserrée autour de zéro. La méthode PDF, tirant aléatoirement l'intensité de la pluie dans un intervalle, peut générer des événements « extrêmes » qui auront des répercussions plus fortes sur la date de semis ou sur le remplissage des grains qu'une valeur moyenne.

Pour chaque site, on calcule ensuite la corrélation entre la série temporelle de rendements obtenus à partir de la simulation de contrôle et les séries temporelles de rendements obtenues à partir des différentes techniques de comblement. La corrélation des rendements d'une année sur l'autre, permet de mesurer la capacité des méthodes de comblement à représenter la variabilité des rendements et en particulier les années déficitaires.

La figure 4 représente la corrélation des rendements issus de la simulation de contrôle avec les rendements simulés à partir des différentes méthodes de comblement. Pour toutes les méthodes de comblement, la moyenne des corrélations est significative.

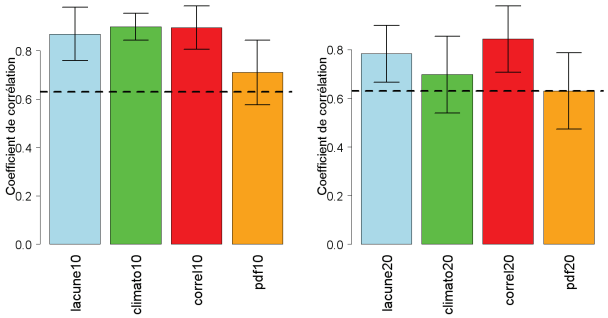


Figure 4 : Moyenne des corrélations des rendements pour chaque méthode de comblement sur les 17 sites, pour les scenarios avec 10 % (à gauche) et 20 % de lacunes (droite). En pointillé : seuil de significativité. Les bornes représentent l'intervalle de confiance à 95 % (t-test).

Pour 10 % de lacunes, la méthode PDF est celle qui reproduit le moins bien la variabilité des rendements alors que les performances des rendements simulés à partir des pluies non comblées sont comparables à celles des méthodes CLIMATO et CORREL. Pour 20 % de lacunes, la corrélation est très légèrement dégradée pour l'ensemble des méthodes. La méthode CORREL est celle qui reste la plus performante. La lâcheté du réseau de pluviomètres utilisé, et donc l'utilisation de corrélations entre sites parfois distants de plus de 400 km, ne semble pas avoir d'impact important sur le comblement des précipitations pour la simulation de rendement agricoles.

2.2.2. En fonction de la latitude

On regarde dans cette section les performances des méthodes de comblement en fonction des précipitations cumulées sur la période de croissance de la plante. Bien que leur valeur médiane soit la même pour chaque latitude, les biais sur les rendements présentent une dispersion plus importante pour les années/stations les moins arrosées (figure 5). En effet, plus les précipitations durant le cycle de croissance sont rares, plus les rendements sont sensibles à de petites variations pluviométriques ; chaque événement pluvieux est fondamental pour la plante et remplacer une pluie de 20 mm par une pluie de 10 mm a un impact important sur le rendement final, surtout si cela a lieu durant les phases critiques ou au moment du semis. Parmi les méthodes de comblement utilisées, la méthode CORREL permet de minimiser la dispersion des biais et ce quelle que soit le cumul sur le cycle.

Conclusion

Cette étude vise à quantifier l'impact de lacunes dans les séries journalières de pluie et l'impact de différentes méthodes de comblement sur les rendements agricoles calculés avec un modèle agronomique.

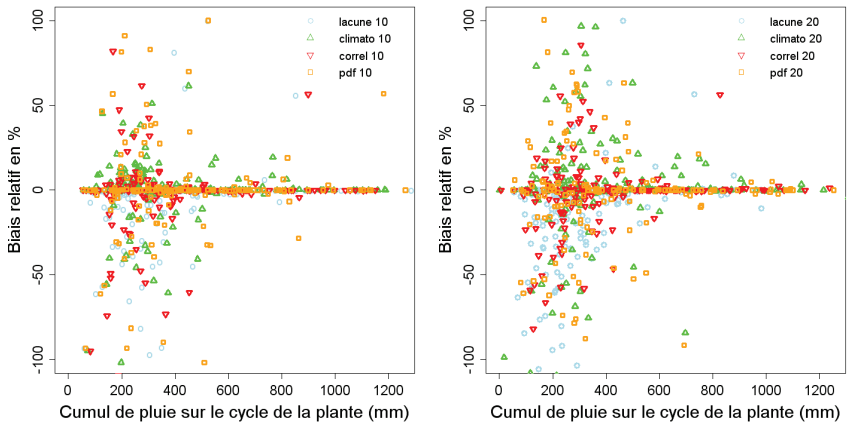


Figure 5 : Biais sur les rendements en fonction du cumul de précipitations sur le cycle de la plante, pour les scenarios avec 10 % (à gauche) et 20 % de lacunes (droite).

Les résultats montrent que les méthodes de comblement permettent de représenter de façon adéquate le cumul annuel des pluies, même lorsque la méthode consiste à remplacer les données manquantes par la climatologie. Les méthodes de comblement permettent de réduire la dispersion moyenne du biais sur les rendements (en particulier lorsque les lacunes atteignent 20 % des précipitations) et de ramener le biais moyen à zéro. Le coefficient de corrélation des rendements restant significatif, les lacunes comblées correctement ont donc peu d'impact sur les rendements. Parmi les méthodes étudiées, la méthode de pondération par le coefficient de corrélation permet d'obtenir des rendements plus proches de la simulation de contrôle, et ce malgré un réseau de pluviomètre peu dense. La performance des méthodes de comblement des pluies est cependant à nuancer lorsque le cumul de précipitations sur le cycle de la plante est inférieur à 400 mm, le biais sur les rendements restant alors assez dispersé autour de zéro. Nous avons supposé dans cette étude que nous disposions des autres données météorologiques (températures, vent etc.) avec une qualité parfaite. Afin d'avoir une évaluation globale de l'impact de la qualité des données sur les résultats finaux, il faudrait dans une étude future réaliser le même genre d'approche sur les autres variables utilisées.

Références bibliographiques

Challinor A. J. et Wheeler T. R., 2008 : Crop yield reduction in the tropics under climate change: Processes and uncertainties. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148, 343-356.

Dingkuhn M., Baron C., Bonnal V., Maraux F., Sarr B., Sultan B., Clopes A., Forest F. 2003 : Decision support tools for rainfed crops in the Sahel at the plot and regional. In: Struif Bontkes TE, Wopereis MCS eds). *Decision support tools for smallholder agriculture in sub-Saharan Africa: a practical guide.* IFDC: Muscle Shoals, USA.

Robertson M. J., Carberry P. S., Huth N. I., Turpin J. E., Probert M. E., Poulton P. L., Bell M., Wright G. C., Yeates S. J. and Brinsmead R.B., 2002 : Simulation of growth and development of diverse legume species in APSIM. *Australian Journal of Agricultural Research,* 53, 429-446.

Romero R., Guijarro J., Alonso S., 1998 : A 30 year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study. *International Journal of Climatology,* 18, 541-560.

Roudier P., Sultan B., Quirion P., et Berg A., 2011 : The impact of future climate change on West African crop yields: what does the recent literature say? *Global Environmental Change*, 21, 1073-1083.

Roudier P., 2012 : *Climat et agriculture en Afrique de l'Ouest : Quantification de l'impact du changement climatique sur les rendements et évaluation de l'utilité des prévisions saisonnières*. Mémoire de thèse de l'EHESS, Paris, France 189 pp.

Teegavarapu R. S. V. et Chandramouli V., 2005 : Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrol*ogy, 312, 191-206.

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE ET DE L'OCCUPATION DU SOL SUR L'INTENSITÉ ET LA SUPERFICIE DES CELLULES DE PLUIES INTENSES : PREMIERS RÉSULTATS SUR LE CENTRE-EST FRANÇAIS

Florent RENARD et Jacques COMBY

UMR 5600 Environnement Ville Société CNRS, LCRE, CRGA, Université Jean Moulin Lyon III - 18, rue Chevreul - 69007 Lyon, France. florent.renard@univ-lyon3.fr

Résumé : *La communauté urbaine de Lyon est un territoire fortement urbanisé et imperméabilisé pouvant ponctuellement être affecté par des inondations, provoquées notamment par le ruissellement. Ce ruissellement est la conséquence de précipitations de forte intensité qui peuvent être appréhendées précisément à l'aide du radar météorologique local. Cette étude utilise cette technologie afin de mettre en relation les intensités maximum et la superficie des cellules de pluie de forte intensité avec la topographie (altitude, pente, orientation du versant) et l'occupation du sol. Si la densité des cellules observées est légèrement supérieure au-dessus des territoires artificialisés, aucune relation ne se manifeste quand l'intensité et la superficie des cellules sont confrontées à la topographie et l'occupation du sol.*

Mots-clés : *Précipitations intenses, cellule pluvieuse, topographie, occupation du sol.*

Abstract: Topography and land cover effects on intensity and surface of intense rainfall cells: first results on centre-eastern France.
During episodes of high rainfall intensity, the urban community of Lyon, highly waterproofed, can occasionally be affected by repeatedly floods caused by runoff. This runoff is the result of precipitation of high intensity which can be effectively approached by the dense network of Greater Lyon rain gauges, but even more precisely with the local weather radar, that is used here. This study is devoted to the analysis of relations of the maximum intensity and the surface of the rainfall cells with the topography and the land cover. If the density of cells is the highest over non-natural areas, no links appear when the maximum intensity and the surface of the rainfall cells are put in relation with the topography and the land cover of the studied area.

Keywords*: Intense rainfall, rain cell, topography, land cover.*

Introduction

La communauté urbaine de Lyon est un territoire fortement urbanisé et imperméabilisé. D'une superficie de 650 km² environ, cet espace peut être frappé par des inondations, notamment provoquées par ruissellement (Renard et Chapon, 2010). Si le réseau pluviométrique dense du Grand Lyon a montré son efficacité, le radar météorologique local de Météo-France, outre son rôle de prévention (Creutin *et al.*, 2009), permet de préciser l'analyse de la distribution spatiale des pluies. Un radar à bande C du réseau Aramis de Météo-France est ainsi installé depuis mi-mai 2001 à une quarantaine de kilomètres au nord-ouest de Lyon, à Saint-Nizier d'Azergues. Sa couverture hydrologique permet de détecter jusqu'à 280 km environ des cellules de pluies intenses bien développées en altitude (Chancibault, 2002). Le radar autorise donc une caractérisation beaucoup plus détaillée des pluies, mais il permet aussi d'élargir le territoire d'étude en passant de celui du Grand Lyon au centre-est français.

Des études précédentes à l'aide de ce radar sur ce territoire ont porté sur les caractéristiques des cellules de pluies intenses, telles que l'intensité, la superficie, la vitesse ou encore la direction (Renard, 2010). Il en ressortait notamment le peu d'influence notable des reliefs sur les trajectoires des cellules de pluies intenses, certaines passant même perpendiculairement aux crêtes du Massif Central au du sud du Jura.

Ces cellules de forte intensité sont plus liées à des processus d'échelle synoptique que d'échelle microclimatique, et sont le plus souvent associés à des types de temps advectifs, avec des vents suffisamment forts pour estomper les effets topoclimatiques. Cela explique

peut-être que très peu d'analyses (Minicloux *et al.*, 2001 ; Anquetin *et al.*, 2010 ; Godart *et al.*, 2010 ; Godart *et al.*, 2011) n'ont conjugué pour le moment les caractéristiques de ces cellules de pluies de fortes intensités avec la topographie ou l'occupation du sol, de surcroît sur ce territoire d'étude. Cette étude se propose donc de s'intéresser aux relations entre effets locaux (topographie et occupation du sol) et caractéristiques des cellules de pluie de forte intensité (intensité maximale et superficie notamment).

1. Caractérisation de l'intensité et de la superficie des cellules de pluies intenses pour une confrontation à la topographie et à l'occupation du sol

1.1. Les centres moyens pondérés : synthèse ponctuelle de l'intensité maximale et de la superficie

Le radar météorologique de Saint-Nizier fournit des intensités pluviométriques par pixels carrés de 1 km de côté. Cette étude repose sur ces données, après correction globale uniforme dans l'espace par les pluviomètres du Grand Lyon (Emmanuel *et al*., 2009 ; Renard et Comby, 2010 ; Renard *et al*., 2012). Il convient donc de ne s'intéresser qu'aux cellules de fortes intensités, responsables des inondations par ruissellement (Ruin *et al*., 2008), afin de ne pas surcharger inutilement l'échantillon de pixels à traiter et les temps de calcul. Une précédente étude de sensibilité a porté sur l'identification des cellules de pluies intenses à différents seuils d'intensité. Dans le prolongement de cette première analyse, il a été choisi de se focaliser sur les pixels qui présentent une intensité supérieure à 60 mm/h, car ce seuil matérialise ici un optimum entre le volume d'information à traiter et la superficie des cellules (directement proportionnel au seuil d'intensité considéré).

Le centre moyen de la cellule, pondéré par l'intensité pluvieuse de chaque pixel, est calculé. Cela permet de caractériser ponctuellement la cellule. On y associe les intensités moyennes et maximales, ainsi que l'aire de la cellule, tel que détaillé dans F. Renard (2010).

Sur le territoire du Grand Lyon, la durée des épisodes pluvieux est déterminée d'après les précipitations enregistrées par les pluviomètres de la communauté urbaine. Cependant, afin d'obtenir une vue d'ensemble, nous avons choisi de ne pas nous limiter à la période de temps déterminée par ces pluviomètres, mais de prendre en compte les trois heures qui ont précédé le début de la pluie, ainsi que l'heure suivant son arrêt sur le territoire.

Les cinq épisodes pluvieux les plus intenses de la période d'étude 2001-2005 sur le Grand Lyon ont été analysés (le radar de St-Nizier est considéré fiable à partir de 2001, les journées sont les 9 et 22 septembre 2002, le 23 juillet 2004, le 4 août 2004 et le 29 juillet 2005). Le modèle a permis de mettre en évidence 1892 centres moyens pondérés de cellules de forte intensité. Ces centres moyens pondérés se distribuent sur l'ensemble de la zone de couverture du radar, allant du sud-ouest du Massif Central au Lac Léman et au sud des Vosges (figure 1). L'intensité maximale et la superficie de ces cellules vont être confrontées à la topographie du territoire et à son occupation du sol.

1.2. Topographie et occupation du sol : utilisation d'un MNT et de Corine Land Cover

Le modèle numérique de terrain de l'IGN d'une résolution de 250 m est utilisé dans cette étude. Les intensités maximales et les superficies des cellules sont ainsi confrontées à l'altitude du territoire d'étude (figure 1). Outre l'altitude, les deux caractéristiques d'intérêt sont aussi mises en relation avec la pente du territoire et l'orientation du versant considéré. Ces paramètres sont obtenus sous forme vectorielle par l'utilisation d'un SIG.

L'occupation du sol est fournie par la base de données *Corine Land Cover*. Cette étude se focalise sur les deux premiers niveaux de détails de la base, le niveau 1 divisé en 5 catégories

(territoires artificialisés, territoires agricoles, forêts et milieux semi-naturels, zones humides et surfaces en eau), et le niveau 2 divisé en 15 catégories.

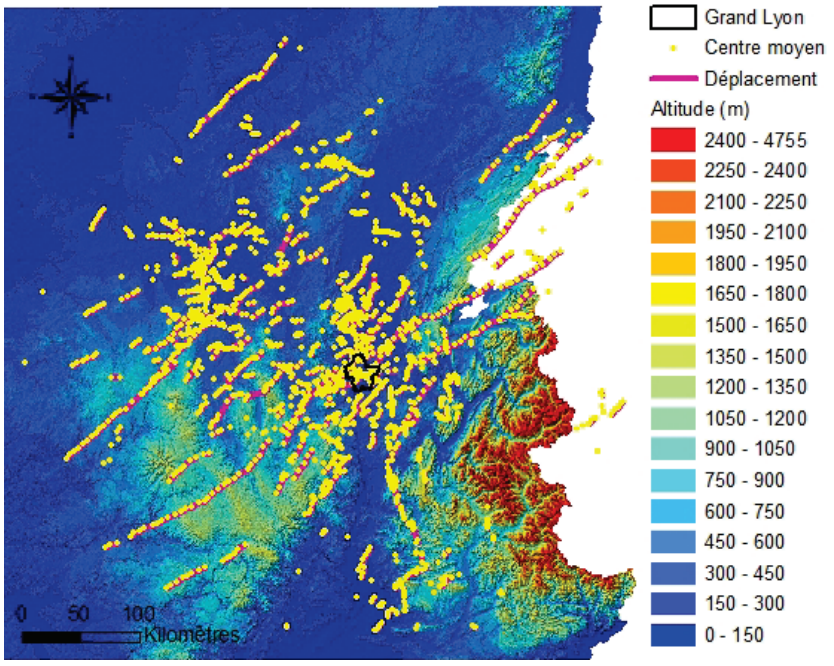


Figure 1 : Centres moyens pondérés et vecteurs de déplacement des cellules de pluie de forte intensité identifiés durant les épisodes sélectionnés de la période 2001-2005, dans la zone de couverture du radar de Saint-Nizier.

Les intensités maximales et les superficies des 1892 cellules de pluies intenses de l'échantillon des 5 épisodes retenus sont ainsi confrontées à l'altitude, à la pente, à l'exposition et à l'occupation du sol du territoire sur l'ensemble de la zone de couverture du radar météorologique de Saint-Nizier d'Azergues.

2. Résultats de la confrontation de l'intensité maximum et de la superficie des cellules

2.1. Relations avec la topographie ?

Les caractéristiques des cellules sont mises en relation avec l'altitude. Il n'en ressort aucune relation d'intérêt, ni pour l'intensité, ni pour la superficie des cellules. Les coefficients de détermination des nuages de régression sont extrêmement faibles, avec un r^2 de 0,0033 pour l'intensité maximum (figure 2), et de 0,0137 en ce qui concerne la superficie.

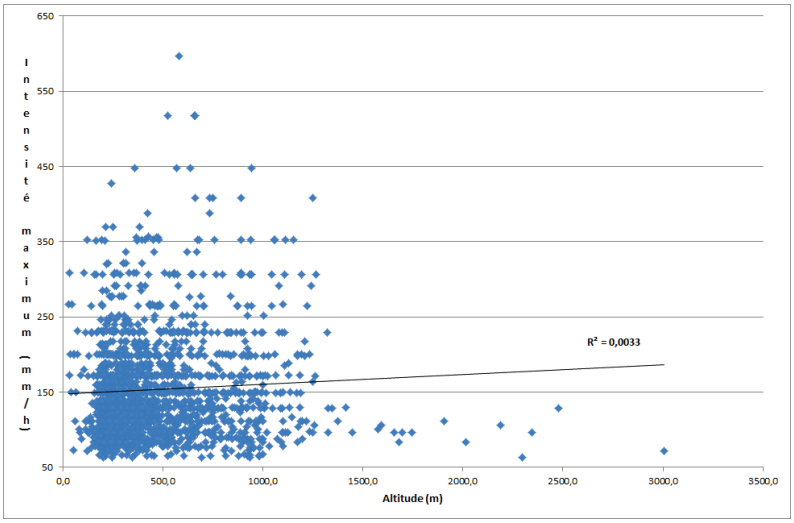


Figure 2 : Nuage de régression entre l'intensité maximum (mm/h) des cellules de pluies et l'altitude (m).

Confrontés à la pente, les coefficients de détermination de ces deux caractéristiques sont encore plus faibles et n'indiquent aucune relation, même mineure. Il en est de même pour l'exposition. Les intensités maximum et les superficies des cellules sont constantes, respectivement de 150 mm/h et de 25 km², quel que soit le versant considéré (figure 3).

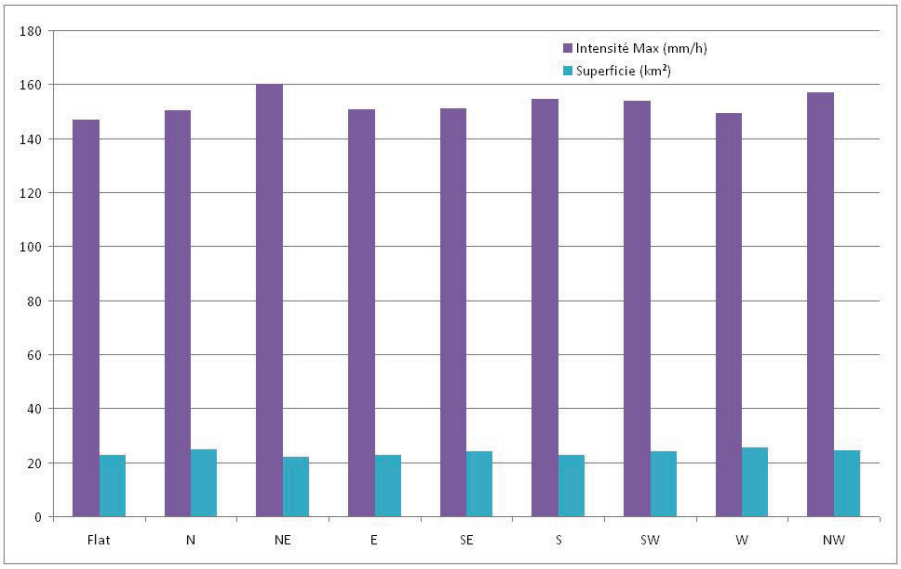


Figure 3 : Moyennes des intensités maximum et des superficies des cellules en fonction du versant.

2.2. Une plus forte densité de cellules en territoires artificialisés ?

L'étude du nombre de cellules en fonction de l'occupation du sol a permis de mettre en évidence une densité relativement semblable, à l'exception des territoires artificialisés qui en comptent légèrement plus. En effet, pour les territoires agricoles, les forêts et milieux semi-naturels, les densités de cellules sont respectivement de 0,009 / km² et de 0,007 / km², mais cette densité passe à 0,015 cellules par km² au-dessus des territoires artificialisés (les zones humides et les surfaces en eau ne sont pas prises en compte dans cette étude car ces zones ne représentent qu'une très faible portion du territoire d'étude, ce qui ne permet pas d'avoir un échantillon de cellules assez robuste pour les calculs). Le deuxième niveau de détail de la base de données confirme ces premiers résultats.

Au niveau du comportement de l'intensité maximum des cellules et de leurs superficies, aucune différence notable ne peut être observée en fonction de l'occupation du sol. Ces résultats rejoignent ceux précédemment établis concernant la topographie et ses dérivées.

3. Deux principales raisons pouvant apporter des éléments d'explication

A la vue de ces premiers résultats, les relations entre les effets locaux liés à la topographie ou à l'occupation du sol et les caractéristiques des cellules de pluie intense ne sont guère visibles. Deux principales raisons pourraient apporter des éléments d'explication.

Dans un premier temps, cette étude cherche des liaisons entre des phénomènes d'échelles sensiblement différentes. En effet, les systèmes nuageux à l'origine des précipitations intenses sont plus liés à des processus d'échelle synoptique que microclimatique, et sont le plus souvent liés à des types de temps advectifs, avec des vents suffisamment forts pour estomper les effets topoclimatiques. En effet, pendant ces cinq épisodes, la vitesse moyenne des cellules allaient de 25 à 66 km/h (Renard, 2010).

En second lieu, dans un flux advectif, les effets topoclimatiques, s'ils existent, peuvent ne pas être observés à la verticale du lieu. Il y a souvent un décalage spatial entre le facteur et

son effet. En outre, ce décalage n'est pas constant, car il dépend de la vitesse du flux. Cependant, la vitesse et la direction moyenne sont connues pour chacun des épisodes traités (figure 1 ; Renard, 2010). Ainsi, les cellules ont été repositionnées dans l'espace à l'endroit où elles étaient 5 minutes auparavant, afin de les confronter aux effets locaux à cet endroit. Cela a impliqué un décalage dans une direction et à une distance différente pour tous les épisodes. Par exemple, pour l'épisode du 19/09/02, le décalage a été de 2,52 km et d'un angle de 80,2° vers le SO, alors qu'il a été de 5,54 km avec un angle de 47,3° vers le SO pour le 29/07/05. Ces repositionnements n'ont cependant pas permis d'obtenir de plus fortes relations.

Conclusions et perspectives : un échantillon de pluies plus large associé à une étude de sensibilité du MNT

Au terme de cette étude, les intensités maximales des cellules et de leurs superficies n'ont montré aucune relation, même faible, avec l'altitude, la pente ou l'orientation du versant considéré. Il en est de même avec l'occupation du sol, les intensités maximum et les superficies des cellules de pluie de forte intensité de l'échantillon restent constantes.

Cependant, au niveau de la distribution de ces cellules, nous avons constaté une légère plus forte densité au-dessus des territoires artificialisés. Il convient de relativiser ce résultat qui pourrait provenir d'un biais méthodologique lié à l'échantillon des pluies analysées. En effet, la sélection des 5 pluies de l'étude a été effectuée en fonction de l'intensité maximum que ces dernières présentaient au-dessus de l'agglomération du Grand Lyon. Cela expliquerait pourquoi nous constatons une plus forte densité de cellules au-dessus des territoires artificialisés, dont l'agglomération lyonnaise fait partie et en constitue une grande portion.

En termes de perspectives, il convient dans un premier temps de consolider cette analyse avec un plus grand échantillon de pluie. En effet, même si les 1892 cellules de fortes intensités constituent déjà une base solide pour cette étude, un plus grand échantillon permettrait de consolider ou non ces premiers résultats. Il serait aussi nécessaire de revoir la sélection des pluies, en se basant non pas sur des épisodes choisis en fonction des intensités maximum lyonnaises, mais en faisant une étude en continue, en étudiant par exemple un mois entier. En effet, il est possible que les relations soient plus fortes avec des pluies convectives sans déplacement notable des cellules (stationnaires). Cependant, pour le moment, toutes les cellules de pluies intenses observées avaient une advection marquée (les plus lentes se situant aux alentours de 20 km/h). Ensuite, le décalage spatial a été effectué à 5 minutes, mais d'autres pas de temps pourraient être envisageables.

Enfin, la résolution du MNT se doit d'être questionnée. Une résolution de 250 m a été utilisée dans cette étude. Cependant, des résolutions plus fines sont disponibles. Une étude de sensibilité serait nécessaire pour voir les résultats de cette méthodologie avec un tel MNT. A l'opposé, il serait aussi intéressant d'utiliser un MNT doté d'une résolution plus faible, kilométrique notamment, car cette dernière serait en adéquation avec la résolution de la mesure radar, kilométrique elle aussi.

Références bibliographiques

Anquetin S., I. Braud, O. Vannier, P. Viallet, B. Boudevillain, J.-D.Creutin and C. Manus, 2010 : Sensitivity of the hydrological response to the variability of rainfall fields and soils for the Gard 2002 flash-flood event. *J. of Hydrology,* 394, 134-147.

Chancibault K., 2002 : *Etude numérique des orages supercellulaires en France*. Thèse de doctorat de l'université de Toulouse III, discipline physique de l'atmosphère, 163 pages.

Creutin J.D., M. Borga, C. Lutoff, A. Scolobig, L. Créton Cazanave and I. Ruin, 2009 : Catchment dynamics and social response during flash floods: The potential of radar rainfall monitoring for warning procedures. *Meteorological Applications*, 16, 115-125.

Emmanuel I., Andrieu H. et Tabary P., 2009 : Evaluation of the new operational French radar product for urban hydrology. *Proceedings of the 8th International Workshop on Precipitation in Urban Areas*, December 2009, Saint-Moritz, Switzerland, vol. 8, 37-41.

Godart A., E. Leblois, S. Anquetin and N. Freychet, 2010 : Analysis of relationship between orographic rainfall and atmospheric properties using factorial discriminant analysis and neural network. *J. of Applied Meteo. and Climatology*, 49, 4, 646-663.

Godart A., S. Anquetin, E. Leblois, and J. D. Creutin, 2011 : Contribution of rainfall associated with shallow banded orographic convection to the rainfall climatology of a Mediterranean region. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. doi: 10.1175/JAMC-D-10-05016.1

Miniscloux F., J.D. Creutin and S. Anquetin, 2001 : Geostatistical analysis of orographic rainbands. *J. of Applied Meteor.*, 40, 11, 1835-1854.

Renard F., 2010 : *Le risque pluvial en milieu urbain. De la caractérisation de l'aléa à l'évaluation de la vulnérabilité : le cas du Grand Lyon.* Thèse de doctorat de l'Université Jean Moulin Lyon 3, 528 pages.

Renard F., Chapon P.-M., 2010 : Une méthode d'évaluation de la vulnérabilité urbaine appliquée à l'agglomération lyonnaise. *L'Espace Géographique*, 1, 35-50.

Renard F., Chapon P.-M., Comby J., 2012 : Assessing the accuracy of weather radar to track intense rain cells in the Greater Lyon area, France. *Atmospheric Research*, 103, 4-19.

Renard F., Comby J., 2010 : Overview of the Greater Lyon weather radar advances from 90's to 2008. *Advances in Geosciences*, 25, 79-83.

Ruin, I., Creutin, J.-D., Anquetin S. and Lutoff C., 2008 : Human exposure to flash-floods – relationship between flood parameters and human vulnerability during the storm of September 2002 in Southern France. *J. of Hydrology*, 361, 199-213.

LES PAROXYSMES BIO-THERMIQUES DANS LA RÉGION DE LA TUNISIE DU NORD

Mustapha RIAHI

Université Paris I Panthéon – Sorbonne, UMR CNRS 8185 ENeC, Institut de géographie, 191 rue saint Jacques, F-75005 Paris. riahi_mustapha@voila.fr

Résumé : *En dépit de sa position au nord du pays, la région de la Tunisie du nord est soumise, en été, à des contraintes thermiques pesantes sur les personnes malades et vulnérables. Ces gênes sont dues à des facteurs géographiques (éloignement de la mer), topographiques (effet de sites) et aérologiques (flux de sud-est). Une meilleure connaissance de la répartition de ce risque passe nécessairement par la prise en compte des paramètres climatiques, à son origine, d'abord séparément et ensuite simultanément. On se propose d'analyser la gravité de ces ambiances ainsi que leur fréquence pendant la période 1997-2007 en utilisant les données des principales stations météorologiques et des indices appropriées.*

Mots-clés *: Tunisie du nord, paroxysmes, ambiances, été.*

Abstract: Bio-thermal paroxysms of north Tunisia's region*.*
In spite of its position in the north of the country, the region of north Tunisia is subject, in summer, to heavy thermal inhibition on sick and vulnerable people. These genes are due to geographic (being a part from the sea), topographical (site effect) and aerological factors (streams of south east). A best knowledge of risk spreading passes by taking into consideration climatic settings, at first, separately then simultaneously. We analyse the gravity of thermal atmosphere as well as their frequency during the period of 1997-2007 using main meteorological data station and appropriate indexes.

Keywords*: North Tunisia, paroxysms, atmosphere, summer.*

Introduction

En été, la forte chaleur est particulièrement redoutable. Elle peut avoir des complications notamment chez les personnes fragiles. Dans les terres intérieures, cette chaleur résulte essentiellement de températures élevées sous l'effet conjugué de la continentalité et du site (bassins intratelliens) ce qui contribue à majorer un stress thermique déjà difficile. Les stations côtières, bénéficiant couramment des influences modératrices de la mer, ne sont pas, pourtant, entièrement à l'abri de ce stress thermique. Dans ces dernières, en dépit de températures moins contraignantes par rapport à l'intérieur, l'ajout des taux d'humidité excessifs engendre des situations d'inconfort thermiques plus stressantes même qu'à celles d'intérieur. Certaines idées reçues présumant l'avantage absolu de la côte sur l'intérieur méritent ainsi d'être nuancées. Le schéma classique de la répartition du stress (augmentation de la côte vers l'intérieur) se trouve ainsi perturbé et un nouveau se dessine.

Chez les personnes vulnérables, ces situations extrêmes d'inconfort thermique sont préjudiciables pour leurs organismes. Leur faculté d'adaptation au confort thermique se fait difficilement comparativement aux personnes bien portantes. Il est à souligner que des situations d'inconfort thermiques de fin d'été, ont été abordées par des chercheurs tunisiens mais d'une manière très pointue dans le temps (Ben Boubaker, 1998 ; Dahech, 2010). En effet, les précédentes études n'ont traité que d'épisodes très courts ce qui ne permet pas d'identifier leurs parts par rapport à l'ensemble de la saison d'été.

Dans le cadre de la présente étude, nous analysons la gravité de ces ambiances ainsi que leur fréquence pendant la période 1997-2007 en utilisant les données des principales stations météorologiques et des indices appropriées.

1. Données et méthodes

Pour bien caractériser les situations paroxysmiques, nous avons considéré les mesures des paramètres météorologiques conventionnels génératrices de cet inconfort. Il s'agit de la température de l'air et de l'humidité relative. Ces éléments représentent le pas de temps tri-horaire (9, 12, 15 et 18 h) et couvrent la période 1997-2007. Ils concernent l'ensemble des stations principales du nord de la Tunisie (figure 1 et tableau 1). Ces stations représentent des topoclimats variés. Leurs altitudes varient de moins de 10 m sur la côte jusqu'à 1090 m à Thala.

Figure 1 : Carte de localisation des stations météorologiques.

Tableau 1 : Nomenclature des stations météorologiques.

Numéro	Nom
1	Thala
2	Siliana
3	Le Kef
4	Jendouba
5	Béja
6	Tabarka
7	Bizerte
8	Tunis
9	Kelibia
10	Nabeul
11	Zaghouan

Plusieurs indices figurent dans la littérature de bioclimatologie humaine et ayant pour but d'associer température et humidité de l'air afin de quantifier le stress thermo-hygrométrique. Pour notre cas, vu la nature des données disponibles, le traitement statistique (calcul des fréquences sur une période 11 ans), le recours à l'indice THI de THOM (1959 ; complexe associant température de l'air et humidité relative), nous semble très utile et convient à notre propos.

En effet, outre l'avantage de mettre en relief le stress thermique cutané par temps chaud et humide, l'indice THI offre une grande aisance de calcul effectué sur des séries chronologiques relativement longues, ce qui n'est pas le cas pour d'autres indices à l'instar du « Heat Index ». De surcroit, l'indice THI a été également utilisé par des chercheurs tunisiens et a donné de bons résultats pour le cas de la Tunisie. Il se calcule selon la formule suivante :

$$T.H.I. = T - ((0,55 - 0,0055 * U\%) * (T - 14,5))$$

où THI est exprimé en °C, T la température sous abri, U% l'humidité relative.

Tableau 2 : Classes de l'indice THI (source : Besancenot, 1990).

Classes	Frais	Confortable	Chaud	Très chaud	Torride
Limites	13 à 14,9°C	15 à 19,9°C	20 à 26,4°C	26,5 à 29,9°C	> à 29,9°C

2. Résultats

2.1. Des températures généralement plus stressantes à l'intérieur

Les températures stressantes (> à 33°C) sont à l'origine d'une mise en jeu maximale des mécanismes défensifs de l'organisme à mesure que la température s'éloigne de 33°C (T°C de la peau) et s'approche ou dépasse 37°C (T°C interne). A l'intérieur, la fréquence maximale de ces températures est relevée à Jendouba, station de cuvette située à 183 m, avec 34,8 % des observations des températures très chaudes à torrides. Les scores baissent ensuite à Zaghouan jusqu'à 26,1 %. Le minimum des fréquences est observé à Thala, station d'intérieur la plus élevée, avec 10 %. Sur la côte, en dehors de Tunis qui enregistre 18,1 % sous l'effet de l'îlot de chaleur urbain, ces fréquences dépassent un peu plus le 10 % sur la côte septentrionale et descendent à 7,2 % à Nabeul et chutent jusqu'à 2% à Kelibia (figure 2).

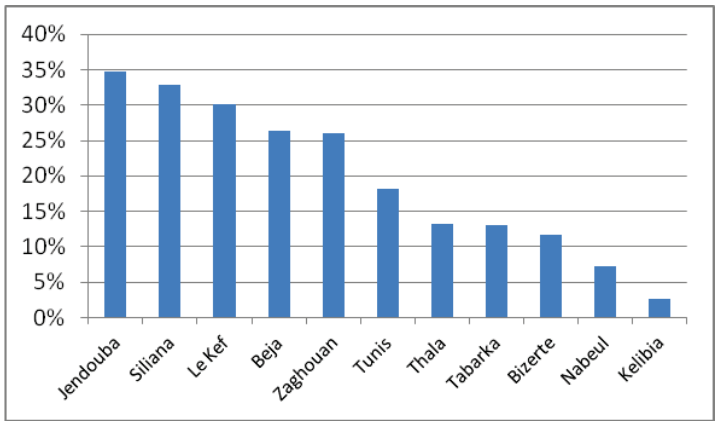


Figure 2 : Fréquence des températures stressantes (> à 33°C), moyenne été 1997-2007.

2.2. Une forte humidité (> à 80 %) plus fréquente sur la côte

Au niveau de l'humidité supérieure à 80 % (figure 3), l'avantage des stations continentales se confirme par rapport à la côte. Les fréquences sont faibles et demeurent inférieures à 11,6 % à Zaghouan en raison de sa situation au domaine sublittoral. Plus à l'intérieur, les fréquences varient de 8,2 % à Béjà à 4,4 % au Kef. Sur la côte, on assiste à une complication des conditions du confort hygrométrique. Cette dernière renferme des fréquences assez élevées et varient souvent de 28 % à Nabeul à 35 % à Kelibia.

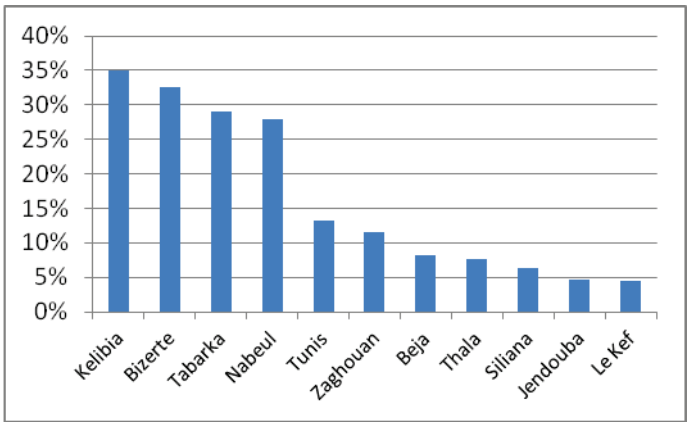


Figure 3 : Fréquence de la forte humidité (> à 80 %), moyenne été 1997-2007.

L'excès d'humidité relative pourrait altérer la qualité du confort sur le plan thermo-hygrométrique tant que la forte humidité est associée à des températures élevées. Cette

contrainte est particulièrement redoutable car elle pourrait mettre en péril la santé des sujets les plus fragiles à l'instar des personnes de troisième âge souffrant de maladies cardio-respiratoires. La côte se trouve ainsi plus défavorisée en été, qu'à l'intérieur au niveau hygrométrique plus faible. Tunis est relativement à l'écart de ce stress hygrométrique comparativement au reste du littoral ; en témoigne la fréquence de cette classe qui y totalise 13,2 % des observations.

2.3. L'indice THI : dérèglement du schéma classique (côte/intérieur) de répartition du stress

L'examen des températures très chaudes à torrides d'après l'indice THI (figure 4) montre que la structure spatiale observée précédemment avec la température de l'air et l'humidité relative de l'air change dans ce cas. En termes de fréquence, la station de Jendouba maintient toujours la première place des observations très chaudes à torrides avec un taux proche de 30 % en raison des températures très élevées de l'air. Toutefois, la station de Nabeul, après avoir été placée en quatrième et en avant dernière place respectivement sur le plan hygrométrique et thermique, passe, cette fois à la seconde position avec plus du quart des observations de l'été. Son emplacement sur la façade orientale du Cap Bon l'expose directement aux flux chauds et humides en provenance de sud-est d'où l'importance des ambiances stressantes comparativement aux autres stations. Elle devance même la station de Béja, station pourtant d'intérieur, qui vient en troisième position avec 22,7 % suivie immédiatement de la station de Bizerte en quatrième place avec 21,1% des observations. Dans les autres stations, les fréquences passent en-dessous de 20 % des observations estivales. Elles varient de 16,6 % à Siliana jusqu'à 11,3 % Kelibia et chutent encore au Kef à 7,9 % et plus encore à Thala avec 0,8 %.

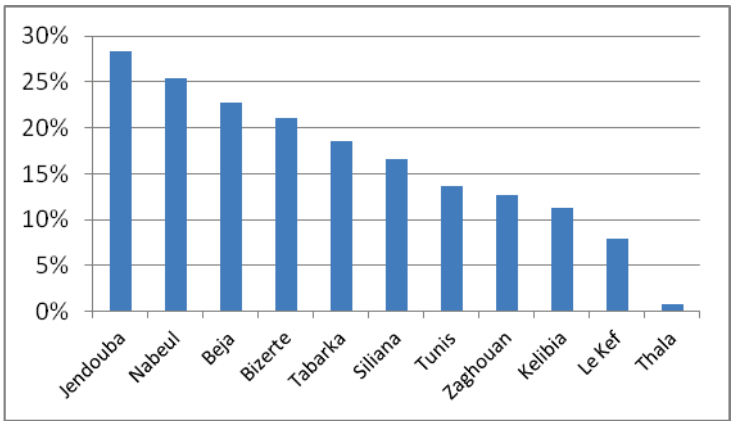


Figure 4 : Fréquence des températures très chaudes à torrides selon l'indice THI, moyenne 1997-2007.

2.3.1. Le mois d'août, le plus contraignant – la station côtière de Nabeul, la plus défavorisée

A l'échelle mensuelle (figure 5), le mois d'août s'impose comme le mois le plus stressant sur le plan thermo-hygrométrique. Par ailleurs, nous remarquons que l'écart se creuse davantage entre les stations. L'inconfort thermique s'accentue particulièrement, lors de ce mois, dans la station de Nabeul qui, avec plus de 40,5 % des observations, accapare le taux le plus élevé devançant même la station de Jendouba qui se place en seconde position avec environ le tiers des observations. Les taux les plus infimes sont relevés dans les hautes terres d'intérieures avec 1,1 % à Thala et 8,5 % au Kef. Pour les autres stations, les scores s'échelonnent de 19 % à Siliana jusqu'à 29,1 % à Bizerte.

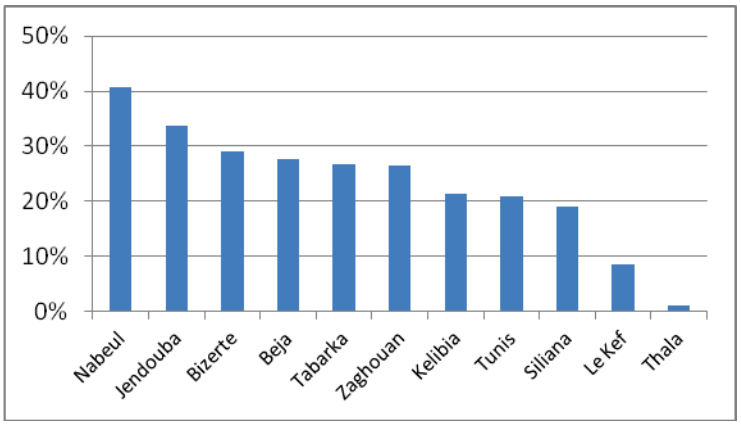


Figure 5 : Fréquence des classes très chaudes à torrides au mois d'août, moyenne 1997-2007.

2.3.2. Un stress généralisé au milieu de la journée

A 12 h et à 15 h (figure 6), l'accentuation de la température devient plus perceptible pour certaines stations intérieures à l'instar de Jendouba et Béjà et explique l'importance des ambiances stressantes qui dépassent 62 % occupant ainsi respectivement la première et la troisième position. La station de Nabeul avec plus de 62 % rejoint les précédentes stations, mais dans ce cas, c'est l'effet combiné des humidités excessives et des températures élevées qui justifient la fréquence remarquable de ces ambiances. Dans les autres stations, les fréquences varient de 57,5 % à Zaghouan à 42,5 % à Kelibia, et l'inconfort dans ce cas résulte soit de la contrainte thermique (Tunis, Zaghouan, Siliana, le Kef) soit de la contrainte hygrométrique (Kelibia, Bizerte). Globalement, l'inconfort se généralise et seule la station de Thala échappe au stress du milieu de la journée.

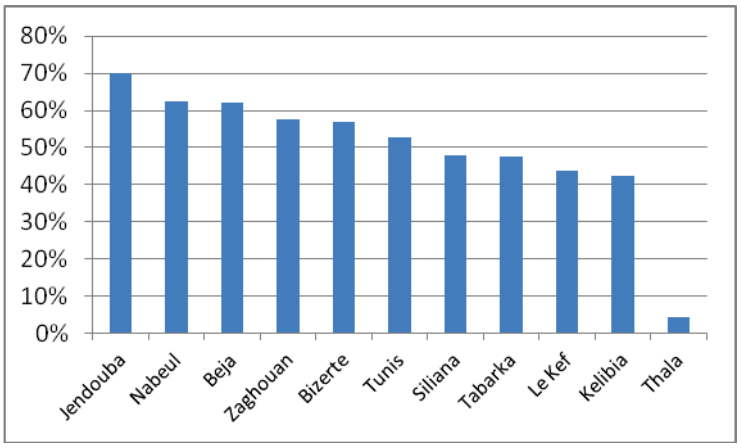


Figure 6 : Recrudescence des fréquences des classes très chaudes à torrides dans la plupart des stations, moyenne 1997-2007 (observation à 12 et à 15 h).

Conclusion

Les résultats montrent que l'inconfort hygrométrique est relativement important en été en Tunisie septentrionale. Il caractérise essentiellement le mois d'août. Les stations côtières y sont confrontées mais à des degrés divers (effet d'exposition et de site). A l'intérieur, les faibles humidités relatives de l'air sont contrebalancées par la forte chaleur de l'air. L'effet d'altitude atténue cette contrainte (Le Kef et notamment Thala) tandis que celui du site en accentue (Jendouba, Siliana). Au milieu de la journée, l'inconfort se généralise et les divergences se réduisent entre la plupart des stations. Ces ambiances sont à l'origine de gênes, entre autres, respiratoires chez les sujets fragiles (personnes âgées et souffrant de maladies

cardio-respiratoires). Dans un contexte de réchauffement climatique, ces situations pourraient se multiplier ce qui impose une gestion non seulement curative mais aussi et surtout préventive. L'alerte météorologique est l'une des solutions envisagées.

Références bibliographiques

Alouane T., 2007 : *Le répit thermique nocturne de la saison chaude en Tunisie*. Actes du XXème colloque de l'AIC, Carthage, 75-80.

Ben Boubaker H., 1998 : Les flux de sud-est maritimes (Chlouk) et ses incidences topothermiques en Tunisie. *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*, 11, 401-408.

Besancenot J.-P., 1990 : *Climat et tourisme*. Masson, collection « Géographie » 223 p.

Dahech S., 2010 : *Extension de la saison chaude et situation d'inconfort thermique extrême en fin d'été et début d'automne en Tunisie*. Actes du 23ème colloque de l'AIC. 149-154.

Thom, E. C., 1959 : The discomfort index. *Weatherwise*, 12, 57-60.

MODÈLES DE CLIMATS RÉGIONAUX : POTENTIELS ET LIMITES

Yves RICHARD [1], Pascal ROUCOU [1], Julien CRETAT [2], Thierry CASTEL [1] et Benjamin POHL [1]

[1] *Centre de Recherches de Climatologie (CRC), UMR Biogéosciences 6282, CNRS / université de Bourgogne 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon, France. yves.richard@u-bourgogne.fr*
[2] *Jackson School of Geosciences, Department of Geological Sciences, University of Texas at Austin, USA.*

Résumé : *L'utilisation de Modèles de Climat Régionaux (MCR) se développe, ces derniers offrant des potentialités et des limites que nous analysons. Les travaux réalisés au CRC montrent néanmoins que selon la durée des simulations (de l'événement météorologique à l'étude du changement climatique), la fenêtre géographique (des tropiques aux régions tempérées), la résolution spatiale (de quelques dizaines de km à quelques centaines de m) et les variables étudiées (température, précipitation, convection atmosphérique, ...), les conditions d'utilisation varient beaucoup. L'utilisation des MCR requiert ainsi une expertise relativement lourde à acquérir, nécessitant à la fois recherches collaboratives et continuité.*

Mots-clés *: Modèle de Climat Régional, désagrégation régionale, conditions d'utilisation.*

Abstract: Regional climate models: potential and limits.
Regional Climate Models (RCM), increasingly used, have some potential but also some limitations that are briefly presented here. Recent studies undertaken at CRC show that associated conditions of use greatly vary according to the duration of the simulations (from meteorological case studies to climate change), the spatial domain (from the tropics to the midlatitudes), the spatial resolution (from a few tens of kilometers to a few hundred meters) and analyzed variables (air temperature, precipitations, atmospheric convection…). Using RCMs require thus a given level of expertise acquired through collaborative research and continuity.

Keywords*: Regional Climate Models, dynamical downscaling, experimental setup.*

Introduction

Le développement de Modèles de Climats Régionaux (MCR), Meso-NH, RAMS, RegCM, HadRM, MM5, … et de nombreux programmes (PRUDENCE, ENSEMBLE, CORDEX, ...) ont permis la multiplication des études de modélisation dynamique à l'échelle régionale (Giorgi, 2006 ; Laprise, 2008 ; Rummukainen, 2010). Depuis 2005, le CRC, en partenariat avec les méso-centres de calcul de l'Université de Bourgogne (CCUB) et de Haute-Normandie (CRIHAN), a implanté l'un de ces MCR : WRF (Skamarock *et al*., 2008). Les études réalisées permettent aujourd'hui d'établir un premier inventaire des potentialités et des limites de ces outils. Comme les Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère (MCGA), les MCR sont fondés sur les principes physiques de la thermodynamique des fluides, de continuité et de conservation de la masse, assurant une cohérence de l'ensemble des variables simulées, notamment entre l'atmosphère et la surface. Mais, à la différence des MCGA, les MCR opèrent sur une aire limitée. Cela permet d'augmenter la résolution spatiale sans pour autant engendrer des coûts informatiques (temps de calcul et de stockage) exorbitants, et d'améliorer la prise en compte des états de surface (topographie, occupation du sol) et des phénomènes sous-mailles (en particulier convection, nuages et turbulence dans la couche limite). Leur physique plus sophistiquée, qui omet certaines approximations valables uniquement à large échelle (comme l'hypothèse hydrostatique, non vérifiée en-deçà de 10 km), permet de résoudre explicitement des champs que les MCGA doivent paramétriser (tels que les orages). Les MCR sont par conséquent adaptés pour (i) désagréger des signaux large échelle de MCGA, *i.e.* d'accéder à l'échelle des impacts, et (ii) analyser les interactions entre les signaux large échelle alimentant les MCR et les mécanismes atmosphériques régionaux non présents explicitement dans les MCGA. Induisant une variété de contraintes à l'origine de fortes incertitudes, le principe même des MCR (*i.e.* se focaliser sur un domaine restreint) impose néanmoins un protocole expérimental rigoureux et ciblé sur une problématique précise.

L'objectif est ici de documenter les principales sources d'incertitudes liées à l'utilisation d'un MCR, et d'illustrer, à différentes échelles, les forces et les faiblesses de cet outil.

1. Sources majeures d'incertitudes

Tout exercice de modélisation climatique se heurte à une série de limites inhérentes à la quantification du climat et de sa variabilité. Outre ces limites, les MCR comportent des incertitudes spécifiques. Régionaliser le climat requiert prudence tant dans la mise en place du protocole expérimental que dans l'analyse des données et l'interprétation des résultats.

1.1. Conditions initiales

Comme tout modèle, la solution des MCR est fortement dépendante des conditions initiales (*i.e.* données injectées dans chaque maille du modèle au premier pas de temps de l'intégration), conditions imparfaites en raison de l'impossibilité de mesurer l'état du climat en tout point comme à tout instant. De plus, la nature chaotique de l'atmosphère, restituée par la non-linéarité des relations entre les cœurs dynamiques et physiques (et au sein de chaque cœur), impose qu'une légère perturbation des conditions initiales puisse avoir des conséquences importantes au terme de l'intégration. Il convient donc, via des expériences multiples différant uniquement par leurs conditions initiales ("expériences d'ensemble"), de séparer la "variabilité forcée", commune à tous les membres et analysée comme la réponse du climat régional à un forçage ; et la "variabilité interne", résultant de la composante chaotique de l'atmosphère régionale. Cette variabilité interne est maximale aux pas de temps courts, à échelle fine, et pour les variables dépendant fortement des paramétrisations physiques telles que les précipitations (Crétat *et al*., 2011 ; Crétat et Pohl, 2012). Pour composer avec cette limite on peut effectuer des expériences d'ensemble en perturbant les conditions initiales. Très coûteux en temps de calcul, les expériences d'ensemble permettent de distinguer, en quantifiant la dispersion inter-membres, le signal reproductible et forcé par la grande échelle (MCGA) du signal chaotique non reproductible (Crétat, 2011 ; Crétat *et al*., 2012).

1.2. Conditions aux limites

La solution des MCR dépend de la qualité des champs de forçages (Laprise, 2008). Pohl *et al*. (2011) montrent, via une comparaison entre des simulations forcées par les réanalyses ERA40 et ERA-Interim, l'influence des champs de forçages latéraux (*i.e.* champs atmosphériques injectés à pas de temps réguliers, typiquement toutes les 6 h). Il convient donc de localiser les frontières latérales là où la qualité des champs de forçage est optimale, et de tester la manière dont l'information large échelle est transmise à l'intérieur du (des) domaine(s) simulé(s) (méthode de relaxation, épaisseur de la zone tampon, saut de résolution et type de descente d'échelle). Relaxer la solution régionale vers des observations (ou ce qui s'en approche le plus : les réanalyses) réduit drastiquement la variabilité interne du modèle. Ce « guidage » (Salameh *et al.*, 2010), consiste à brider la solution régionale (Vigaud *et al*., 2012). Par exemple, un signal large échelle connu et bien simulé par le MCGA, mal ou non restitué par le MCR, peut être imposé à ce dernier. Le protocole expérimental des MCR (consistant en un forçage latéral fourni par un MCGA, sans interaction avec la solution de forçage : "one-way nesting") induit des limites méthodologiques fortes. Des expériences de sensibilité ne peuvent être réalisées que si la perturbation introduite dans le système n'est pas susceptible d'exercer une influence en dehors du domaine à aire limitée. De la même manière, introduire de l'énergie à l'intérieur du domaine (en modifiant les Températures de Surface Océanique – TSO, par exemple) peut générer des conditions d'instabilité numérique, le surplus d'énergie ne pouvant être évacué en dehors du domaine. La seule alternative à ce protocole est de coupler MCR et MCGA ("two-way nesting"), protocole encore peu utilisé à

ce jour en raison de la complexité et de la lourdeur de ce couplage.

Il est également nécessaire de prescrire précisément les conditions de surfaces (végétation, relief, sol, ...). L'organisation spatiale des éléments de surface est statique dans les MCR, bien que chaque classe d'occupation du sol (forêts feuillus, résineux, cultures, ...) suive un cycle saisonnier via l'évolution par exemple de l'indice foliaire. Castel *et al*. (2010) ont montré que les données de surface dérivées du satellite Modis permettaient de réduire de plus de 20 % les biais sur les précipitations. Le gain est dû à une occupation du sol plus réaliste dans Modis (Lawrence et Chase, 2007) par rapport à l'USGS Landuse (Loveland *et al*., 2000). Dans une optique de désagrégation à fine résolution spatiale (quelques km²), la simulation des échanges entre les basses couches de l'atmosphère et la surface passe obligatoirement par des conditions de forçage à la surface adaptées et précises (Xu *et al*., 2012). WRF modélise les interactions quasi instantanément (quelques secondes) entre les basses couches atmosphériques et la surface par l'intermédiaire d'un couplage avec un LSM (Land Surface Model – e.g. NOAH, Chen et Dudhia, 2001). Ces transferts sont déterminants dans la dynamique de la couche limite atmosphérique et dans la simulation des températures et des précipitations.

1.3. Taille du domaine

La taille du domaine à aire limite est une question centrale. Dans le cas d'un grand domaine, les flux large échelle simulés par le MCR peuvent s'écarter drastiquement des flux imposés latéralement, car le temps de transit des variables à l'intérieur du domaine est suffisamment long. A l'inverse, au sein d'un petit domaine, le temps de transit est trop court pour que la solution régionale s'affranchisse des conditions imposées aux bornes, limitant le développement de structures propres à l'aire limitée du MCR. Au final, la corrélation est positive entre taille du domaine et variabilité interne (les incertitudes sont accrues dans le cas d'un grand domaine, mais en contrepartie reflètent mieux la solution naturelle du MCR et tirent mieux parti de sa haute résolution spatiale et de sa physique plus sophistiquée). Désagréger convenablement l'information large échelle répond donc à un compromis entre taille du domaine, variabilité interne, problématique et coûts de calcul.

1.4. Paramétrisation physique

Chaque simulation demande une adaptation du modèle (schéma de convection, de couche limite, de microphysique, de végétation ...), fonction des caractéristiques climatiques et de la problématique de recherche (Crétat *et al*., 2012). Crétat (2011) a, pour les précipitations en Afrique du Sud, hiérarchisé l'influence de choix effectués parmi plusieurs familles de paramétrisations. Par exemple, le choix du schéma de microphysique impacte moins les résultats que celui de la convection. Des choix opérés dépendra en grande partie le réalisme du climat régional simulé. Sur le Kenya, Pohl *et al*. (2011) montrent ainsi que, d'un jeu de paramétrisation à l'autre, les cumuls pluviométriques simulés peuvent varier du tiers au triple : un problème de taille puisque le nombre de combinaisons possible dans le MCR WRF dépasse actuellement les 350 000 possibilités ! Dans la pratique ce nombre interdit de tester toutes les combinaisons et conduit à s'appuyer en partie sur la bibliographie.

2. Exemples d'utilisation à différentes échelles spatio-temporelles

Les simulations effectuées avec des MCR peuvent différer très sensiblement quant à leur durée. Certaines relèvent de la météorologie (Planchon *et al*., 2000 ; Madelin *et al.*, 2005 ; Bonnardot et Cautenet, 2009 ; Richard *et al.*, 2012). D'autres s'inscrivent dans la problématique du changement climatique (Vigaud *et al*., 2011 ; Castel *et al.*, 2012, Xu *et al*., 2012). Au CRC, l'étude de la variabilité intrasaisonnière à interannuelle actuelle reste privilégiée (Sijikumar *et al.*, 2006 ; Crétat *et al.*, 2011, 2012 ; Pohl *et al.*, 2011 ; Vigaud *et al.*,

2012 ; Boulard *et al*., 2012). Dans ce cadre, le MCR peut être utilisé pour dissocier la variabilité forcée (à savoir relevant de la zone extérieure à l'aire limitée) de la variabilité interne à l'aire limitée (Crétat *et al.*, 2011 ; Crétat et Pohl, 2012). Schématiquement, deux grandes familles de questionnement peuvent être abordées : (i) des exercices de descente d'échelle ; (ii) des études des processus visant à améliorer notre compréhension de la variabilité climatique régionale. Pour ces deux types de problématiques, le protocole expérimental mis en place diffère assez sensiblement. Ces deux questionnements ayant été traités au CRC, cette section en dresse un bref aperçu.

2.1. Documenter rétrospectivement un événement météorologique (en Bourgogne)

Des simulations WRF permettent de revenir sur un événement météorologique sous-estimé par les prévisionnistes : le gel du 19-20 décembre 2009 dans le centre-est de la France, avec par exemple $-23,4^{\circ}$ C à Til-Châtel, en Côte d'Or (Richard *et al*., 2012). Une advection d'air très froid et très sec en moyenne altitude donne des clés d'explication. Néanmoins, l'intensité du froid est sous-estimée par WRF (-10°C) avec des simulations effectuées sans assimilation (modèle non alimenté régulièrement par des observations au sein de l'aire limitée). Les simulations réalisées le jour même (19 décembre) par Météo-France avec le duo de modèles imbriqués ARPEGE-ALADIN, bénéficiant d'une assimilation régulière, donnent des températures moins éloignées des observations (-14°C). Mais les prévisions effectuées les jours qui précèdent sous-évaluaient le froid (-10°C). La différence n'est donc pas liée au modèle (duo ARPEGE-ALADIN versus duo ERA-Interim-WRF) mais à l'assimilation. La couverture neigeuse aurait renforcé les pertes radiatives et par là-même l'intensité du froid. Seules les températures froides mesurées *in situ* et assimilées dans ARPEGE-ALADIN contraignent le modèle à accroître l'intensité du froid. Le caractère non dynamique des données de surface (albédo mensuel climatologique notamment dans la version utilisée du LSM NOAH) dans la plupart des modèles (globaux comme régionaux) peut donc s'avérer problématique, tant en termes de prévision opérationnelle que de simulation *a posteriori*.

2.2. Variabilité infra-saisonnière (en Afrique australe)

En Afrique Australe, 30 à 60 % des pluies d'été résultent d'interactions entre la dynamique des moyennes latitudes et la convection tropicale, dont les implications respectives ne peuvent être séparées par une approche statistique. En laissant WRF résoudre les perturbations tempérées ou, au contraire, en lui imposant celles-ci par guidage, les résultats démontrent (i) que ces systèmes sont initiés par l'instabilité associée aux transitoires tempérées, mais que leur propagation et leur morphologie sont associées à des processus non-linéaires d'échelle plus fine (Crétat *et al.*, 2011) ; (ii) que les transitoires tempérées sont un ingrédient nécessaire mais non suffisant à leur genèse, des conditions d'instabilité atmosphérique sur l'Afrique Australe et les océans adjacents permettant de déclencher la convection tropicale nécessaire à la mise en place des interactions tropicales-tempérées (Vigaud *et al*., 2012).

2.3. Changement climatique en Afrique de l'Ouest

La problématique relève à la fois de la compréhension de la dynamique atmosphérique (quelle modification de la circulation ?) que de la descente d'échelle (quelle modification de la répartition des précipitations sur un territoire et son impact sur la ressource en eau ?). Cette question impose de travailler à l'échelle de bassins versants : dans le cadre de l'ANR RESSAC, le bassin du Bani (101 000 km²), un affluent du Niger. WRF a été utilisé pour augmenter la résolution des simulations ARPEGE-CLIMAT entre 1981-1990 et 2031-2040 (scénario A2), passant d'une maille de 280 km environ à 50 km. Le gain de résolution est

important puisque le bassin est représenté par 2 points de grille dans ARPEGE contre 40 dans WRF. Les principales caractéristiques de la mousson ouest-africaine de circulation sont relativement bien représentées pendant la période contemporaine. Le transport d'humidité se révèle conforme aux structures de variabilité des réanalyses ERA40 qui servent de référence. La signification statistique des changements potentiels, entre 2032 et 2041, est renforcée dans les expériences régionales qui montrent des augmentations substantielles des précipitations sur le Golfe de Guinée et l'est du Sahel (alors que l'ouest indique une tendance à la baisse). L'augmentation des températures de la partie orientale de l'Atlantique tropical suggère plus d'évaporation et une disponibilité plus importante en humidité. Cela conduit à augmenter les advections de vapeur d'eau vers les régions de l'est du Golfe de Guinée où les précipitations sont renforcées en raison d'une augmentation du flux de mousson et donc de la convergence d'humidité de surface sur l'Afrique de l'Ouest. Des conditions plus chaudes, sur la Méditerranée et le nord du Sahel, pourraient également participer à augmenter le transport d'humidité par le Jet d'Est Africain. C'est le renforcement du gradient thermique entre Sahara et régions guinéennes qui serait favorable à cette intensification. En moyenne troposphère, la vitesse accrue du jet tendrait à privilégier la divergence d'humidité associée contribuant ainsi à renforcer la convection profonde sur le Sahel. Les simulations montrent aussi que les précipitations estivales de fin de saison seraient potentiellement plus soutenues.

Conclusion

Les MCR permettent de questionner deux grandes familles : spatialiser et désagréger l'information climatique large échelle sur des mailles beaucoup plus fines correspondant au vécu des populations locales d'une part, étudier les mécanismes et processus atmosphériques responsables de la variabilité climatique régionale d'autre part. Etant donné le très grand nombre de réglages possibles et leurs conséquences sur le climat simulé, le protocole expérimental, c'est-à-dire la manière d'utiliser le modèle, doit nécessairement être adapté au questionnement scientifique sous-jacent : à une question scientifique correspond une ou des manières d'utiliser le modèle et une ou des séries d'expériences numériques. De la même manière que certaines simulations sont inadaptées à des études de mécanismes et de processus, d'autres sont très clairement inadéquates pour réaliser des études d'impacts. A l'heure où un nombre d'utilisateurs croissant prend en main les MCR au sein de communautés dépassant souvent très largement les sciences du climat et de l'atmosphère, ces rappels et ces mises en garde peuvent sembler parfois nécessaires : outils performants et souvent convaincants, les MCR sont basés sur un protocole de forçage qui a ses limites et qui est associé à des gammes d'incertitudes pouvant s'avérer non négligeables. A moyen terme (d'ici une dizaine d'années), et de manière concomitante à l'évolution des puissances des calculateurs, on peut s'attendre à l'émergence de modèles multi-échelles en remplacement de modèles emboîtés / forcés. La plus-value à en tirer serait double : d'une part, une résolution complète du système climatique global, assurant une cohérence d'ensemble aux champs simulés, et d'autre part, une haute résolution spatiale tirant pleinement parti du retour d'expérience et du perfectionnement continuel des MCR depuis une vingtaine d'années.

Remerciements : Les auteurs remercient l'Université de Bourgogne et le CNRS qui ont soutenu cette thématique depuis 2004. Les simulations régionales effectuées par le CRC ont été réalisées sur les plates-formes de calcul intensif de la DSI-CCUB (Université de Bourgogne), du Centre de Ressources Informatiques de Haute Normandie (CRIHAN) et de l'Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique (IDRIS).

Références bibliographiques

Bonnardot V. et Cautenet S., 2009 : Mesoscale Atmospheric Modeling Using a High Horizontal Grid Resolution

over a Complex Coastal Terrain and a Wine Region of South Africa. *Journal of Applied Meteor. and Climatoloy*, 48, 330-348.

Boulard D., Pohl B., Crétat J. et Vigaud N., 2012 : Downscaling large-scale climate variability using a regional climate model: the case of ENSO over Southern Africa. *Climate Dynamics*, révisé.

Castel T., Xu Y., Richard Y., Pohl B., Crétat J., Thévenin D., Cuccia C., Bois B. et Roucou P., 2010 : Désagrégation dynamique haute résolution spatiale du climat du centre Est de la France par le modèle climatique régional ARW/WRF. *Actes de l'AIC*, 23, 107-112.

Chen F. et Dudhia J., 2001 : Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part II: Preliminary model validation. *Monthly Weather Review*, 129, 587-604.

Crétat J., 2011 : *Pluviométrie et circulation atmosphérique simulées par le modèle régional WRF en Afrique australe : sensibilité à la physique et variabilité interne*. Thèse de Doctorat, Dijon, 272 pages.

Crétat J., Macron C., Pohl B. et Richard Y., 2011 : Quantifying internal variability in a regional climate model: a case study for Southern Africa. *Climate Dynamics*, 37, 1335-1356. DOI 10.1007/s00382-011-1021-5.

Crétat J. et Pohl B., 2012 : How physical parameterizations can modulate internal variability in a regional climate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 714-724. doi:10.1175/JAS-D-11-0109.1.

Crétat J., Pohl B., Richard Y. et Drobinski P., 2012 : Uncertainties in simulating regional climate of Southern Africa: sensitivity to physical parameterizations using WRF. *Climate Dynamics*, 38, 613-634.

Giorgi F., 2006 : Regional climate modeling: status and perspectives. *Journal de Physique*, IV, 139, 101-118.

Madelin M., Beltrando G., Jacquart C. et Labbé L., 2005 : Apport du modèle Meso-NH à la connaissance de la topoclimatologie du vignoble de Champagne. *Actes de l'AIC*, 18, 197-200.

Laprise R., 2008 : Regional climate modelling. *Journal of Computational Physics*, 227, 3641-3666.

Lawrence P.J. et Chase T.N., 2007 *:* Representing a new *MODIS* consistent land surface in the Community Land. Model (CLM 3.0). *Journal of Geophysical Research*, 112, G01023. doi:10.1029/2006JG000168.

Loveland T.R., Reed B.C., Brown J.F., Ohlen D.O., Zhu J., Yang L. et Merchant J.W., 2000 : Development of a global land cover database characteristics and IGBP DISCover from 1-km AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 1303-1330.

Planchon O., Bonnardot S. et Cautenet S., 2000 : Simulation de brise de mer dans la Province Occidentale du Cap (résolution a 5 km) : Exemple de la journée du 4 février 2000. *Actes de l'AIC*, 13, 482–489.

Pohl B., Crétat J. et Camberlin P., 2011 : Testing WRF capability in simulating the atmospheric water cycle over Equatorial East Africa. *Climate Dynamics*, 37, 1357-1379. DOI 10.1007/s00382-011-1024-2.

Richard Y., Bois B., Castel T., Crétat J., Cuccia C. et Thévenin D., 2012 : Géostatistique, radio sondages et modèles numériques à aire limitée : données et méthodes croisées pour l'étude d'un événement froid en France. *Actes de l'AIC*, 24, in press.

Roucou P., Castel T., Vigaud N., Fontaine B., Richard Y., Camberlin P. et Bois B., 2009 : Régionaliser le climat pour en évaluer les impacts : l'apport des modèles numériques. *Revue annuelle de la recherche, Univ. de Bourgogne*, 122-128.

Rummukainen M., 2010 : State-of-the-art with regional climate models. Wiley Interdisciplinary Reviews. *Climate Change*, 1, 82-96. doi:10.1002/wcc.8

Salameh T., Drobinski P. et Dubos T., 2010 : The Effect of Indiscriminate Nudging Time on the Large and Small Scales in Regional Climate Modelling: Application to the Mediterranean Basin. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 136, 170-182.

Sijikumar S., Roucou P. et Fontaine B., 2006 : Monsoon onset over Sudan-Sahel: Simulation by the regional scale model MM5. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03814.

Vigaud N., Pohl B. et Crétat J., 2012 : Tropical-temperate interactions over Southern Africa simulated by a regional climate model. *Climate Dynamics*, in press.

Vigaud N., Roucou P., Fontaine B, Sijikumar S. et Tyteca S., 2011 : WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Climate Dynamics*, 36, 925-944. DOI 10.1007/s00382-009-0707-4.

Xu Y., Castel T., Richard Y., Bois B. et Cuccia C., 2012 : Burgundy Regional Climate Change and its Potential Impact on Grapevines. *Climate Dynamics*, DOI 10.1007/s00382-011-1284-x, in press.

PRÉCIPITATIONS ET RENDEMENTS DES OLIVIERS DANS LA PROVINCE DE JAÉN (ANDALOUSIE), 1955-2009

Josyane RONCHAIL [1], Céline MORCEL [1], Marianne COHEN [2] et David LABAT [3]

[1] *Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, LOCEAN, UMR 7159, 75205 Paris Cedex 13, France. jrlod@locean-ipsl.upmc.fr*
[2] *Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, LADYSS, UMR 7533, 75205 Paris Cedex 13, France.*
[3] *Géosciences Environnement Toulouse (CNRS, IRD, Université de Toulouse, OMP), 14 Av. Edouard Belin, F-31400 Toulouse, France.*

Résumé : *Les liens entre pluies et rendements des oliviers dans la Province de Jaén (Andalousie) sur la période 1955-2009 sont examinés après avoir analysé l'évolution des pluies (à la baisse) et des rendements (à la hausse, avec une forte composante quasi bisannuelle liée à la physiologie de l'olivier), depuis 60 ans. Les liens pluie-rendement ne sont pas linéaires mais il apparait que les plus faibles rendements sont systématiquement liés à des pluies très faibles pendant les deux années qui ont précédé la cueillette, notamment dans les plantations pluviales.*

Mots-clés : *Olivier, rendement, pluie, Andalousie.*

Abstract: Precipitations and olive-tree yields in the province of Jaen (Andalucía), 1955-2009*.*
After having analyzed the sixty years evolution of rainfall (decreasing trend) and of olive-tree yields (increasing trend and quasi biannual variability related to the physiology of the tree) in the Jaen province (Andalucía), we examine the relationships between rainfall and yields. They are not linear but the weakest yields are associated with the lowest rainfall values collected during the two years that precede the olive picking, especially in non-irrigated plantations.

Keywords: *Olive-tree, yield, rainfall, Andalucía.*

Introduction

Dans le district rural de la Sierra Magina (province de Jaén, Andalousie, figure 1a), les oliveraies occupent une partie très importante des terres agricoles (80 %, figure 1b) et l'oléiculture constitue une ressource principale ou annexe pour une grande partie de la population (Cohen *et al.*, 2011). Dans cette région aux pluies peu abondantes et irrégulières, les arbres sont pour moitié cultivés grâce à l'eau de pluie (32 000 ha en 2010, CIMA 2012), et pour moitié irrigués de façon traditionnelle par gravité ou par système de goutte à goutte grâce au prélèvement d'eau dans les nappes phréatiques ou dans les rivières. Les olives sont destinées principalement à la confection de l'huile d'olive.

Compte tenu des projections de diminution des pluies au cours du XXIème siècle (GIEC, 2007 ; Rodríguez-Puebla et Nieto, 2009), confirmées au niveau local (Garcin, 2010), et de leur propre vécu de la diminution des pluies depuis quelques années (Alonso, 2011), les acteurs de la profession oléicole et notamment la Asociación para el Desarrollo Rural/ Association pour le Développement Rural (ADR) de la Sierra Mágina s'interrogent sur le devenir de leur activité. Cela nous a conduits, ici, à vérifier l'existence d'un lien entre le rendement des oliviers et les précipitations avant d'envisager une projection des rendements dans le cadre du changement climatique.

1. Données et méthodes

Les données de précipitations quotidiennes proviennent de l'Agencia Estatal de la Meteorología (AEMET). Des séries débutant dans les années 1950 sont disponibles dans une quinzaine de stations de la province de Jaén. Les données annuelles de superficies plantées en oliviers et de rendements, en culture irriguée et pluviale, sont agrégées au niveau la province de Jaén. Elles proviennent du Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente

(MAGRAMA, 2012) et les séries antérieures aux années 2000 ont été consultées à l'antenne provinciale de Jaén. Signalons que le taux d'irrigation des oliveraies est de 30 % dans la province de Jaén (au cours des 10 dernières années).

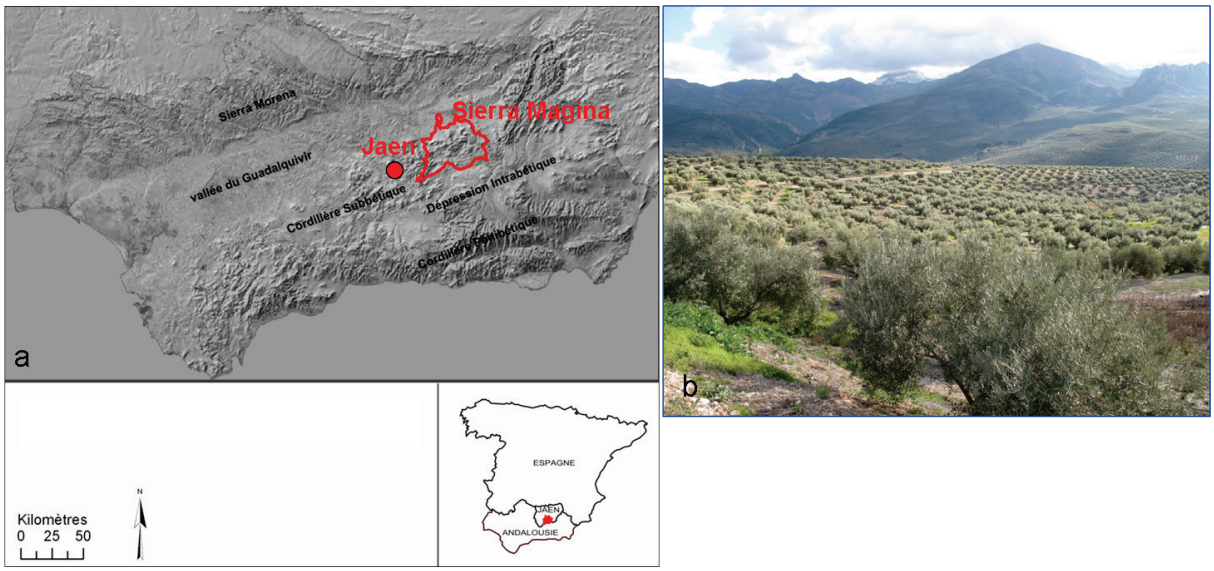


Figure 1 : a) Localisation de l'Andalousie, de la province de Jaén et de la Sierra Magina ; b) Les oliveraies au pied de la Sierra Magina. Sources : MNT Junta de Andalucia, photographie de J. Ronchail.

Les méthodes mobilisées sont celles permettant l'analyse de séries temporelles : l'analyse du signal pour identifier des variabilités relevant de certaines fréquences (Labat, 2005), l'analyse de rupture avec les tests non paramétriques de Pettitt et de Mann-Kendall, l'analyse de tendance par corrélation de Bravais-Pearson et de rang, régression linéaire et calcul de résidus. L'analyse en composantes principales est utilisée pour connaître la structure temporelle et spatiale des pluies. Les tests de Student et de Mann Whitney permettent enfin d'opérer des comparaisons de valeurs.

2. Une diminution considérable des pluies depuis 60 ans

Les pluies annuelles sont comprises entre 500 et 900 mm, selon l'exposition des stations aux vents humides d'ouest qui remontent la vallée du Guadalquivir (Gimenez Martinez, 1982 ; Garcin, 2010 ; figure 1a). Elles tombent principalement pendant l'hiver et les saisons intermédiaires. Les précipitations annuelles ont une variabilité extrêmement bien structurée ; en effet, près de 80 % de la variance des pluies sont résumées par le premier facteur d'une ACP, auquel toutes les stations sont fortement corrélées. La série temporelle associée à ce facteur est en conséquence utilisée comme indice pluviométrique pour l'ensemble de la région. La figure 2 montre une forte variabilité interannuelle des pluies mais aussi une tendance significative à la baisse. Par ailleurs, les tests de rupture indiquent une cassure en 1979. Selon les stations, la diminution des pluies après 1979 est comprise entre 10 et 30 %.

Ces résultats se répètent à l'échelle de temps saisonnière, sauf en été quand les pluies sont orageuses et locales. Ceci est important puisque les pluies printanières conditionnent la floraison, les pluies d'automne la maturation des olives (Angles, 1998), outre que les pluies hivernales assurent la recharge des nappes mobilisées pour l'irrigation. L'évolution décrite est cohérente avec ce que l'on sait de la variabilité des pluies en Andalousie, attribuée à la forte fréquence de phases positives de la NAO depuis les années 1970 (Rodrigo *et al.*, 2000 ; Rodriguez-Puebla et Nieto, 2009).

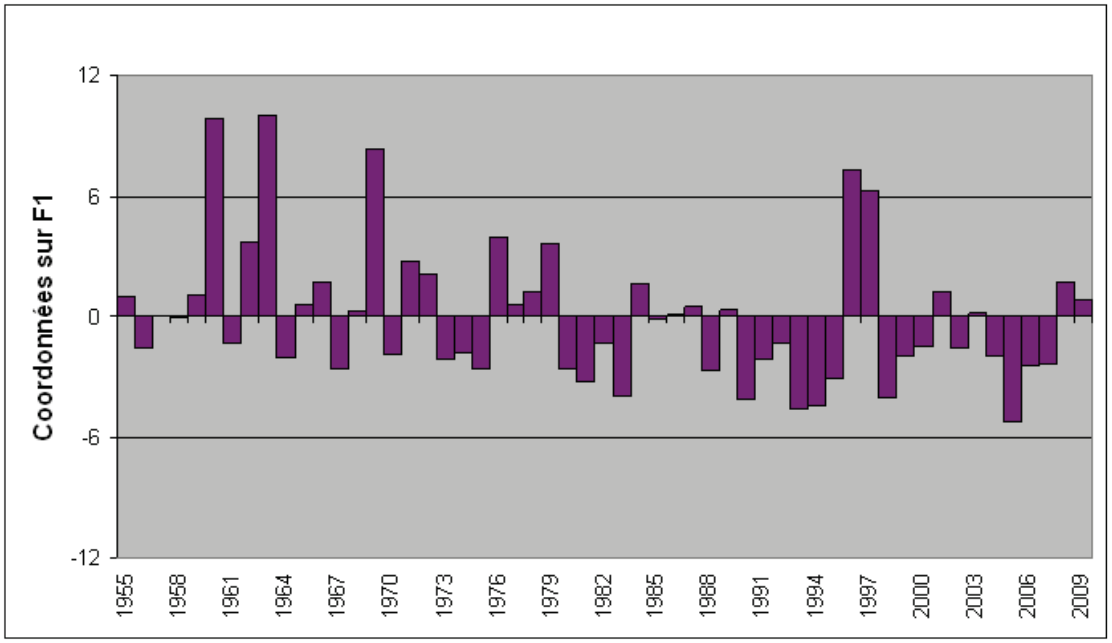


Figure 2 : Série temporelle associée au 1er axe factoriel (78,6 % de la variance) d'une Analyse en Composantes Principales sur les pluies annuelles de 15 stations de la Province de Jaén. Les valeurs positives (négatives) indiquent des pluies supérieures (inférieures) à la moyenne 1955-2009 dans l'ensemble des stations.

3. La hausse des rendements, leur rythme bisannuel et l'impact des pluies

Les rendements des oliviers ont beaucoup augmenté depuis 60 ans : de 10 à 20 tonnes/ha dans les années 50, ils sont passés durant la dernière décennie à une trentaine de t/ha pour les oliviers cultivés en pluvial et souvent plus de 40 t/ha pour les oliviers irrigués (figure 3a). A cette variabilité à long terme s'ajoute une variabilité à très haute fréquence, liée à l'alternance quasi bisannuelle entre mise en place des rameaux une année et fructification l'année suivante (Angles, 1998).

Ces composantes temporelles sont attribuées à une amélioration des pratiques et des techniques agricoles dans un contexte de modernisation de l'agriculture pour la première et à la physiologie de l'olivier pour la seconde. Afin d'isoler la variabilité des rendements liée à la pluviométrie, ces composantes temporelles ont été supprimées des séries initiales de façon à constituer des séries de rendements résiduels (REND_RES), sans tendance et sans variabilité à haute fréquence. Les séries de rendements résiduels sont représentées dans la figure 3b ; elles font apparaître, notamment pour les cultures en pluvial, une composante cyclique à 6-7 ans.

Le lien entre les résidus des rendements et les pluies est abordé, dans cette première approche, en composant trois groupes d'années, celles aux REND_RES inférieurs au 1er quintile (Q1), celles aux REND_RES supérieurs au 4ème quintile (Q4) et celles aux REND_RES considérés comme normaux, compris entre Q1 et Q4 et représentant 60 % des années, et en regardant si les différences de pluviométries entre les groupes sont significativement différentes. Les cumuls de pluies sont testés sur des périodes de durées variées : il apparaît que les cumuls les plus efficaces pour différencier les groupes de valeurs de REND_RES sont ceux des deux années qui précèdent la cueillette (de décembre de l'année A-2 à novembre de l'année A). En effet, les statistiques agricoles publiées l'année A concernent la campagne qui a commencé l'année A-1 (la récolte commence en novembre et termine en février). De plus, la production des olives est déterminée par la croissance

végétative des rameaux l'année A-1, la floraison se développant l'année A sur ces mêmes rameaux.

Les figures 3b et 4 montrent le lien entre les REND_RES et les pluies bisannuelles représentées par la composante temporelle associée au 1er axe factoriel d'une ACP (78,7 % de la variance) sur les pluies bisannuelles de 15 stations.

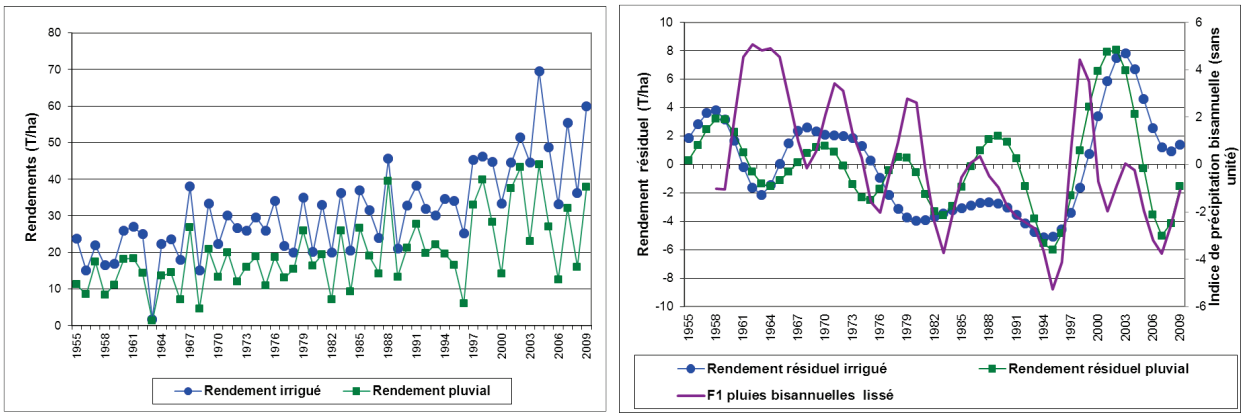


Figure 3 : a) Rendements (tonnes/ha) des oliviers dans la province de Jaén entre 1955 et 2009, en irrigué (courbe bleue avec des cercles) et en pluvial (courbe verte avec des carrés), **b)** Résidus des rendements (t/ha) irrigués (courbe bleue avec des cercles) et en pluvial (courbe verte avec des carrés) après suppression des tendances et de la variabilité à haute fréquence (inférieure à 2 ans). Les valeurs positives (négatives) correspondent à des valeurs supérieures (inférieures) à ce qui est attendu une fois supprimées la tendance et la variabilité à haute fréquence. La courbe lisse violette représente la série temporelle lissée (à 3 ans) du 1er axe factoriel d'une ACP (78,7 % de la variance) sur les pluies bisannuelles (sans les valeurs estivales) de 15 stations de la Province de Jaén (1956-2009). Les valeurs positives (négatives) indiquent des pluies supérieures (inférieures) à la moyenne 1956-2009 dans l'ensemble des stations.

La figure 3b pointe des variabilités quasi décennales dans les pluies et les résidus des rendements, qui ne sont pas toujours en phase et qui méritent des analyses complémentaires. La figure 4 montre que les valeurs de REND_RES intermédiaires correspondent à des pluviométries souvent abondantes dans toutes les stations ou peu déficitaires. Au contraire, les valeurs de REND_RES extrêmes, excédentaires ou déficitaires, sont associées significativement à des pluviométries faibles. Toutefois, les REND_RES les plus faibles correspondent à des déficits pluviométriques souvent inférieurs à 20 % par rapport à la moyenne, tandis que les REND_RES les plus forts correspondent à des déficits pluviométriques plus faibles. Par ailleurs, ces écarts sont exacerbés en pluvial par rapport à ce qu'ils sont en irrigué (non montré).

Conclusion

Tandis que les superficies plantées en oliviers et les rendements augmentaient au cours de la période 1955-2009, les pluies ont diminué de façon importante, notamment à partir de la fin des années 70. Par ailleurs, les surfaces irriguées ont beaucoup augmenté à partir des années 90 (non montré). Ce développement de l'irrigation par goutte à goutte a suivi la forte sécheresse des années 80 et s'est produit dans le contexte économique favorable de l'intégration de l'Espagne dans la CE (Araque, 2008). Il a toutefois généré une forte pression sur la ressource en eau. La moitié des nappes phréatiques est actuellement fortement exploitée (taux >40 %), un quart est déclaré surexploité (taux dépassant 170 % dans 3 cas, CHG, 2010).

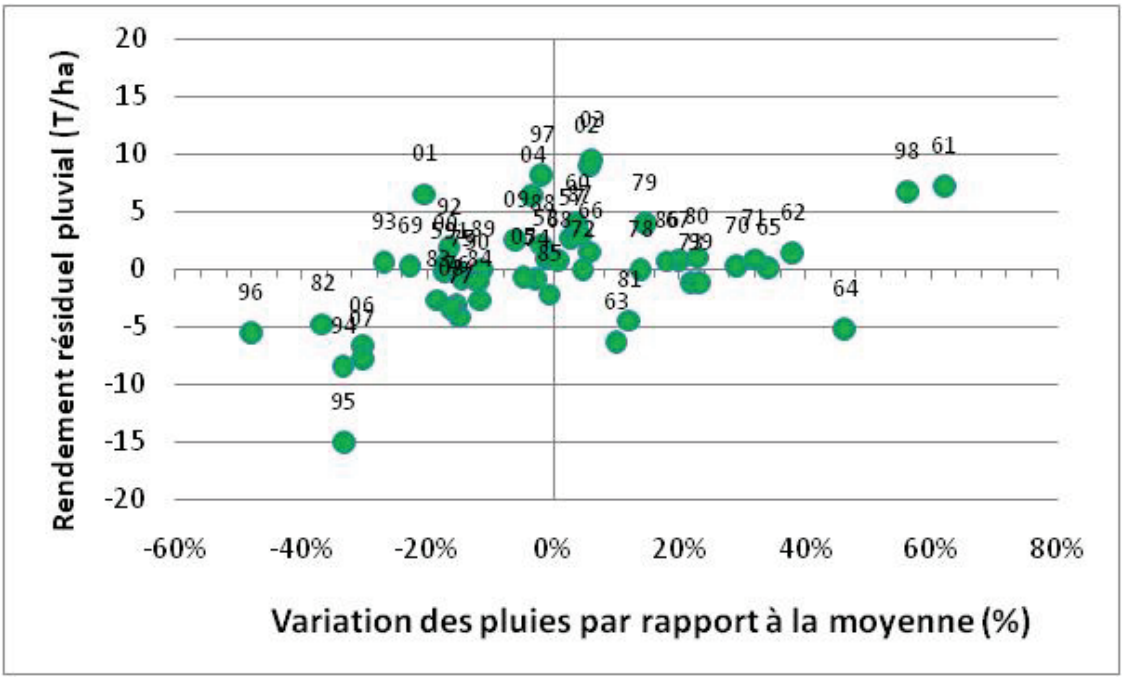


Figure 4 : Lien entre la variation des pluies bisannuelles (sans les valeurs estivales) par rapport à la moyenne (issue des écarts à la moyenne dans 15 stations) et les résidus des rendements en pluvial (valeurs de rendements auxquelles on a supprimé tendance et variabilité inférieure à 2 ans, en t/ha), durant la période 1956-2009, dans la Province de Jaén. Les nombres correspondent aux années. A l'année A correspond la variation des pluies par rapport à la moyenne pour les années A-1 et A.

Afin de préparer une évaluation de ce que pourraient être les rendements dans le cadre du changement climatique, on a cherché à mesurer le lien entre précipitations et rendements pendant les soixante dernières années. Cette opération requiert l'élimination de variabilités à différentes fréquences dans les séries de rendements : la tendance liée à l'amélioration des pratiques et techniques culturales et la variabilité quasi bisannuelle liée à la physiologie de l'olivier. Les valeurs de rendements résiduels, supposées liées à la pluviométrie, sont sensibles aux pluies des deux années qui ont précédé la cueillette. Elles peuvent être fortes ou faibles lorsque les pluies sont déficitaires. Les meilleurs rendements sont observés lors de périodes à pluviométrie faiblement déficitaire et non pas quand les pluies sont abondantes. En effet, des pluies fortes peuvent avoir des effets assez négatifs sur la production, entraînant la chute des fleurs au printemps, et celle des olives à l'automne (alors que les olives doivent être récoltées sur l'arbre pour intégrer les chaînes de transformation des huileries). Enfin, il est clair que les rendements en pluvial les plus modestes sont enregistrés durant les périodes les plus sèches.

Des composantes temporelles entre 6 et 8 ans apparaissent dans les séries de pluies et de rendements résiduels. Elles suggèrent la mise en oeuvre de méthodes comme les ondelettes croisées pour affiner l'analyse des liens entre pluies et rendements.

Remerciements : Les auteurs remercient le GIS « Climat Environnement Société » de l'Institut Pierre Simon Laplace pour le financement de ce travail par le biais du projet « REGionalisation des précipitations et impacts hYdrologiques et agroNomiques du changement climAtique en régions vulnérables » (Regyna) et Benjamin Sultan, coordinateur du projet Regyna, pour ses conseils et encouragements. Ils remercient également l'Agencia Estatal de la Meteorología (AEMET) pour les données climatiques qu'elle nous a fournies gracieusement.

Références bibliographiques

Alonso Roldan M., 2011 : *Tipología de los agricultores de Sierra Mágina. Opiniones y reacciones frente al cambio climático*. Communication au *SEMINARIO OLIVAR, SOSTENIBILIDAD Y CAMBIO CLIMÁTICO*, Bedmar 21 février 2011, Université de Jaén/Association pour le Développement rural de la Sierra Magina.

Angles S., 1998 : *L'olivier en Andalousie*. Lille : Septentrion - Presses Universitaires de Lille, 750 p.

Araque Jiménez E., 2008 : Luces y sombras de la expansión olivarera en Sierra Mágina. *Sumuntán*, 25, 65-96.

CHG, 2010 : *Propuesta de Proyecto de Plan Hidrológico de la Demarcación Hidrográfica del Guadalquivir*. Memoria, Ministerio de Medio Ambiente y Medio rural y marino, Dirección general del Agua.

CIMA, 2012 : Centro de Investigación del Medio Ambiente : http://www.medioambientecantabria.com/cima/ampliar.php?Id_contenido=7034.

Cohen M., Alonso M., Garcin H., Ronchail J., 2011 : *Adaptación al cambio climático de la oleicultura irrigada de sierra.* Publication électronique 8 p., *VII Congreso Ibérico sobre Gestión y Planificación del Agua, Área temática 4 Cambio climático y fenómenos extremos*, Talavera de la Reina (Toledo), 16-19 février 2011. ISBN : 978-84-693-9244-7, Dépôt légal : M 5870-2011. http://www.fnca.eu/vii-congreso-iberico/.

Garcin H., 2010 : *Changement climatique et vulnérabilité : le cas de l'oléiculture à Sierra Magina (Andalousie)*. Mémoire de M2 - Environnement : Milieux, Techniques et Sociétés, Université Paris 7, 67 p.

GIEC, 2007 : *Regional Climate Projections*. In : *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernemental Panel on Climate Change [Solomon S., D. Qin M. Manning Z., Chen M., Marquis K.B. Averyt M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 848-940.

Gimenez Martinez F., 1982 : Régimen y variabilidad de las precipitaciones atmosféricas en el surco intrabetico. *Paralelo 37°,* 10, 85-112.

Labat D., 2005 : Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, 314, 275-288.

MAGRAMA, 2012 : Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente : http://www.magrama.gob.es/es/estadistica/temas/anuario-de-estadistica/#para3

Rodriguez-Puebla C. et Nieto S., 2009 : Trends of precipitation over the Iberian Peninsula and the North Atlantic Oscillation under climate change conditions. *International Journal of Climatology,* 30, 1807-1815.

Rodrigo F. S., Esteban-Parra M.J., Pozo-Vasquez D. et Castro-Diez Y., 2000 : Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology*, 20, 721-732.

ANALYSE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA VARIABILITÉ À MÉSO-ÉCHELLE DU RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE SAHÉLIEN DEPUIS LES ANNÉES 1950

Aurélien ROSSI, Théo VISCHEL et Thierry LEBEL

UMR 5564 LTHE, CNRS/IRD/UJF/INP, Bâtiment OSUG-B, Domaine Universitaire, 70 rue de la physique, 38 400 Saint-Martin d'Hères, France. aurelien.rossi@ujf-grenoble.fr

Résumé *: Le déficit pluviométrique observé au Sahel depuis la fin des années 1960 est directement relié aux modifications des caractéristiques des événements pluvieux associés aux systèmes convectifs de méso-échelle. Il est donc important de pouvoir caractériser et documenter comment l'occurrence, l'intensité et l'extension spatiale de ces systèmes modulent la variabilité du régime pluviométrique. La détection des événements pluvieux est effectuée comparativement de l'échelle locale (à la station) à l'échelle régionale (sur plusieurs stations), en se basant sur l'utilisation de données journalières. Les modifications des caractéristiques des événements pluvieux sont analysées et documentées entre les périodes humide (1950-1970), sèche (1970-1990) et récente (1990-2010).*

Mots-clés *: Variabilité climatique, régime pluviométrique, Sahel, systèmes convectifs de méso-échelle.*

Abstract: Spatial and temporal analysis of the variability at mesoscale of the Sahelian rainfall regime since the 1950's.
The rainfall deficit observed in the Sahel since the late 1960's is directly related to changes in the characteristics of rainfall events associated to mesoscale convective systems. Thus, it is important to characterize these systems and document how their occurence, intensity and spatial extensions modulate the rainfall regime variability. The detection of rainfall events is comparatively is applied from local (station-based) to regional (over several stations) scales, using daily raingauge data. Changes in rainfall events characteristics are analysed and documented between wet (1950-1970), dry (1970-1990) and recent (1990-2000) periods.

Keywords*: Climate variability, rainfall regime, Sahel, mesoscale convective systems.*

Introduction

La région Sahélienne est une zone particulièrement sensible et vulnérable aux changements climatiques, marquée notamment par une sécheresse importante depuis la fin des années 1960. Le déficit pluviométrique observé est directement relié aux modifications des caractéristiques des événements pluvieux associés aux systèmes convectifs de méso-échelle (SCM), qui expliquent plus de 80 % de la pluie dans cette région.

Plusieurs études ont en effet montré que la diminution du cumul pluviométrique observé entre les périodes humide 1950-1970 et sèche 1970-1990 était principalement reliée à la diminution du nombre d'évènements pluvieux, plutôt qu'à l'intensité moyenne des évènements (Le Barbé et Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002). Bell et Lamb (2006) ont récemment montré que l'extension spatiale des évènements pluvieux était également réduite pendant les années sèches. Ces études, basées sur l'utilisation de données pluviométriques au sol ou sur l'utilisation de données satellites, ne donnent cependant pas nécessairement les mêmes résultats (notamment sur les changements dans l'intensité des événements).

Il reste donc important de pouvoir caractériser et documenter le plus précisément possible l'occurrence, l'intensité et l'extension spatiale de ces systèmes, en utilisant plusieurs méthodologies comparatives, de la détection des événements pluvieux de l'échelle locale (à la station) à l'échelle régionale (sur plusieurs stations). Les caractéristiques des évènements pluvieux sont ainsi analysées pour les périodes humide (1950-1970), sèche (1970-1990) et récente (1990-2010), dans le but de comprendre leur influence sur la variabilité du régime pluviométrique.

1. Région d'étude

La région d'étude se focalise dans un premier temps plus spécifiquement au niveau du Sahel central, sur une zone située entre 11°N-16°N et 0°E-5°E recouvrant la partie Est du Burkina Faso et la partie Ouest du Niger (figure 1), qui présente une densité du réseau de mesure importante. Sur cette région, plusieurs sous-fenêtres sont définies pour comprendre la variabilité du régime pluviométrique à méso-échelle : 1 sous-fenêtre de référence « ACN », correspondant au réseau de données haute résolution spatiale de l'observatoire AMMA-CATCH Niger ; 5 sous-fenêtres (« a », « b », « c », « d », « e ») de taille identique et comparable à la fenêtre de référence (1,5° longitude x 1° latitude), graduellement distribuées suivant un gradient Nord-Sud.

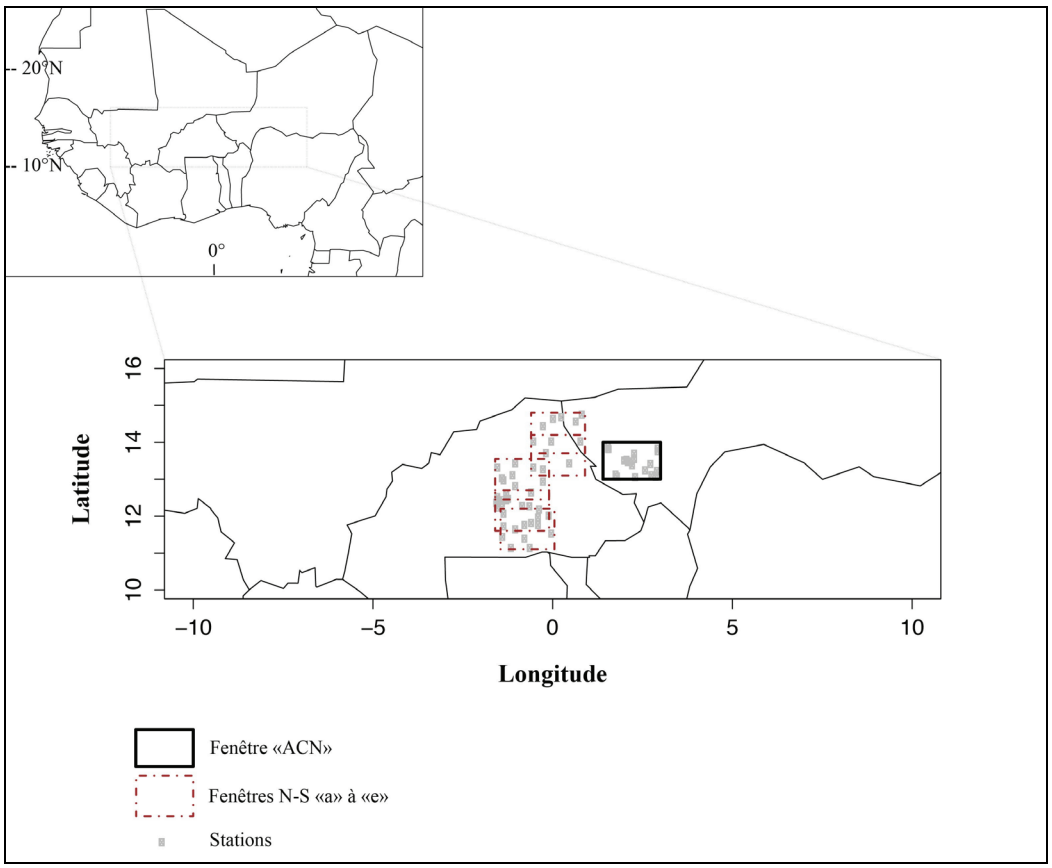


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude et des données pluviométriques utilisées.

2. Données et méthodologie

Cette étude est basée sur l'utilisation de données journalières collectées lors du projet AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) disponibles à l'échelle annuelle depuis les années 1950, et de données de hautes résolutions spatiales issues de l'observatoire AMMA-CATCH Niger depuis les années 1990.

La définition des évènements pluvieux est assez subjective, et dépend notamment des informations utilisées (stations de mesures au sol vs données satellites). Pour extraire des données pluviométriques journalières les événements pluvieux associés aux SCM, différentes approches sont appliquées comparativement, de la détection des événements pluvieux de l'échelle locale (à la station), à l'échelle régionale (sur plusieurs stations). La définition ponctuelle des évènements aux stations, qui considère la connaissance de la pluie sur une station indépendamment des stations voisines, est basée sur des critères d'intermittence temporelle (temps minimal entre deux évènements) et d'intensité évènementielle minimale.

Cette définition a été utilisée notamment pour renseigner les modifications des caractéristiques pluviométriques entre les périodes humide 1950-1970 et sèche 1970-1990 (Le Barbé et Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002). Toutefois, cette définition ne permet pas de rendre compte de l'évolution des caractéristiques spatiales des systèmes étudiés. La définition spatiale des évènements pluvieux, qui a pour but de pouvoir relier la trace mesurée au sol avec la dynamique atmosphérique, considère un critère d'extension spatiale. Une méthodologie de sélection des jours pluvieux issus des évènements pluvieux (associés aux SCM) par une approche spatiale a été proposée par Vischel (2006). Il a été montré, pour les échelles spatiales considérées ici, que ces jours pluvieux peuvent être identifiés suivant un critère de cumul journalier de pluie, moyenné sur une fenêtre d'étude, supérieur à un seuil minimum de 2,1 mm. Cette méthodologie sera donc ici appliquée aux fenêtres sélectionnées et décrites précédemment.

3. Résultats

La variabilité pluviométrique à méso-échelle est décrite au travers de l'évolution des statistiques des jours pluvieux issus des évènements pluvieux détectés (suivant la méthodologie décrite précédemment) : la fréquence des valeurs nulles *(F0 en %),* la valeur moyenne de la pluie non-nulle *(E0 en mm)*, la variance de la pluie non-nulle *(var0 en mm^2)*. Le cumul moyen annuel *(Pan en mm)*, le nombre d'évènements sélectionnés *(nb_evts)* et le nombre de stations utilisées *(nb_sta)* sont également renseignés. Les statistiques sont calculées suivant les différentes fenêtres sélectionnées (« ACN », « a », « b », « c », « d », « e »), pour les périodes humide (1950-1970), sèche (1970-1990) et récente (1990-2010), [tableau 1].

Tableau 1 : Comparaison des jours pluvieux sélectionnés entre les périodes humide (1950-1970), sèche (1970-1990) et récente (1990-2010) sur les fenêtres « ACN », « a », « b », « c », « d » et « e ».

	Statistiques	**ACN**	**a**	**b**	**c**	**d**	**e**
1950-1970 ***(P1)***	F0	48,7	44,6	43,8	40,0	37,9	39,6
	E0	16,1	15,0	16,5	15,8	15,4	16,2
	var0	222,5	192,1	220,5	221,2	228,6	240,6
	Pan	615,1	512,2	644,6	780,0	881,9	952,3
	nb_evts	1405	1143	1298	1569	1741	1840
	nb_sta	*9*	*8*	*7*	*12*	*19*	*13*
1970-1990 ***(P2)***	F0	52,0	49,2	48,0	44,8	39,6	43,0
	E0	15,5	14,5	15,6	16,0	15,6	16,1
	var0	216,8	181,8	200,0	221,5	223,5	228,2
	Pan	441,8	349,9	455,1	621,6	743,2	792,3
	nb_evts	1134	858	1027	1310	1491	1629
	nb_sta	*16*	*9*	*7*	*14*	*22*	*14*
1990-2010 ***(P3)***	F0	40,2	45,4	44,7	49,8	46,0	47,2
	E0	16,5	16,6	16,9	17,3	16,7	17,8
	var0	237,9	221,7	204,0	242,3	240,9	274,7
	Pan	513,6	427,4	510,4	626,2	744,0	838,4
	nb_evts	975	853	931	950	1370	1181
	nb_sta	*9*	*7*	*6*	*10*	*13*	*10*
Changements (%) ***P1_P2***	F0	6,9	10,4	9,5	12,0	4,6	8,6
	E0	-3,2	-3,3	-5,3	1,0	1,3	-0,7
	Pan	-28,2	-31,7	-29,4	-20,3	-15,7	-16,8
	nb_evts	-19,3	-24,9	-20,9	-16,5	-14,4	-11,5
Changements (%) ***P1_P3***	F0	-17,3	1,9	2,1	24,5	21,3	19,4
	E0	2,5	10,7	2,4	9,4	8,7	10,1
	Pan	-16,5	-16,6	-20,8	-19,7	-15,6	-12,0
	nb_evts	-30,6	-25,4	-28,3	-39,5	-21,3	-35,8

La comparaison entre les différentes fenêtres sélectionnées, pour les trois périodes considérées, met en évidence une diminution du cumul moyen annuel du Sud vers le Nord (des fenêtres « e » à « a »), passant respectivement de 952 à 512 mm pour la période 1950-1970, de 792 à 350 mm pour la période 1970-1990, et de 838 à 427 mm pour la période récente. Cette diminution s'accompagne systématiquement de la diminution du nombre d'évènements, selon le même gradient Sud-Nord.

La comparaison entre les périodes humide (1950-1970, P1) et sèche (1970-1990, P2) montre une diminution du cumul moyen annuel, du nombre d'évènements et une augmentation de la fréquence des valeurs non-nulles *(F0)* ; ces variations sont d'autant plus importantes vers le Nord (par exemple, *Pan* a diminué de 31,7 % sur la fenêtre « a » contre 16,8 % sur la fenêtre « e »). En revanche, la moyenne conditionnelle *E0* n'a que peu évolué entre ces 2 périodes. Ces statistiques, obtenues par un nombre de stations qui évolue entre les différentes périodes, sont similaires à celles observées pour un nombre de stations constant. Ces résultats sont d'ailleurs consistants avec les travaux antérieurs (par exemple, Le Barbé *et al.*, 2002), qui tendent à montrer que le déficit pluviométrique est au premier ordre influencé par la diminution du nombre d'évènements pluvieux, plutôt que de leur intensité.

La période récente (1990-2010) est marquée par un cumul pluviométrique moyen annuel supérieur à celui de la période précédente, mais toutefois inférieur à celui de la période humide 1950-1970. La comparaison entre les périodes humides 1950-1970 (P1) et 1990-2010 (P3) montre en effet une diminution de *Pan* allant de 12 à 20 % sur la période récente. En revanche, le nombre d'évènements pluvieux est également en forte diminution (20 à 35 %) sur la période 1990-2010, avec un nombre d'évènements détecté sensiblement similaire à la précédente période sèche 1970-1990, voire même inférieur dans certains cas. Toujours en comparaison de la période humide P1, la fréquence des valeurs nulles *F0* semble augmenter sur la dernière période P3 (à l'exception de la fenêtre « ACN »), alors que la moyenne conditionnelle *E0* montre une augmentation pouvant aller jusque 10 %.

Ces résultats tendent à indiquer des modifications dans les caractéristiques des évènements pluvieux reliés aux SCM sur la période récente, qui est marquée par une augmentation du cumul moyen annuel mais une diminution du nombre d'évènements détectés. Ceci pourrait donc traduire le fait que les évènements sont devenus plus intenses, entre autres hypothèses. Dans tous les cas, cette dernière période qui marque un « retour » à des conditions plus humides, est reliée à des caractéristiques des évènements pluvieux différentes que celles qui ont pu être observées sur la période 1950-1970.

Conclusion

Les caractéristiques des évènements pluvieux associés aux évènements convectifs de méso-échelle (occurrence, intensité, extension spatiale) modulent directement la variabilité du régime pluviométrique Sahélien. A partir d'un réseau de mesure de données journalières de pluie, les caractéristiques des évènements pluvieux ont été analysées pour les périodes humide (1950-1970), sèche (1970-1990) et récente (1990-2010).

Les différences observées entre les périodes humide (1950-1970) et sèche (1970-1990) sont reliées aux modifications de l'occurrence des événements pluvieux (plutôt que dans leur intensité). En revanche, la période récente, marquée par une pluviométrie plus importante que la période 1970-1990 (mais moins importante que la période 1950-1970), présente une diminution importante du nombre d'évènements. Ceci pourrait indiquer la prépondérance des modifications de l'intensité et de l'extension spatiale de ces systèmes sur l'évolution de la pluviométrie sur la période récente. Ces résultats devront être confrontés en appliquant d'autres méthodologies de sélection des évènements pluvieux, sur différentes échelles

spatiales d'observations ; mais aussi aux données satellites (METEOSAT/MSG, TRMM, EPSAT-SG) et aux données de « tracking » des SCM (données LMD, ISIS) qui fourniront des éléments supplémentaires quant à la modification des caractéristiques de ces systèmes, notamment sur la période récente.

Références bibliographiques

Bell M. A. et Lamb P. J., 2006 : Integration of weather system variability to multidecadal regional climate change: The west african sudan-sahel zone, 1951-98. *Journal of Climate*, 19(20), 5343-5365.

Le Barbé L. et Lebel T., 1997 : Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, 188-189, 43-73.

Le Barbé L., Lebel T. et Tapsoba D., 2002 : Rainfall variability in West Africa during the 25 years 1950-1990. *Journal of Climate*, 15(2), 187-202.

Vischel T., 2006 : *Impact de la variabilité pluviométrique à méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques Sahélien : modélisation, simulation et désagrégation*. Thèse de Doctorat INPG, 279 p.

ÉLABORATION DES TEMPÉRATURES MENSUELLES À PARIS À PARTIR DES PLUS ANCIENNES OBSERVATIONS THERMOMÉTRIQUES

Daniel ROUSSEAU

Conseil Supérieur de la Météorologie
42 avenue Gaspard Coriolis, 31057 Toulouse Cedex, France
Daniel.Rousseau.met@orange.fr

Résumé : *L'objet de cette étude est d'ajouter, en remontant dans le passé, 18 années supplémentaires à la série de Paris (1676-2010). Ceci a été rendu possible grâce aux mesures réalisées par l'astronome Ismaël Boulliau et par le botaniste et médecin Louis Morin. Des températures mensuelles ont été reconstituées de 1658 à 1660 à l'aide des données de Boulliau irrégulièrement distribuées dans le temps. Après avoir étalonné le thermomètre de Morin par comparaison à une climatologie connue, des températures journalières puis mensuelles ont été calculées de 1665 à 1675. Pour compléter la série entre 1660 et 1665, la série des températures reconstituées par Manley sur l'Angleterre Centrale a été utilisée. La série de Paris devient ainsi la plus longue série (1658-2010) basée sur d'effectives mesures de température (durée totale : 353 ans).*

Mots-clés : *Mesures, thermomètre, longues séries temporelles, histoire du climat.*

Abstract: Paris temperatures: monthly means reconstructed from the earliest temperature observations (1658 to 1675).
The study aims to add 18 complementary years to the Paris monthly temperature series (1676-2010). It has been possible thanks to the measures taken by the astronomer Ismaël Boulliau and the botanist-doctor Louis Morin. Monthly temperatures have been reconstituted from 1658 to 1660 using irregularly distributed in time Boulliau's observations. Morin's thermometer has been calibrated by comparison with known climatology. Then daily and monthly temperatures have been computed from 1665 to 1675. The series has been completed from 1660 to 1665 using Manley's Central England temperature series. Adding the 1676-2010 monthly temperature, Paris series becomes the longest series (1658-2010) reconstituted from effective temperature measurements (duration: 353 years).

Keywords: *Measure, thermometer, long time series, climate history.*

Introduction

La conception et la fabrication des premiers thermomètres remontent à 1655 sous l'égide de Ferdinand II de Médicis, grand duc de Toscane. Un certain nombre d'exemplaires de ces thermomètres furent envoyés à des correspondants en Europe. Ismaël Boulliau, érudit astronome, fut le premier en France à recevoir ce thermomètre et à noter journellement ses observations thermométriques et météorologiques (Maze, 1895a). Le feuillet manuscrit original de ses observations a heureusement été conservé jusqu'à nos jours à l'Observatoire de Paris. Les observations portent sur la période du 25 mai 1658 au 19 septembre 1660.

Quelques années plus tard le médecin et botaniste français, Louis Morin commença à noter sur un registre les mesures et observations météorologiques qu'il effectuait plusieurs fois par jour. Il tint ce registre pendant 48 ans, du 1er février 1665 au 13 juillet 1713 (Morin, 1665-1713). Ce registre, archivé dans la bibliothèque de l'Institut de France, identifié par le père Cotte en 1774, est resté ignoré pendant 2 siècles, avant que Jean-Pierre Legrand et Maxime Le Goff (1992) ne le redécouvrent et ne l'exploitent, pour reconstituer en particulier les valeurs journalières des températures sur la période 1676-1713. Ces auteurs n'ont cependant pas exploité la période de 1665 à 1675 de ce registre.

Afin de prolonger en amont la série des températures mensuelles de Paris disponibles actuellement de 1676 à 2010 (Rousseau, 2009 ; Le Roy Ladurie *et al.,* 2011), nous avons utilisé les documents originaux d'Ismaël Boulliau et de Louis Morin. A cette occasion, nous avons réalisé la première calibration des mesures thermométriques de Louis Morin de 1665 à

1675. Pour combler la lacune de 1660 à 1665 entre les mesures de Boulliau et de Morin, nous avons utilisé comme source les reconstitutions de température élaborées à partir d'autres observations météorologiques, reconstituées pour l'Angleterre Centrale par Gordon Manley (1974).

1. Les observations d'Ismaël Boulliau (1658-1660)

Du 25 mai 1658 au 19 septembre 1660, soit 849 jours, Ismaël Boulliau a réalisé 2005 mesures de température. Durant cette période il y a eu quelques jours sans observation, la plus longue interruption de presque un mois se situant du 11 octobre 1659 au 8 novembre 1659. L'heure d'observation est variable selon les jours, avec une prédominance d'observation le matin (« mane » sans indication précise de l'heure, vraisemblablement peu après le lever du jour), à midi (« mer. »), et à 11 heures du soir.

L'exploitation à des fins climatologiques des données de Boulliau pose deux problèmes : la calibration de l'échelle des températures et la dispersion dans le temps des observations.

Le premier problème a été traité par l'abbé Maze qui avait redécouvert le cahier en 1895. S'appuyant sur les propres observations inscrites par Boulliau sur le gel, la neige, la pluie et la neige mêlées il avait déterminé que le 0°C correspondait à la graduation 13,5 du thermomètre de Florence utilisé par Boulliau. Par ailleurs l'abbé Maze a estimé que le degré florentin devait correspondre à 25/18°C soit 1,39°C (Maze, 1895b). Nous avons utilisé cette calibration qui nous fournit effectivement, comme constaté plus loin, des valeurs tout à fait vraisemblables pour les moyennes mensuelles des températures.

Pour résoudre le deuxième problème, nous avons établi pour chaque mois de l'année les écarts moyens constatés entre la température observée à une heure donnée et la température moyenne de la journée. La figure 1 illustre ces écarts qui ont été établis à partir des données horaires de Paris-Montsouris de 2001 à 2008. Ainsi toutes les observations de Boulliau ont été utilisées et fournissent pour chaque jour où il y a eu au moins une mesure, une estimation de la température moyenne de la journée en tenant compte de l'écart moyen entre la température d'une certaine heure et la température moyenne de la journée. S'il existe plusieurs observations (jusqu'à 9, le plus fréquent étant 3 observations par jour), la moyenne de chacune des différentes estimations donne la valeur qui sera retenue pour la journée.

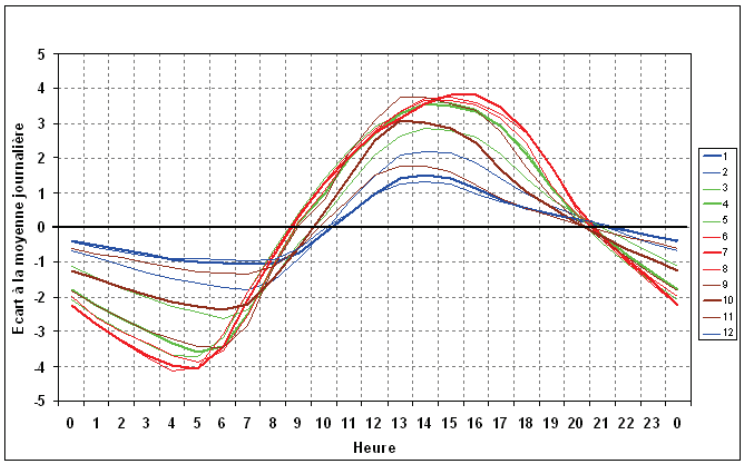


Figure 21 : Différence moyenne (en °C) entre la température horaire et la température journalière à Paris pour chaque mois de l'année.

Notre but étant d'établir des températures moyennes mensuelles, il convient de vérifier que la procédure utilisée pour restituer des températures journalières moyennes peut fournir des

températures moyennes mensuelles avec une précision suffisante, compte tenu de la dispersion dans le temps des observations Boulliau, et du fait qu'un certain nombre de journées sont sans observation. Des simulations ont été faites en remplaçant aux jours et heures des observations de Boulliau, les températures observées aux jours et heures identiques d'une année où l'on dispose de données complètes chaque heure du jour. On peut ainsi comparer les moyennes mensuelles calculées à partir de l'échantillonnage correspondant aux observations de Boulliau à la moyenne mensuelle exacte calculée à l'aide de la série complète des données horaires.

Deux simulations ont été faites en utilisant pour l'une les températures de 2009, pour l'autre les températures de 2010, ces deux années étant indépendantes de l'échantillon de données horaires 2001-2008 utilisé pour établir la procédure de reconstitution des températures journalières à partir d'une seule donnée horaire. Les écarts entre l'estimation de l'échantillonnage et la valeur réelle ne dépassent pas 0,6°C, la moyenne des écarts absolus étant de 0,2°C si l'on exclut le premier mois de mai 1658, les mois d'octobre et novembre 1659 et le dernier mois de septembre 1660. L'insuffisance du nombre d'observations et leur répartition dans le mois en mai 1658 (7 jours observés en fin de mois), octobre 1659 (3 jours), novembre 1659 (22 jours en fin de mois), septembre (13 jours en début de mois) expliquent la difficulté de reconstitution d'une moyenne mensuelle fiable. Nous n'utiliserons donc les données de Boulliau que pour la période de juin 1658 à août 1660 pour l'établissement de moyennes mensuelles de température. Pour pallier la quasi-absence d'observations de Boulliau du 1er octobre 1659 au 8 novembre 1659, nous calculons, faute de mieux, une moyenne en reconstituant des valeurs journalières moyennes par interpolation linéaire (moyenne glissante de 31 jours calculée le 15 septembre et le 24 novembre et interpolée dans la période 1er octobre-8 novembre). Cette procédure fournit une estimation avec une incertitude forte (de l'ordre du degré vraisemblablement), mais moins risquée que celle qui serait obtenue en utilisant les rares observations effectuées en octobre et novembre.

Les valeurs mensuelles reconstituées à partir des mesures de Boulliau sont indiquées dans le début du tableau 3 (en gras sur fond grisé clair).

2. Les observations de Louis Morin (de 1665 à 1675)

Dans son cahier d'observation Louis Morin a noté dans l'une des colonnes de ses tableaux les températures avec un code composé d'une lettre f (froid) ou c (chaud) suivi d'un chiffre entier jusqu'au 31 août 1675 puis d'un chiffre avec une décimale ensuite.

Du 1er février 1665 au 12 avril 1670, les valeurs de température notées dans le registre ont été : f4, f3, f2, f1, +, c1, c2, c3, c4. Durant cette période le nombre journalier d'observations de température est le plus souvent de 4 ou 3, parfois jusqu'à 5. Il existe quelques interruptions dans l'observation : du 7 juin au 6 septembre 1666, le 14 janvier 1668, du 27 au 31 janvier 1668, le 10 février 1668, du 25 février au 18 mars 1668, le 6 juin 1668.

Du 13 avril 1670 au 31 août 1675, les valeurs de température notées dans le registre ont été : f6, f5, f4, f3, f2, f1, f0, +, c0, c1, c2, c3, c4, c5, c6. Les notations nouvelles f6 (1 fois), f5 (20 fois), c4(7 fois), c5(1 fois) et c6(5 fois) sont rares ou exceptionnelles. Durant cette période le nombre journalier d'observations est le plus souvent 3 et jamais plus. Les seules observations manquantes sont du 2 au 12 décembre 1673.

Pour tirer parti des observations de Louis Morin pour l'estimation des températures moyennes mensuelles de 1665 à 1675, plusieurs questions préalables se posent :

- une observation peu précise (l'intervalle des graduations correspond, comme on le verra plus loin, à des différences de température de plus de 3°C) mais fréquente des températures

permet-elle d'estimer la température moyenne mensuelle de façon assez précise pour estimer des écarts à la moyenne crédibles ?

- comment calibrer les graduations de chacune des 2 premières périodes d'observation Morin pour faire une évaluation en °C des températures moyennes ?

- pour la première période, où Morin n'utilise pas de codage plus froid que f4, comment mieux évaluer les périodes les plus froides ?

A la première question, on peut apporter une réponse affirmative. Une température mensuelle se calcule comme moyenne de 30 observations environ. Nous avons comparé mois par mois l'écart existant entre la température moyenne mensuelle calculée à partir de la température moyenne journalière arrondie à 1°C, arrondie à 2°C, etc. jusqu'à un arrondi à 10°C, à la température d'une valeur journalière calculée au dixième de degré près pour l'année 1873. L'écart entre la température calculée à partir des valeurs arrondies ne dépasse 0,5°C que lorsque l'arrondi se fait à 6°C près et au-delà. Avec une différence entre graduations de l'ordre de 4°C, et donc avec des températures arrondies à 4°C, l'écart moyen entre la température mensuelle calculée et la température calculée à partir des températures mesurées au dixième de degré est en moyenne de 0,15°C et varie dans une fourchette de 0,07° à 0,34°C. La faible précision de la mesure des deux premières périodes d'observation de Morin n'est donc pas un obstacle à leur utilisation pour une estimation des températures mensuelles moyennes.

Pour étalonner les graduations des 2 premières périodes de mesures de Morin, nous avons utilisé une technique analogue à celle utilisée par Legrand et Le Goff (1992) pour l'étalonnage du thermomètre dans la troisième période (période 1676-1713) : on identifie les valeurs mensuelles exprimées dans les unités du thermomètre à des valeurs climatologiques mesurées en °C estimées sur la même période. L'estimation de valeurs climatologiques en °C a été faite dans un premier temps séparément sur les 2 périodes en évaluant la correction qu'il convenait d'apporter à des valeurs climatologiques effectivement connues, en l'occurrence les températures mensuelles moyennes de l'ensemble du XIX^{e} siècle qui nous ont servi de référence. Cette correction est d'abord évaluée sur les 6 mois d'avril à septembre dont la température est fortement corrélée aux dates de vendanges qui sont connues pour cette période (Daux *et al*., 2011). La correction mois par mois est ensuite réalisée en exploitant la corrélation entre la température d'un mois et la température des 6 mois d'avril à septembre.

Nous avons fait l'hypothèse que les graduations sont régulières et correspondent à un écart de température constant. Pour la première période, la notation + est assimilée à 0. Nous avons transcrit ainsi sur une échelle de –4 à +4 les relevés par classe de Louis Morin dans la période 1665-1669 (tableau 1).

Tableau 1 : Correspondance entre le codage Morin 1, l'échelle Morin 1, la température en °C.

Catégorie Morin 1	f4	f3	f2	f1	+	c1	c2	c3	c4
Echelle Morin 1	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4
Température en °C	-0,5	3	6,5	9,9	13,4	16,9	20,3	23,8	27,3

Dans la deuxième période, la notation + est encadrée par de nouvelles notations f0 et c0. En regardant la répartition du nombre d'observations correspondant à chaque catégorie, on constate que les observations classées dans la catégorie + sont beaucoup moins fréquentes (2 à 3 % pour les mini ou maxi d'une journée) que dans la période précédente (15 %). Les catégories f0 ou c0 ont pour leur part une fréquence de l'ordre de 15 %. Nous avons donc fait l'hypothèse que l'écart entre f0 et c0 était le même que l'écart entre des graduations f ou c consécutives, et que la notation + n'était utilisée que lorsque le niveau du thermomètre se

trouvait sensiblement aussi éloigné de la graduation f0 que de la graduation c0. Nous avons donc transcrit les catégories Morin de la deuxième période sur une échelle de –6,5 à +6,5 comme indiqué dans le tableau 2.

Tableau 2 : Correspondance entre le codage Morin 2, l'échelle Morin 2, la température en °C.

Catégorie Morin 2	f6	f5	f4	f3	f2	f1	f0	+	c0	c1	c2	c3	c4	c5	c6
Echelle Morin 2	-6,5	-5,5	-4,5	-3,5	-2,5	-1,5	-0,5	0	0,5	1,5	2,5	3,5	4,5	5,5	6,5
Température en °C	-9,1	-5,7	-2,2	1,3	4,7	8,2	11,7	13,4	15,1	18,6	22,1	25,5	29	32,5	35,9

En utilisant ces transcriptions des notations de Morin, on constate que la relation de conversion est quasiment identique (à moins de 0,1°C près sur toutes les températures) à celle de la première période. Ceci nous permet d'avancer l'hypothèse que Morin n'aurait pas utilisé deux thermomètres différents mais lu le même thermomètre selon des modalités différentes : en première période en indiquant une zone et en deuxième période en indiquant la graduation la plus proche limitant les mêmes zones. Une autre hypothèse, de conséquence identique pour la calibration, serait que, si effectivement un deuxième thermomètre avait été utilisé par Morin, il aurait été calibré de façon absolument identique au premier : même valeur moyenne de référence et graduations correspondant au même écart de température.

Si on retient notre hypothèse, il est possible de calibrer le thermomètre sur l'ensemble de la période 1665-1675, ce qui n'exige plus que l'estimation des valeurs moyennes mensuelles en °C de la période 1665-1675, sans nécessité de recourir à une évaluation des moyennes dans chacune des deux périodes. Des comparaisons entre les dates de vendanges de la période 1665-1675 et celles du XIX^{e} siècle nous ont amené à considérer que les moyennes de cette période ne différaient pas significativement de celles du XIX^{e} siècle. Dans ces conditions la relation de calibration donnant en °C la température en fonction de la température Morin est la suivante : $T_{estimé} = 3{,}4653\ T\ Morin + 13{,}403$

Cette relation a été également utilisée pour le calcul des moyennes de septembre à décembre 1675, période où Morin utilise une graduation en dixième de f8 à c6. Elle donne pour décembre 1675 des résultats identiques à ceux obtenus par Legrand et Le Goff (1992), ce qui incite à penser que Morin aurait utilisé le même thermomètre de 1665 à 1713.

Vu le grand nombre de journées froides classées f4 dans la première période une correction est ajoutée pour établir le tableau 3. L'absence de classe inférieure à f4 fait en effet classer les jours de température inférieure à –0,5°C en catégorie f4, ce qui surestime la température. La correction utilise une corrélation établie à l'aide des observations de Morin postérieures à 1675, entre le nombre de jours consécutifs d'indice inférieur à f3,5 que Morin aurait codé f4 dans la première période et la moyenne correspondante des indices Morin (codés de f3,5 à f8).

3. Estimation des températures mensuelles d'octobre 1660 à janvier 1665 et de juin à août 1666

Entre la fin des observations de Boulliau et le début des observations de Morin, nous ne disposons pas de relevés de températures à Paris. Aucune observation de température n'est disponible non plus de juin à août 1666, quand Morin a interrompu momentanément ses observations. Afin de combler cette absence, nous avons fait appel aux estimations de Manley pour l'Angleterre centrale (Manley, 1974). Pour ces périodes, Manley, qui ne disposait pas non plus de relevés thermométriques, a fait des estimations des températures mensuelles à l'aide des quelques journaux d'observations météorologiques disponibles. Nous servant du fait que les anomalies de températures mensuelles sur l'Angleterre centrale sont assez bien corrélées avec celle de Paris, ainsi qu'on peut l'estimer par exemple au XIX^{e} siècle

(Rousseau, 2009), nous avons reconstitué la température de chaque mois à Paris en utilisant la liaison statistique moyenne observée entre les anomalies à Paris et en Angleterre au XIXe siècle : $T_{anomalie\ à\ Paris} = 1{,}0284\ T_{anomalie\ en\ Angleterre}$. Le résultat de cette estimation est donné dans le tableau 3 (en italique).

Tableau 3 : Températures mensuelles à Paris.

	Janv.	*Fév.*	*Mars*	*Avril*	*Mai*	*Juin*	*Juil.*	*Août*	*Sept.*	*Oct.*	*Nov.*	*Déc.*
1658	/	/	/	/	/	**13,6**	**19,3**	**20,9**	**14,9**	**11,7**	**7,1**	**0,7**
1659	**6,0**	**5,2**	**7,8**	**13,0**	**14,8**	**19,0**	**17,9**	**17,2**	**12,6**	**11,4**	**5,6**	**-0,3**
1660	**-2,5**	**0,6**	**8,6**	**11,7**	**15,5**	**17,7**	**18,4**	**19,8**	**18,4**	*11,6*	*6,7*	*4,5*
1661	*4,4*	*5,2*	*7,3*	*10,2*	*13,8*	*16,7*	*18,0*	*18,1*	*15,6*	*12,6*	*8,7*	*5,5*
1662	*4,4*	*6,3*	*7,3*	*10,2*	*13,8*	*17,8*	*18,0*	*18,1*	*15,6*	*12,6*	*6,7*	*2,5*
1663	*0,3*	*1,1*	*6,3*	*9,2*	*12,7*	*16,7*	*18,0*	*18,1*	*15,6*	*11,6*	*7,7*	*4,5*
1664	*3,4*	*5,2*	*6,3*	*10,2*	*13,8*	*17,8*	*19,0*	*19,1*	*15,6*	*10,5*	*6,7*	*3,5*
1665	*0,3*	**2,8**	**3,3**	**9,3**	**11,3**	**18,4**	**20,2**	**16,4**	**12,3**	**6,5**	**5,5**	**1,7**
1666	**-0,2**	**4,0**	**2,9**	**11,3**	**17,6**	*17,8*	*21,1*	*20,1*	**11,7**	**11,1**	**5,2**	**4,8**
1667	**1,1**	**6,8**	**4,0**	**10,1**	**12,3**	**16,7**	**23,0**	**19,4**	**12,8**	**10,9**	**6,5**	**4,1**
1668	**5,1**	**6,7**	**5,4**	**12,3**	**14,7**	**19,2**	**20,1**	**19,0**	**16,9**	**16,3**	**8,5**	**6,1**
1669	**2,8**	**6,8**	**8,4**	**9,7**	**14,4**	**17,3**	**22,0**	**19,8**	**18,1**	**13,9**	**6,8**	**2,7**
1670	**3,1**	**-1,4**	**8,2**	**10,6**	**14,2**	**19,2**	**18,7**	**20,5**	**16,6**	**10,6**	**7,4**	**4,9**
1671	**5,7**	**5,7**	**6,0**	**11,1**	**16,4**	**15,2**	**18,6**	**18,0**	**13,9**	**11,1**	**4,6**	**3,3**
1672	**0,3**	**-0,1**	**6,1**	**9,0**	**14,4**	**19,0**	**15,6**	**18,2**	**13,7**	**12,2**	**6,2**	**4,5**
1673	**6,3**	**0,8**	**6,7**	**7,2**	**13,6**	**16,8**	**18,1**	**20,1**	**16,5**	**9,9**	**4,6**	**4,6**
1674	**5,5**	**1,5**	**4,5**	**10,4**	**14,1**	**17,2**	**18,0**	**17,8**	**13,2**	**10,3**	**7,6**	**2,9**
1675	**1,8**	**3,4**	**4,7**	**8,4**	**11,7**	**14,2**	**16,8**	**17,9**	**15,5**	**12,9**	**5,3**	**7,1**

Conclusion

Grâce à l'exploitation des registres originaux de mesure de deux érudits français précurseurs, Ismaël Boulliau et Louis Morin, et à des estimations établies par Gordon Manley pour l'Angleterre centrale, les températures mensuelles à Paris ont pu être reconstituées de 1658 à 1675. Ceci permet à la série de Paris de devenir la plus longue série reposant sur des mesures relevées par thermomètre.

Remerciements : Nous remercions Emmanuel Le Roy Ladurie, qui ayant été l'initiateur de la recherche sur la série des températures de Paris, nous a fait découvrir les données de Boulliau et de Morin et nous a fourni une copie numérique du cahier d'observations de Boulliau. Nous remercions Météo-France qui nous a fourni une copie numérique du registre de Morin.

Références bibliographiques

Daux V., Garcia de Cortazar-Atauri I, Yiou P., Chuine I., Garnier E., Le Roy Ladurie E., Mestre O. et Tardaguila J., 2011 : An open-database of Grape Harvest dates for climate research: data description and quality assessment. *Cli. of the Past Discuss.,* 7, n°6, 3823-3858.

Legrand J.-P. et Le Goff M., 1992 : *Les observations météorologiques de Louis Morin.* Monographie n°6, Direction de la Météorologie Nationale, 36 p.

Le Roy Ladurie E., Rousseau D., Vasak A., 2011 *: Les fluctuations du climat.* Fayard, 322 p.

Manley G., 1974 : Central England temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quart. J. R. Met. Soc*., 100, 389-405.

Maze C., 1895a : Sur le premier thermomètre à alcool utilisé à Paris. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 22 juillet 1985, 230-231.

Maze C., 1895b : Sur la plus ancienne série d'observations thermométriques et météorologiques. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 1er avril 1985, 731-732.

Morin L., 1665-1713 : *Manuscrit*. Ms 1488, Bibliothèque de l'Institut de France, Paris.

Rousseau D., 2009 : Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008. *La Météorologie,* 8e série*,* 67, 43-55.

PRÉCIPITATIONS ET ÉMERGENCE DU RISQUE D'INONDATIONS À ZIGUINCHOR (SUD-OUEST DU SÉNÉGAL)

Tidiane SANE, Oumar SY et El Hadji Balla DIEYE

Département de Géographie, UFR des Sciences et Technologies, Université de Ziguinchor
Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Géomatique (LERG), Campus ESP, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Sénégal.
tsane_sn@yahoo.fr, syoumarsy@gmail.com, ebdieye@gmail.com

Résumé : *Située dans le domaine climatique soudanien atlantique, la ville de Ziguinchor est l'une des localités les plus pluvieuses du Sénégal avec une pluviométrie moyenne annuelle de 1300 mm. Elle a connu des épisodes humides, moins humides et déficitaires du début des observations pluviométriques jusqu'à nos jours. En effet, la forte variabilité des conditions climatiques des années 70-80, notamment l'important déficit pluviométrique, s'est traduite par l'exode de ruraux vers les villes, mais aussi l'occupation de zones non aedificandi asséchées, avec la complicité des autorités publiques. Aujourd'hui, le retour progressif de conditions pluviométriques meilleures met à nu les carences des politiques publiques, notamment en matière d'aménagement urbain, d'où le risque élevé d'inondation dans certains quartiers de la ville. Cette étude, à travers des enquêtes et des observations de terrain, est une analyse diachronique de la pluviométrie à la station de Ziguinchor, en relation avec l'extension spatiale de la ville. Elle montre que, malgré les tentatives ponctuelles de résolution du problème, une bonne partie des Ziguinchorois vit avec un risque permanent d'inondation.*

Mots-clés : *Risque inondation, vulnérabilité, politique publique, pluies, Ziguinchor.*

Abstract: Precipitation and emergence of risk of floods at Ziguinchor (SW Senegal).
Located in the Sudanese Atlantic climatic zone, the town of Ziguinchor is one of the rainiest localities in Senegal with an annual average pluviometry of 1300 mm. It has known wet, less wet and poor episodes from the beginning of the pluviometric observations to present times. Indeed, the strong variability of the climatic conditions of the 70s-80s, in particular the significant pluviometric deficit, resulted in the exodus of rural people into the cities, but also the occupation of drained non aedificandi zones, with the complicity of the public authorities. Today, the progressive return of better pluviometric conditions exposes the deficiencies of public policies, in particular as regards urban development, therefore the high risk of flood in some districts of the city. This study, through investigations and field observations, is a diachronic analysis of pluviometry at the station of Ziguinchor, in relation to the space extension of the city. It points out that, in spite of the specific attempts at resolving the problem, many Ziguinchor inhabitants live with a permanent risk of flood.

Keywords: *Flood risk, vulnerability, public policy, precipitations, Ziguinchor.*

Introduction

Les caractéristiques géographiques impriment à la ville de Ziguinchor une spécificité en matière de la pluviométrie. Chaque saison des pluies voit ainsi se répéter, de manière plus ou moins excessive selon les années, des pluies parfois intenses entre juin et octobre malgré la baisse générale. De plus, la ville présente une topographie globalement basse qui amplifie le risque d'inondation. Les caractéristiques topographiques et pédologiques donnent ainsi aux pluies un pouvoir érosif et une montée rapide des eaux en aval se traduisant par des inondations aux effets souvent destructeurs.

La forte croissance urbaine de ces dernières années et les contraintes du site d'une part, la faible prise en compte des conséquences liées au retour de pluies normales par les autorités et l'indifférence apparente des populations d'autre part, nous amène à nous interroger sur le risque d'inondations à Ziguinchor. L'analyse de la dynamique urbaine de la capitale régionale et des politiques publiques en matière d'aménagement indique la mise en place de mécanismes de renforcement de la vulnérabilité des citadins. Après avoir étudié les pluies à Ziguinchor, du début des observations (en 1921) à 2009, nous avons étudié le type d'urbanisation de la ville pour expliquer la vulnérabilité des néo citadins, à côté de la carence des politiques publiques en matière d'aménagement urbain. Ensuite, le processus

d'émergence du danger a été analysé à travers ses manifestations. Enfin, nous avons passé en revue les politiques municipales mises en œuvre et les stratégies socio-spatiales développées par les citadins pour renforcer ou minimiser le risque d'inondations.

1. Données et méthodes

Les données de la pluviométrie utilisées proviennent de la station météorologique de la ville de Ziguinchor. Il s'agit des pluies mensuelles et annuelles de 1921 à 2009. Cette longue série a l'avantage de faire ressortir les grandes phases de l'évolution pluviométrique dont la comparaison permet de mieux appréhender les fluctuations les plus importantes. Trois phases importantes de l'histoire pluviométrique de la station de Ziguinchor ont ainsi été identifiées sur la base du caractère excédentaire, déficitaire ou normal des quantités pluviométriques enregistrées. Il s'agit des périodes 1921-1967, 1968-1989 et 1990-2009. L'analyse des données est faite sur la base de méthodes statistiques simples. La détermination de la moyenne de l'ensemble de la série et des moyennes des différentes phases démontre l'importante variabilité pluviométrique à Ziguinchor.

Les travaux de terrain ont été réalisés dans l'optique de mieux saisir les effets de la pluviométrie sur l'environnement physique de la ville de Ziguinchor et les effets induits. Les enquêtes de terrain demeurent donc une approche intéressante en ce sens qu'elles ont permis d'apprécier les manifestations du risque d'inondations et ses effets sur l'environnement d'une part et les stratégies palliatives développées par les populations, d'autre part.

2. Résultats

2.1. Situation de la pluviométrie à Ziguinchor depuis le début des mesures

La situation pluviométrique à la station de Ziguinchor, de 1921 à 2009, est riche d'enseignements. Les courbes de variabilité des précipitations mensuelles et annuelles montrent une dégradation généralisée des pluies. L'infléchissement apparaît très net sur les figures 1 et 2 où l'on peut individualiser trois périodes (1921-1967, 1968-1989 et 1990-2009) aux caractéristiques souvent contradictoires. Les pluies mensuelles moyennes tombées au cours de la période 1921-1967 sont très importantes. Elles dépassent largement 350 mm entre juillet et septembre avec un record d'environ 551,9 mm en août (figure 1).

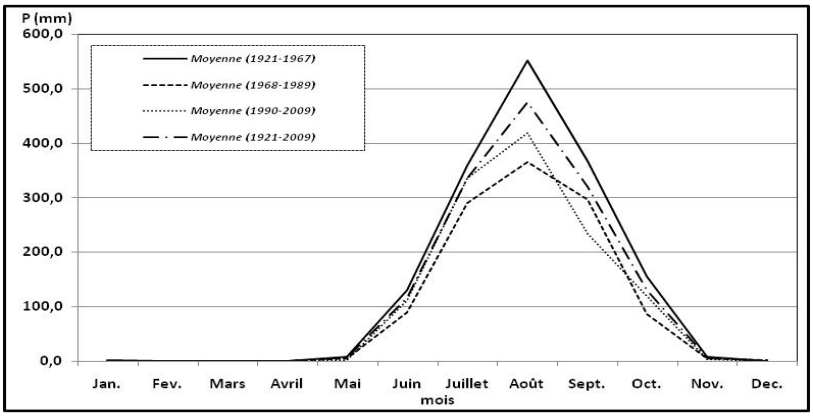


Figure 1 : Comparaison du régime pluviométrique annuel moyen calculé sur trois différentes périodes à Ziguinchor.

La situation est nettement moins reluisante en août pour les périodes 1968-1989 et 1990-2009 avec respectivement 365,98 et 419,3 mm. La moyenne pluviométrique du mois d'août de la dernière normale témoigne du retour sporadique à la normale des pluies. L'importance des pluies en août et en septembre, quelle que soit la période considérée, est un indicateur des problèmes de vulnérabilité de la ville et des risques liés au phénomène d'inondations.

2.1.1. Du début des observations à 1967, des excédents pluviométriques significatifs

Avec une moyenne de 1389 mm (1921-2009), Ziguinchor est l'une des villes du Sénégal qui enregistre les quantités de pluie les plus importantes. Durant la période 1921-1967, il est tombé en moyenne 1576 mm contre 1139,9 mm en 1968-1989 soit un excédent de 436,1 mm, ce qui témoigne de l'importance des quantités pluviométriques enregistrées durant cette période. L'arrière-pays de la ville de Ziguinchor était dans une situation d'abondance, notamment au plan agricole. La campagne était alors fleurissante grâce aux conditions pluviométriques normales à excédentaires d'où la faible immigration vers la ville.

2.1.2. La période 1968-1989 : importants déficits pluviométrique et rurbanisation

La récession pluviométrique à partir de 1968 est illustrée par des déficits records, notamment entre 1968 et 1989. Cette période correspond à la plus grande sécheresse jamais vécue en Afrique de l'Ouest (figure 2). Cette sécheresse a complètement désarticulé les systèmes de production agricoles avec notamment la perte des terres rizicoles (acidification, salinisation) et la baisse des productions. La population rurale désœuvrée face à cette situation a cherché des alternatives dont l'exode vers les villes. Ziguinchor, étant la ville la plus importante de la Casamance et offrant ainsi des possibilités d'emploi, attire une population rurale en quête de situations meilleures. L'afflux des ruraux vers la ville est donc un des éléments essentiels de la croissance de la ville, avec comme conséquence l'occupation de terrains à topographie basse asséchés, donc de zones *non aedificandi*.

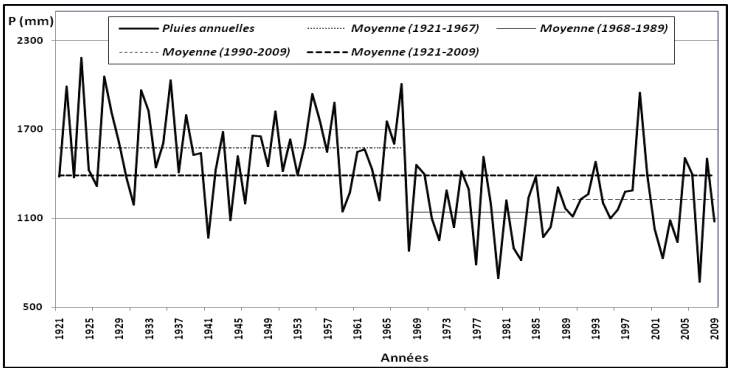


Figure 2 : Variabilité interannuelle des pluies sur la période 1921-2009 à Ziguinchor**.**

2.1.3. De 1990 à 2009 : retour sporadique des précipitations et émergence du risque d'inondations

La période 1990-2009 est caractéristique du retour sporadique des précipitations. En effet, l'analyse de la pluviométrie annuelle (figure 2) montre que la moyenne pluviométrique de cette période est légèrement supérieure à celle de la période 1968-1989 avec respectivement 1139,9 et 1224,7 mm. Alors que les zones naguère inondées et asséchées étaient occupées aux fins d'habitations, le retour des pluies a permis à la ville de redécouvrir ses zones dépressionnaires anciennement occupées par les eaux qui ont repris systématiquement leur place. Les zones alors asséchées et occupées à l'image des quartiers de Goumel, Santhiaba, Belfort et Colobane se retrouvent ainsi dans une situation à risque élevé d'inondations.

2.2. Des manifestations du risque d'inondations

L'origine du processus de vulnérabilisation de la ville de Ziguinchor peut être située à partir de la grande sécheresse survenue en Afrique de l'Ouest au début des années 1970 et ce, jusqu'à la fin des années 1980. Cette période correspond à une des phases durant lesquelles Ziguinchor a connu une forte expansion spatiale liée surtout à l'afflux massif des ruraux. L'occupation des terrains *non aedificandi* à la suite de cette sécheresse a fortement contribué

à l'élévation du risque inondation dans la ville. En plus, les défrichages à des fins agricoles opérés à la périphérie et dans la ville, ont contribué à dénuder les sols et accélérer les ravinements en saison des pluies. Cette vulnérabilisation est renforcée par le retour plus ou moins à la normale des pluies et partant, des eaux dans les dépressions asséchées et occupées aux fins d'habitation. L'absence ou l'insuffisance de politiques urbaines appropriées, en termes d'assainissement et les constructions en banco, ont augmenté la vulnérabilité de la ville au risque d'inondations.

2.2.1. Caractéristiques physico-géographiques et dynamique urbaine de Ziguinchor

Le développement spatial de la ville de Ziguinchor est fortement lié aux caractéristiques physico-géographiques du site. En effet, à l'exception de la vieille Escale, le site d'origine, les alluvions les plus récentes des vasières à poto-poto enserrent la ville à faible distance, à l'ouest comme à l'est (Bruneau, 1979). Ces vastes dépressions inondables des marigots de Boutoute et de Djibélor se confondent en aval avec les basses terres riveraines du fleuve Casamance empêchant ainsi toute extension linéaire de la ville le long du fleuve (figure 3). Ces zones basses et sablonneuses alternent avec le plateau du 'Continental Terminal' (sablo-argileux et marneux) réceptacle des eaux de ruissellement augmentent le risque d'inondations dans la commune.

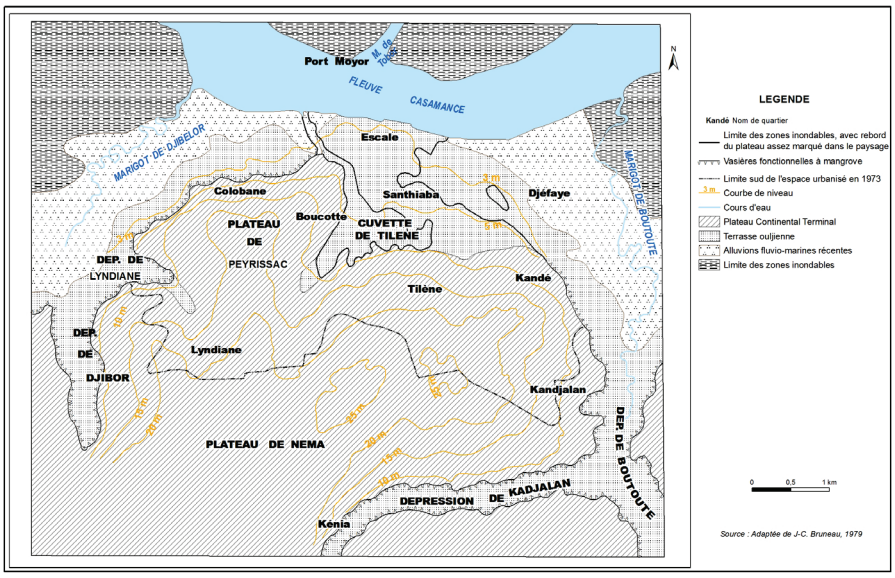


Figure 3 : Caractéristiques physico-géographiques de la ville de Ziguinchor.

Plusieurs phases ont rythmé l'expansion spatiale de la ville de Ziguinchor dont la création remonterait en 1645. Jusqu'en 1888, Ziguinchor est resté un gros village d'une centaine de cases implantées au bord du fleuve. Avec la naissance du quartier de l'Escale, entre 1888 et 1914, avec l'arrivée des français, le village prend une autre configuration, avec une population d'environ 600 habitants. Très vite, Ziguinchor se développe au-delà du village originel et sera érigée en commune mixte par l'arrêté du 18 janvier 1907 du gouverneur général de l'AOF. Elle devient chef-lieu du cercle de la Basse-Casamance le 1er juin 1907. Ville coloniale, son expansion spatiale se poursuit avec la naissance des faubourgs de Santhiaba et de Boucotte entre 1914 et 1939. La ville dépasse alors 1500 habitants dès 1916 et atteint 2600 et 8200 habitants respectivement en 1921 et en 1930. La période 1939-1960 confirme Ziguinchor comme une localité de polarisation des flux économiques de la Casamance. Le front urbain continue sa progression en éventail avec la naissance de nouveaux quartiers (Colobane, Grand-Dakar, Soucoupapaye, Tilène). La population passe à

31 660 habitants en 1960. Au lendemain de l'indépendance du Sénégal, Ziguinchor confirme sa prééminence en tant que capitale régionale, avec une population qui atteint 70 000 habitants en 1973 et passe à 100 000 habitants en 1983 (Bruneau, 1979). Un tel essor démographique se traduit sur le terrain par une évolution du bâti, avec la naissance de nouveaux quartiers comme HLM Néma et HLM Boudody. Selon les derniers recensements, la population de la commune est passée de 124 283 en 1988 à 155 575 habitants en 2002. Cependant, le chiffre réel pourrait être supérieur en raison notamment du déplacement de certaines populations rurales vers la ville de Ziguinchor avec l'insécurité qui règne dans cette partie du pays.

Les extensions spontanées dues à l'afflux des ruraux donnent un aspect inachevé au paysage urbain de la ville de Ziguinchor. Cette poussée démographique de la ville est corrélativement suivie par l'occupation de terrains marécageux remblayés aux fins d'habitations comme Goumel (Sy et Sané, 2010). Une telle situation impose des politiques adéquates pour faire face aux questions d'aménagement urbain (Dourlens et Vidal-Naquet, 1992 ; D'Ercole et Thouret, 1994 ; Tamaru, 2002).

2.2.2. Les politiques publiques urbaines

Sous un climat chaud et relativement pluvieux, au milieu d'une ville en partie marécageuse, Ziguinchor n'a encore aucun véritable réseau d'évacuation des eaux pluviales et usées. Les seuls quartiers qui disposent de caniveaux sont Escale, HLM Boudody, Boucoute et Santhiaba. Partout ailleurs dans la ville, l'assainissement est quasi-inexistant. Les rares caniveaux existants ont une pente négligeable voire nulle. On y retrouve sable et graviers en plus des rejets et des détritus de toute sorte. Il en résulte une pestilence et une prolifération des moustiques pendant l'hivernage et des agents pathogènes qui constituent un danger réel pour la santé de la population. Il faut rappeler que les politiques publiques urbaines à Ziguinchor remontent à la période coloniale. C'est ainsi que dès 1888, la première tâche du colon fut d'assainir les ruelles et concessions et de créer un cadastre répertoriant les propriétaires des rizières entourant le village (Bruneau, 1979). Un premier projet de lotissement a été présenté en 1907 et le plan définitif mis au point en 1909. Ce plan a modifié l'aspect de Ziguinchor qui devient une petite capitale coloniale. La voirie de la ville fut améliorée vers 1920 avec la mise en place des rues en latérite. L'essor urbain contemporain de Ziguinchor date de la période 1939-1960 qui correspond à une étape importante dans le développement de la ville, notamment en termes d'affirmation de son rôle de polarisation des flux économiques et de statut juridique (commune de plein exercice). Cependant, les équipements urbains n'ont guère suivi la croissance de l'agglomération car, dans l'ensemble, ces équipements demeurent très largement en-deçà des besoins d'une population qui ne cesse de croître. Les équipements publics n'apparaissent réellement qu'au lendemain de la Seconde Guerre Mondiale et restent de toute façon très rudimentaires.

3. Stratégies socio-spatiales de lutte contre les inondations

La croissance de la ville de Ziguinchor a entraîné deux types de problèmes liés au risque inondation. Il s'agit de la gestion des eaux pluviales et de la situation calamiteuse de l'hygiène publique par la mauvaise évacuation des eaux usées. Au niveau des eaux pluviales, la ville est soumise à de nombreux épisodes d'inondations et d'importants dégâts dus à l'insuffisance de la gestion des eaux pluviales dans un contexte physique et climatologique particulièrement sensible. La question est spectaculaire, car l'urbanisation a relativement multiplié les surfaces imperméables et accru le ruissellement. Les eaux pluviales se concentrent alors dans les rues en pente où elles dévalent avec violence, faisant ainsi parfois figure de vrais oueds en crue et ravinant très profondément les formations argilo-sableuses de surface. C'est ainsi que, pour

faciliter le drainage des eaux pluviales, un tronçon collecteur bétonné à ciel ouvert de 1400 mètres de long se raccordant au marigot de Boucotte à quelques 500 m du fleuve a été mis en place 1962. Il faut aussi noter l'existence des canaux souvent mal conçus ou entretenus à Korenthas, Boucotte, au Boulevard des 54 m et à Djefaye. Les nouvelles constructions à haute intensité de main d'œuvre (rues en pavées) et les canaux d'évacuation des eaux pluviales qui vont avec constituent également des stratégies de lutte contre les eaux pluviales. Aussi, un plan directeur d'assainissement est-il en cours d'élaboration. Celui-ci prévoit une station d'épuration des eaux usées et des exutoires des eaux pluviales (Pecher et Ede, 2010). Par ailleurs, des obstacles ont dû être placés dans certaines rues pour amortir la vitesse des eaux de ruissellement en saison pluvieuse, notamment au niveau des quartiers où se concentre une grande partie des eaux des plateaux méridionaux (cuvette de Tilène, dépression de Colobane, etc.). Malgré l'existence d'un semblant de réseau de drainage qui ne couvre d'ailleurs pas l'ensemble de la ville, différents facteurs tels que le manque de planification urbaine et le manque d'entretien du réseau entraînent la persistance, voire l'aggravation des inondations. Ce problème persiste car actuellement, Ziguinchor ne possède pas un réseau adéquat et l'existant devra être réaménagé selon des normes lui permettant d'évacuer des écoulements de forte intensité. Devant cette situation, la majorité des citadins de la ville dépend de rigoles en plein air souvent bouchées par des ordures de toute sorte.

Conclusion

La problématique des risques d'inondations se pose avec acuité à Ziguinchor, une ville où la population ne cesse de croître et soumise en même temps à des dangers multiples dans un espace aux caractéristiques physico-géographiques particulières. En effet, la forte croissance de la ville particulièrement exposée, dénote des pratiques anciennes ou des politiques publiques relativement récentes encore mal appropriées. Cette étude sur le risque inondation permet d'éclairer les mécanismes de vulnérabilisation afin de cerner les modes d'émergence du danger et d'analyser les politiques de gestion et les stratégies socio-spatiales se rattachant explicitement ou indirectement à la menace. Ce mécanisme de fragilisation engendre donc un faisceau de risques possibles. Ce risque a émergé après des constructions dans les bas-fonds et la naissance de quartiers précaires, pour devenir un des enjeux de stratégies socio-spatiales. A l'heure actuelle, Ziguinchor est une ville d'environ 155 575 habitants mais déjà le hiatus est très grand entre le rythme accéléré de la croissance urbaine et les lenteurs de l'urbanisation qualitative. Devant la détérioration rapide de l'environnement dans la ville, il est donc impératif d'accorder aux problèmes d'assainissement une attention particulière. En effet, depuis deux décennies, les inondations se sont imposées comme l'un des principaux risques liés à l'eau.

Références bibliographiques

Bruneau J.-C., 1979 : *La croissance urbaine dans les pays tropicaux : Ziguinchor en Casamance, une ville moyenne du Sénégal*. Travaux et documents de géographie tropicale, CNRS, N° 36, 163 pages.

D'Ercole R., Thouret J.-C., 1994 : *Croissance urbaine et risques naturels*. RGA, N° 4, 7-11.

Dourlens C., Vidal-Naquet P.-A., 1992 : *La ville au risque de l'eau*. L'Harmattan, coll. Logiques Sociales, 127 pages.

Pecher & Ede (Cabinets), 2010 : Etude du plan directeur d'assainissement de la ville de Ziguinchor. Rapport provisoire, 100 pages.

Sy O., Sané T., 2011 : *Périurbanisation et vulnérabilité dans la ville de Ziguinchor (Sénégal) : le cas du quartier Goumel*. Actes du colloque international sur « Aménagement périurbain : processus, enjeux, risques et perspectives », LAGEA de la FLSH, Sais, Fès, 139-152.

Tamaru B., 2002 : L'émergence du risque d'inondation à Addis-Abeba : pertinence d'une étude des dynamiques urbaines comme révélatrices d'un processus de vulnérabilisation. *Annales de Géographie*, n° 627-628, 614-636.

PROJECTION DES RENDEMENTS ARACHIDIERS AU SÉNÉGAL À L'HORIZON 2040 AVEC UN MODÈLE D'ARBRE DE RÉGRESSION ET DE CLASSIFICATION

Mamadou Adama SARR [1], Ousmane SEIDOU [2], Christopher BRYANT [3] et Jacques COMBY [4]

[1] *Département de Géographie, Université de Montréal, Canada. mamadou_sarr74@hotmail.com*
[2] *Département de Génie, Université d'Ottawa, Canada. oseidou@uottawa.ca*
[3] *Département de Géographie, Université de Montréal, Canada. christopher.robin.bryant@gmail.com*
[4] *UMR 5600, Université Jean Moulin Lyon 3, France. comby@univ-lyon3.fr*

Résumé *: Cette étude présente l'élaboration d'un modèle de prévision des rendements de l'arachide à Diourbel au Sénégal (2011-2040). C'est un modèle de classification et de régression (CART) dont les données d'entrée sont des indices pluviométriques et les sorties des classes de rendement. Le modèle a été calibré et validé avec succès sur la période historique (1997-2007), puis utilisé avec les précipitations corrigées de six modèles régionaux de circulation (MRC) sous le scénario SRES A1B. Deux types de corrections ont été considérés pour les sorties de MRC (régression multiple et transformation Quantile-Quantile). Le modèle DMI-HIRHAM5 corrigé est finalement retenu, et ses sorties corrigées ont été utilisées pour générer les prédicteurs qui donnent des rendements partagés entre supérieurs et inférieurs à la normale au cours des 40 prochaines années.*

Mots-clés *: Rendement arachidier, modèle régional de climat, classification, régression, Sénégal.*

Abstract: Forecasting yields of peanuts with a classification and regression tree in Senegal (2011-2040).
This paper present the calibration and validation of a peanut yield model in the region of Diourbel, Senegal (2011-2040 periods). It's a classification and regression tree (CART) model for which the inputs are rainfall indices and the output yield classes. The CART model was calibrated and validated on the historic period (1997-2007), and then was used in combination with the corrected rainfall of six regional climate models (RCMs) under the SRES A1B scenario. Two types of corrections were considered for model generated rainfall (multiple regression and quantile-quantile transformation). For a given climate indice and a given RCM, the transformation that best reproduces the statistical characteristics (median and interquartile range) of that indices in the historical period is retained. The six RCMs were then compared on their ability to globally reproduce the statistical characteristics of all indices after transformation. The corrected DMI-HIRHAM5 model was finally selected and its corrected outputs were used to generate the CRAT model's inputs for the 2011-2040 period. The predictors generate yields which are shared between the upper and lower values than the average value for the next 40 years.

Keywords*: Peanut yield, Regional Climate Models, CART, Senegal.*

Introduction

Au Sénégal, l'agriculture, un secteur stratégique et vital pour l'économie, est souvent citée comme un exemple parfait de secteur dont l'état ou la situation est fortement tributaire des conditions climatiques (Parry *et al.*, 1999). Toute modification du régime climatique mondial, telle que prévue par les différents modèles de circulation générale (MCG) ou régional (MRC), se traduira par des modifications dans la production agricole mondiale dont des changements dans les rendements agricoles et dans une moindre mesure les superficies cultivées. Le maintien d'une production agricole adéquate pouvant satisfaire les besoins alimentaires de la population mondiale est indispensable pour une stabilité politique, économique et sociale des générations actuelles et futures (Délusca, 2010). Le rendement agricole est probablement la mesure de vulnérabilité la plus immédiate quand on parle de changements climatiques.

Dans ce travail, nous avons développé un modèle statistique simple pour prédire si les rendements de l'arachide dans la région de Diourbel (figure 1) au Sénégal seront supérieurs à la normale, normaux ou inférieurs à la normale.

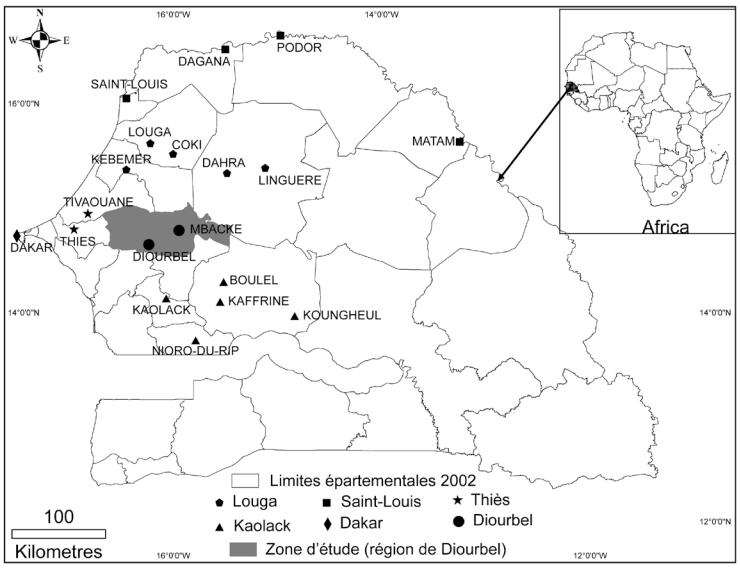


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude : région administrative de Diourbel en couleur grise et stations utilisées pour générer les indices moyens régionaux (5 régions pour la calibration et Diourbel pour la validation).

1. Démarche méthodologique

1.1. Arbres de classification et de régression

Un arbre de classification et de régression (Classification and Regression Tree : CART) est une méthode qui utilise des données historiques pour construire un modèle descriptif et prédictif d'une relation entre un jeu de prédicteurs et une variable catégorique (Breiman *et al.*, 1984). La prédiction se fait en parcourant l'arborescence en répondant à des questions de type vrai/faux sur la valeur d'un des prédicteurs chaque fois que l'on rencontre un nœud. Une question possible est la précipitation annuelle est-elle inférieure à 300 mm ? Selon que la réponse est oui ou non, on continue sur une des deux branches partant de ce nœud. A la fin de l'arborescence, on obtient une estimation de la variable à prédire. L'arbre est construit avec un jeu de données de calibration, puis validé avec un jeu indépendant de données. Lors de la calibration, l'algorithme va chercher pour toutes les variables et valeurs possibles pour trouver la meilleure répartition - la question qui divise les données en deux parties avec un maximum d'homogénéité. Le processus est répété pour chacune des partitions de données jusqu'à ce que chaque partition soit homogène, ou soit de taille inférieure à un seuil prédéfini par l'utilisateur. Parmi leurs avantages, on notera d'une part la simplicité de la visualisation sous forme d'arbre et d'autre part, la possibilité d'obtenir des règles en langage naturel.

1.2. Données

Les prédicteurs sont des indices de précipitation couramment utilisés pour décrire la qualité de la saison des pluies (références). Ces indices, décrits dans le tableau 1, tiennent compte de l'occurrence et de la durée des séquences humides et sèches, de l'intensité moyenne de pluie par jours humides et des précipitations les plus intenses ou extrêmes. Les indices ont été développés par des projets comme STARDEX : Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions (Karl *et al.*, 1999). Les indices sélectionnés sont jugés pertinents dans le contexte pluviométrique sénégalais en raison de leur capacité à décrire la variabilité et les changements du régime de précipitation qui reste fondamentale pour mesurer les impacts sur la production et le rendement de l'arachide. Selon Freud *et al.* (1997), le cumul pluviométrique et sa distribution pendant l'hivernage sont les deux facteurs qui déterminent le rendement potentiel de l'agriculture arachidière pluviale même s'il faut ajouter que la distribution est devenue moins favorable pour la plante ces dernières années.

Tableau 1 : Description des caractéristiques des indices pluviométriques utilisés.

Acronyme	Description [Unité]
Prcp1	Fréquence – jours de pluie (precipitation ≥ 1 mm) [%]
R3d	Extrême - maximum de 3 jours de précipitations [mm]
CDD	Fréquence - maximum de jours secs consécutifs (precipitation < 1 mm) [jour]
CWD	Fréquence - maximum de jours de précipitations consécutifs (precipitation >= 1 mm) [jour]
SDII	Intensité – intensité de précipitation (pluie/jour de pluie) [mm/jour]
Prptot	Cumul des précipitations saisonnières (précipitations >= 1 mm) [mm]
R95p	Extrême – 95ème centile de précipitations journalières [mm/jour]

Deux types de données de précipitations journalières sont utilisés pour générer les indices : a) les moyennes régionales (moyenne des stations par région ; figure 1) durant la saison des pluies, de juin à octobre (période 1997-2007) et b) les moyennes de précipitations simulées (2 stations de la zone d'étude : 1997-2050) par 6 modèles régionaux de circulation en suivant le scénario SRES A1B (tableau 2) sur la base d'une résolution de 50 km de l'expérience AMMA-ENSEMBLES (http://ensemblesrt3.dmi.dk/).

Tableau 2 : Description des 6 modèles régionaux de circulation (AMMA-ENSEMBLES).

Institution	MCG	MCR	Acronyme
KNMI (Royal Netherlands Meteorological Institute, Hollande)	ECHAM5-r3	RACMO	KNMI-RACMO2
DMI (Danish Meteorological Institute)	ECHAM5-r3	HIRHAM	DMI-HIRHAM5
ICTP (Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Italie)	ECHAM5-r3	RegCM	ICTP-REGCM3
METNO (Norwegian Service Centre for Climate Modelling, Norvège)	HadCM3Q0	HIRHAM	METNOHIRHAM
HC (Met Office, UK)	HadCM3Q0	HadRM3P	METO-HC_HadRM3.0
INM (Instituto Nacional de Meteorologica, Espagne)	HadCM3Q0	RCA	INMRCA3

Les rendements de l'arachide sont extraits de la base de données de la FAO : www.countrystat.org (période 1997-2007 pour les 6 régions considérées). Les rendements observés sont divisés en trois groupes égaux (inférieur à la normale, normal, supérieur à la normale) ayant chacun la même probabilité d'occurrence. Les trois classes sont codées 1, 2 et 3 dans le modèle : un rendement de moins de 0,45 t/ha (inférieur à la normale), un rendement entre 0,65 et 0,45 t/ha (normal) et un rendement supérieur à 0,65 t/ha (supérieur à la normale).

1.3. Correction des précipitations journalières des MRCs

Il est bien connu que la répartition temporelle et les distributions de probabilité des précipitations journalières des MRCs peuvent être très loin de la réalité, ce qui va se traduire par des indices pluviométriques biaisés. Afin de résoudre le problème, deux méthodes sont utilisées pour tenter de corriger les distributions journalières des modèles. La première méthode est ASD (Automated Statistical Downscaling) avec comme prédicteurs les sorties disponibles des MRCs et comme variable prédite la précipitation observée. Une fois calibré et validé, le modèle ASD générera des précipitations futures dont les caractéristiques statistiques sont différentes de celles des sorties brutes de modèles. La seconde méthode est la transformation Quantile-Quantile dont le principe est de trouver une fonction de transfert

empirique telle qu'après transformation, la distribution de probabilité des sorties de modèles soit la même que celle des observations pour la période historique. Cette transformation peut s'écrire simplement : $P_{transformé} = F^{-1}_{observations}\left(F_{MRC}\left(P_{MRC}\right)\right)$ où $P_{transformé}$ est la précipitation corrigée par Quantile-Quantile (QQ), P_{MRC} est la précipitation issue des modèles, F_{MRC} est la distribution de probabilité empirique des sorties de modèles sur la période historique et $F^{-1}_{observations}$ la réciproque de la fonction de répartition des observations. Une fois les corrections avec ASD et QQ effectuées, on calcule les indices pluviométriques sur la période historique avec les observations, les sorties brutes des MRCs et les sorties transformées des MRCs. Pour chaque indice, on génère des boxplots pour chaque des quatre séries d'indices (figure 2). Selon que le boxplot de l'indice calculé avec les sorties brutes, celui de l'indice calculé après application de ASD ou l'indice calculé après application de QQ est visuellement plus proche du boxplot des observations, on décide d'utiliser pour le futur, pour ce MRC et pour cet indice les sorties brutes de MRC, la transformation par ASD ou la transformation par QQ.

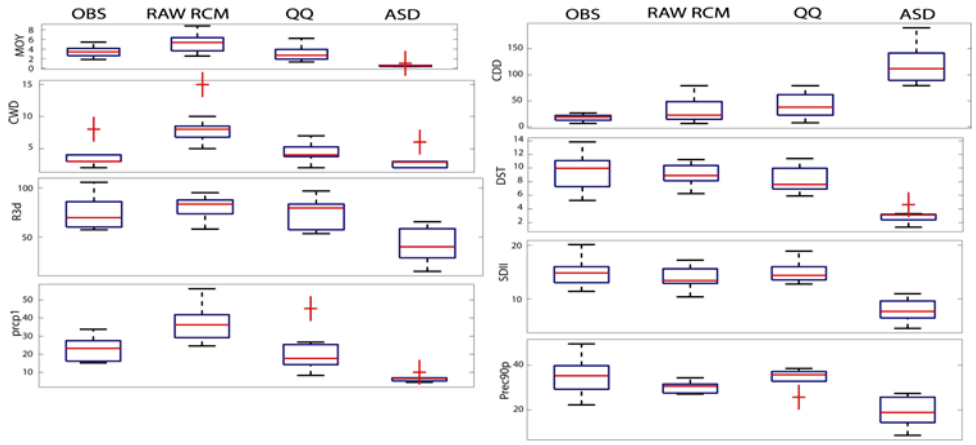


Figure 2 : Diagramme de hammac des valeurs moyennes (Diourbel et Mbacké pour la région d'étude) saisonnières de chaque indice selon les sorties brutes de MRC (Raw RCM), l'application par ASD et par QQ.

1.4. Calibration et validation du modèle de rendements

La calibration et la validation s'appuient sur un total de 66 valeurs regroupant les valeurs moyennes des indices et des rendements de 6 régions entre 1997 et 2007 : Dakar, Diourbel, Louga, Saint-Louis, Thiès et Kaolack (figure 1). Ce choix répond à une contrainte imposée par la série des 10 années de données de rendements disponibles. Le modèle CART a été calibré avec 55 valeurs (Dakar, Louga, Saint-Louis, Thiès et Kaolack) et validé avec 11 (Diourbel). La figure 3 montre l'arborescence de la classification par CART. La répartition initiale à partir du premier nœud (Prcp1) indique à droite un rendement excédentaire sur la base de plus de 21,2 % de jours de pluie au cours de la saison des pluies.

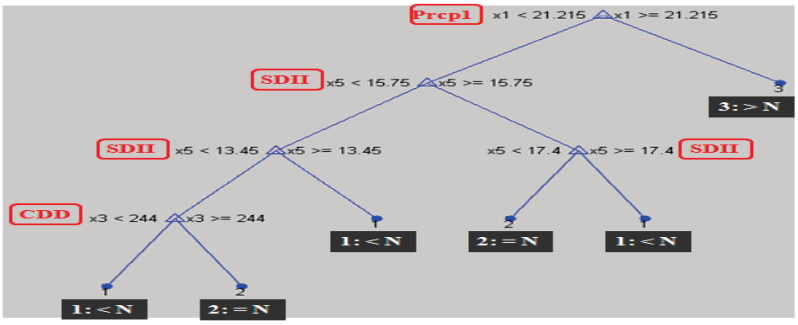


Figure 3 : Arbre de classification issu de la calibration avec CART (période 1997-2007) ; N = la normale.

À gauche du premier nœud, en considérant l'intensité des précipitations (SDII) avec moins de 15,7 mm/jour mais également 13,5 mm et enfin un Prcp1 inférieur à 16,9 %, l'étape finale prédit à droite un rendement déficitaire basé sur un maximum de jours secs consécutifs (inférieur à 244 jours) et à gauche un rendement médian avec un minimum de 244 jours de pluie. À droite du second nœud, avec un SDII d'une part supérieur à 15,7 mm/jour et d'autre part moins de 17,4 mm/jour au nœud 5, le modèle donne un rendement médian à droite et déficitaire à gauche (SDII supérieur ou égal à 17,4 mm/jour). À droite du nœud 3, avec une intensité supérieure ou égale à 13,4 mm/jour, le rendement est déficitaire par rapport à la normale.

Comme indiqué dans les nœuds de 1 à 5, l'évaluation dans le futur des rendements annuels de l'arachide dans la région de Diourbel reste extrêmement sensible aux valeurs des indices de fréquence et d'intensité tels que le Prcp1, le SDII et le CDD.

Les valeurs prédites sont égales aux valeurs simulées 41 fois sur 55 lors de la calibration. On compare dans le tableau 3 les rendements issus du modèle CART avec les observations lors de la validation. On constate une concordance significative entre les valeurs catégoriques réelles et prédites de rendements (7 valeurs sur 11). D'autre part, les sorties de la simulation mettent en évidence 3 indices pluviométriques parmi les 7 utilisés comme données d'entrée dans le modèle CART.

Tableau 3 : Validation du modèle CART (1997-2007) selon les trois cas : 1) inférieur à la normale, 2) normal et 3) supérieur à la normale. Dans les parties grisées, on constate les mêmes valeurs observées et prédites (région de Diourbel).

Rendements observés	1	3	3	3	3	1	2	1	3	1	1
Rendements prédits	3	1	3	3	3	1	3	1	3	3	1

2. Projection des rendements

Au cours de ce processus, les sorties des six modèles sont corrigées avec les méthodes ASD et QQ. Le tableau 4 donne les meilleures transformations par indice et par modèle.

Tableau 4 : Identification de la méthode de correction la plus proche des observations selon l'indice pluviométrique et selon le scénario climatique (DMI-HIRHAM5 en gris). S.B.-MRC* : Sorties brutes de modèles régionaux de circulation.

		DMI-HIRHAM5	INMRCA3	METO-HC	ICTP-REGCM3	UCLM	KNMI-RACMO2.2b
Mbacké	**CDD**	S.B.-MRC*	QQ	S.B.-MRC	S.B.-MRC	S.B.-MRC	S.B.-MRC
	CWD	QQ	QQ	QQ	QQ	QQ	ASD
	R3D	QQ	S.B.-MRC	ASD	ASD	ASD	ASD
	SDII	QQ	QQ	ASD	ASD	ASD	ASD
	Prcp1	QQ	QQ	S.B.-MRC	QQ	QQ	S.B.-MRC
Diourbel	**CDD**	QQ	QQ	S.B.-MRC	QQ	S.B.-MRC	S.B.-MRC
	CWD	QQ	ASD	QQ	QQ	QQ	QQ
	R3D	S.B.-MRC	ASD	ASD	ASD	QQ	QQ
	SDII	S.B.-MRC	ASD	ASD	ASD	QQ	QQ
	Prcp1	QQ	S.B.-MRC	S.B.-MRC	QQ	ASD	QQ

Après analyse visuelle et statistique des boxplots, c'est le modèle DMI-HIRHAM5 qui a été choisi pour calculer les indices futurs. La transformation QQ a été utilisée pour tous les

indices sauf CDD, pour lequel les données brutes de RCM étaient meilleures. On a par la suite généré les rendements avec le modèle CART calibré.

La figure 4 montre presque autant d'années ayant un statut déficitaire qu'excédentaire. En revanche dans les rendements déficitaires, on note des phases plus longues (ex. succession de 4 années comme 2015 à 2018 et 2031 à 2034).

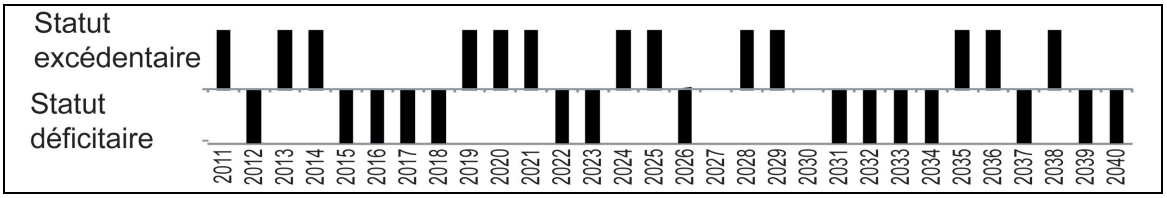


Figure 4 : Variations des projections des rendements de l'arachide pour la période 2011-2040.

Discussion et conclusion

Les résultats obtenus sur les rendements arachidiers pour la période future (2011-2040), loin d'être des valeurs absolues des rendements, donnent plutôt des informations sur les tendances annuelles par rapport à la normale (1997-2007). Ainsi le modèle statistique prédit une variation d'années de rendements déficitaires et excédentaires. Les projections montrent d'une part un rendement potentiel excédentaire pour l'année 2011 et d'autre part un rendement potentiel déficitaire en 2012. Ce scénario est confirmé par les données du ministère de l'agriculture dans sa note de synthèse sur la campagne agricole 2011-2012 pour la région de Diourbel. Il est observé en 2011 un rendement de 785 kg/ha alors qu'en 2012 il est de 505 kg/ha d'où un déficit de 36 %. Même si cette corrélation conforte nos résultats, il est important de noter que les prévisions de rendements dans un contexte de changements et de variabilité climatiques varient selon plusieurs facteurs en l'occurrence l'échelle spatiale, le scénario climatique utilisé et le modèle de culture. La méthode utilisée et l'interprétation de ces résultats doivent intégrer la permanence d'incertitudes dans les prévisions des modèles climatiques (Le Treut, 2003) mais également les conditions socio-économiques des agriculteurs qui restent une variable importante dans les projections de rendements agricoles.

Références bibliographiques

Breiman L., Freidman J., Olshen R. and Stone C., 1984 : *Classification and regression trees*. Belmont (CA): *Wadsworth*, 358 pages.

Délusca K., 2010 : *Évaluation de la vulnérabilité des fermes productrices de maïs-grain du Québec aux variabilités et changements climatiques: Les cas de Montérégie-Ouest et du Lac-Saint-Jean-Est*. Thèse de Doctorat, Université de Montréal, 250 pages.

Freud C., Freud E. H., Richard J., Thénevin P., 1997 : *L'arachide au Sénégal : un moteur en panne*. Karthala Edition, 166 pages.

Karl T. R., Neville N. and Ghazi A., 1999 : CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on indices and indicators for climate extremes: workshop summary. *Climatic change,* 42, 3-7.

Le Treut H., 2003 : Les scénarios globaux de changement climatique et leurs incertitudes. *Comptes Rendus Geoscience,* 335, 525-533.

Ministère de l'Agriculture du Sénégal, Direction de l'analyse, de la prévision et des Statistiques, 2012 : *Note de synthèse sur les résultats définitifs de la campagne agricole 2011-2012*. Dakar, Sénégal, 7 pages.

Parry M., Rosenzweig C., Iglesias A., Fischer G. and Livermore M., 1999 : Climate change and world food security: a new assessment. *Global Environmental Change,* 9, S51-S67.

MICROCLIMAT D'UNE COMBE FROIDE DU JURA (RÉGION DU MARCHAIRUZ, VAUD, SUISSE)

Philippe SCHOENEICH

Institut de Géographie/PACTE Territoires, Université de Grenoble, 14 bis av. Marie-Reynoard, 38100 Grenoble, France.
Philippe.Schoeneich@ujf-grenoble.fr

***Résumé** : Le relief karstique du Jura présente de nombreuses dépressions fermées de toutes tailles, connues pour avoir un microclimat froid dû à l'accumulation de lacs d'air froid. On y mesure les records de froid pour la Suisse, et bon nombre de ces dépressions abritent des boisements d'épicéas nains. Il n'existe toutefois à ce jour aucune série de mesure permettant de quantifier le sur-refroidissement de ces combes. Deux combes froides coalescentes du Jura vaudois ont été équipées de capteurs de température placés à différents niveaux entre le fond des cuvettes et le versant au-dessus de la limite du lac d'air froid. Les résultats de trois ans de mesure montrent que la différence de température peut dépasser 15°C en valeurs minimales extrêmes, pour une différence d'altitude d'une douzaine de mètres, avec d'importantes différences selon le type de temps.*

***Mots-clés** : Microclimat, dépressions fermées, Jura, inversion.*

Abstract: Microlimate of a closed depression in the Jura (Marchairuz, Vaud, Switzerland).
The karstic landscape of the Jura mountains is characterized by numerous closed depressions of various sizes. They are known for their cold microclimate, due to the accumulation of cold air. Minimal record temperatures for Switzerland are regularly registered in these depressions, which contain dwarf tree stands. There exists however almost no measurement series permitting a quantification of the overcooling. Two adjacent depressions of the Swiss Jura were equipped with a series of temperature sensors at different levels between the bottom and the slope above the depression. Results of 3 years of measurement show that the difference can exceed 15°C for extreme minimal temperatures for only 12 m height difference, with strong variations according to weather type.

***Keywords**: Microclimate, closed depressions, Jura, inversion.*

Introduction

Les dépressions fermées jurassiennes, d'origine karstique, sont connues pour leur microclimat froid (Aubert, 1969). Le poste MétéoSuisse de la Brévine, situé au point bas d'une vaste vallée fermée, enregistre régulièrement des minima très prononcés et détient le record de froid «officiel» de la Suisse. Des températures inférieures sont enregistrées dans la dépression karstique des Amburnex, située à quelques kilomètres de notre site d'étude, avec des minimales de -25 à -35°C tous les hivers de 1987 à 1993 (Bloesch et Calame, 1994). Nombre de ces dépressions fermées sont connues aussi pour abriter en leur fond des écosystèmes abyssaux caractérisés par des épicéas nains (Vittoz, 1998). Bien que ces phénomènes soient connus, très peu d'études leur ont été consacrées. Nous présentons ici les premiers résultats d'une étude microclimatique réalisée sur une dépression fermée du Jura suisse. L'objectif est de caractériser l'amplitude et la temporalité de l'inversion thermique.

1. Le site d'étude

La dépression fermée de la Plateforme/la Perrause est située au flanc NW du col du Marchairuz, dans le Jura vaudois (46°34'30''N / 3°54'30''E), à l'altitude de 1330 m. Elle fait partie d'un réseau de cuvettes qui se déversent l'une dans l'autres (figure 1). Elle se développe essentiellement dans les calcaires du Kimméridgien. Le seuil de la dépression est à 1331 m d'altitude. Une grande partie de la dépression n'est qu'à quelques mètres en-dessous du seuil. Deux ouvalas plus profondes se développent au S (ouvala de la Plateforme) et à l'E (ouvala de la Perrause) et atteignent une profondeur respective de -12 et -15 m par rapport au seuil. La dépression est exploitée en pâturage. Vers son centre, dans les points bas, une pessière naine se développe sur des affleurements calcaires lapiézés.

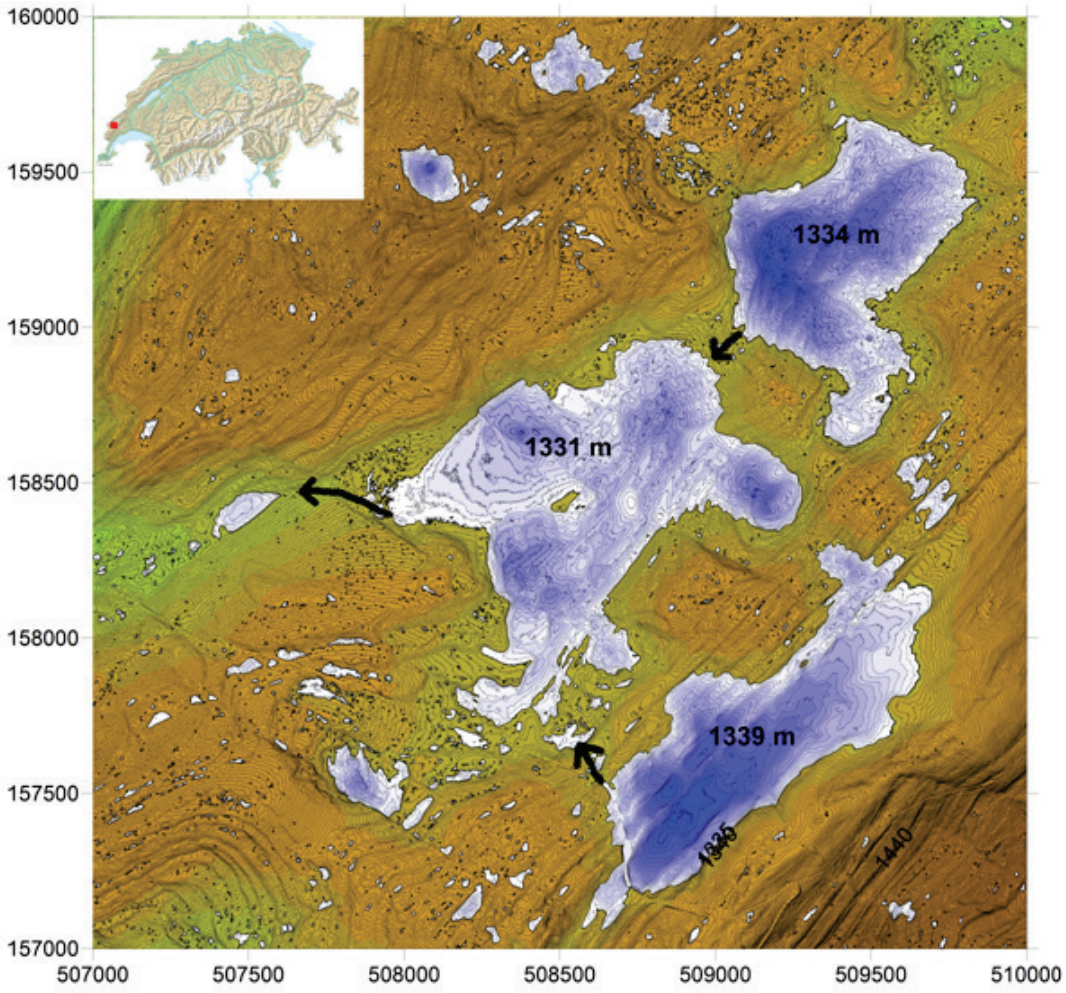


Figure 1 : La dépression étudiée (seuil à 1331 m) fait partie d'un réseau de dépressions fermées, qui se déversent l'une dans l'autre (donnée topographique : MNT-MO, Swisstopo+Etat de Vaud, résolution 1 m, coordonnées métriques suisses).

2. Méthodes

Une étude microclimatique a été entreprise en 2008 dans l'ouvala de la Plateforme, et étendue en 2009 à l'ouvala de la Perrause. Cinq capteurs de type thermoboutons (de marque Maxim I-button) ont été placés dans chaque ouvala, à différents niveaux par rapport au seuil (voir tableau 1) : un capteur au-dessus du seuil, un capteur au niveau du seuil, trois capteurs échelonnées dans la dépression, si possible jusqu'au point le plus bas (figure 2).

Tableau 1 : Altitude au sol, hauteur du capteur par rapport au sol, altitude du capteur par rapport au seuil de la dépression (1331 m), et périodes de mesure des différents capteurs. Les capteurs ont été changés en janvier 2011. Les mesures présentées vont jusqu'en août 2011.

	Altitude	Hauteur	Alt. /seuil	2008	2009	2010	2011	2012
Plateforme								
capteur 1	1319	1,20	-10,80					
capteur 2	1320	1,60	-9,40					
capteur 3	1326	2,00	-3,00					
capteur 4	1328	1,70	-1,30					
capteur 5	1335	1,80	5,80					
Perrause								
capteur 11	1318	0,50	-12,50					
capteur 12	1323	2,00	-6,00					
capteur 13	1329	2,00	0,00					
capteur 14	1330	2,00	1,00					
capteur 15	1336	2,00	7,00					

La plupart des capteurs ont été placés dans des arbres, suspendus entre 1,5 et 2 m du sol à une branche, à l'ombre du côté N du tronc. La première année, les capteurs n'étaient pas protégés. A partir de novembre 2009, les capteurs ont été placés dans un gobelet ajouré pour permettre la circulation de l'air. Les gobelets de carton de 2009 ont été remplacés par des gobelets plastiques en janvier 2010 (voir figure 3). L'analyse des résultats montre que le dispositif, bien que sommaire, est correct et que l'influence du rayonnement solaire est limitée à quelques heures et périodes de l'année sur les capteurs 1 et 5.

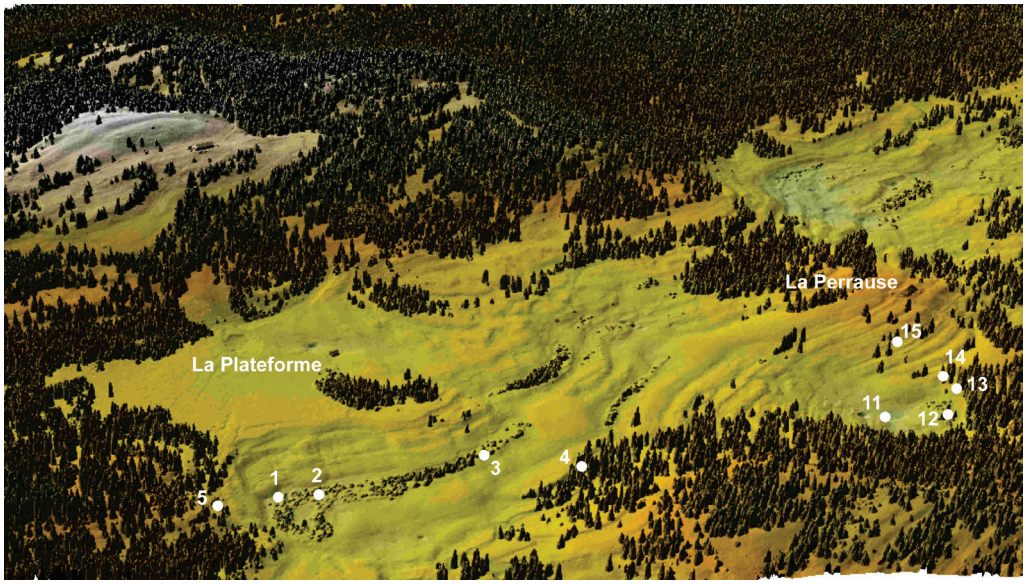


Figure 2 : Modèle numérique de surface de la dépression fermée et emplacement des capteurs (donnée topographique : MNS-MO, Swisstopo+Etat de Vaud). Les épicéas nains sont bien visibles au centre de la dépression de la Plateforme.

Le fait de suspendre les capteurs dans les arbres influence les températures mesurées, mais se justifie par le fait que l'étude vise à caractériser l'écosystème abyssal, et donc le climat subi par les arbres. Seuls les capteurs situés au fond des ouvalas étaient placés sur des piquets de clôture (capteur 1) ou entre les pierres d'un mur de démarcation (capteur 11). Ces deux capteurs, situés à faible hauteur, sont parfois couverts de neige, et ont donc dû être écartés de certaines analyses. Ils sont utilisables pour les températures minimales hors période de fort enneigement. Le capteur 3 a par ailleurs été arraché par le poids de la neige en 2010.

Figure 3 : Placement des capteurs. A gauche : dispositif initial sans gobelet (2008-2009). Au milieu : avec gobelet carton ajouré (2009-2010). A droite : dispositif final avec gobelet plastique (dès 2011). Photos : P. Schoeneich.

Les capteurs ont été réglés à une résolution de 0,5°C, considérée comme suffisante au vu des écarts de température attendus. Le pas de temps a été fixé à 2 h, ce qui permet environ 8000 mesures et un relevé biannuel. Les capteurs ont été calibrés en les plaçant plusieurs heures au frigo, au congélateur, puis dans un bain d'eau et de glace, en vue essentiellement de corriger les éventuels écarts entre capteurs.

3. Résultats

Les premières analyses confirment le caractère très marqué de l'inversion thermique. Des valeurs de l'ordre de -25 à -30°C sont atteintes plusieurs fois chaque hiver. Les températures minimales ont été enregistrées en fond de cuvette, avec -36,2°C le 20 décembre 2009 au capteur 11 (fond de l'ouvala de la Perrause), et -35,9°C le 1 février 2010 au capteur 1 (fond de l'ouvala de la Plateforme). Les deux dates correspondent à des situations anticycloniques prolongées sur le Sud-Ouest de l'Europe, accompagnées de descentes d'air polaire depuis la Sibérie (réanalyses NCEP – www.meteociel.fr).

Les écarts entre le fond des cuvettes et les zones au-dessus du seuil sont de l'ordre de -1,5 à 2,5°C en moyenne annuelle ou hivernale (figure 5), mais atteignent des valeurs de -10 à -13°C en moyenne journalière et jusqu'à -21°C en valeur minima journalière (tableau 2, figures 4 et 5). On note bien un refroidissement progressif avec la profondeur, surtout sensible pour les valeurs minimales, avec des gradients pouvant dépasser -1°C/m. Les valeurs moyennes en fond de cuvette ne sont pas les plus froides, à cause de l'enneigement des capteurs qui les a protégés lors des journées les plus froides (figure 5).

Tableau 2 : Valeurs moyennes, minimales et écarts mesurés. Mn-a = moyenne des mois de novembre à avril ; Minj = minimum des moyennes journalières. Min = minimum absolu ; dMn-a = différence moyenne novembre-avril ; dmaxMj = différence maximale des moyennes journalières ; dmaxMinj = différence maximale des minima journaliers ; M = moyennne annuelle août-août.

	2008-2009						2009-2010						2010-2011						
	M_{n-a}	Min_j	Min	dM_{n-a}	$d_{max}M_j$	$d_{max}Min_j$	M_{n-a}	Min_j	Min	dM_{n-a}	$d_{max}M_j$	$d_{max}Min_j$	M_{n-a}	Min_j	Min	dM_{n-a}	$d_{max}M_j$	$d_{max}Min_j$	M
Hors dépression																			
5	-1,6	-14,1	-21,6										0,2	-13	-22,1				
15							-1,9	-17,4	-24,1				0,4	-12	-20,6				5,1
Plafeforme																			
4	-2,6	-19,0	-25,1	-0,9	-5,80	-10,0	-2,5	-17,6	-31,1	-0,6	-4,7	-12,1	-0,7	-15	-26,6	-0,9	-2,9	-13,0	4,1
3	-2,9	-21,4	-27,7	-1,0	-8,50	-10,1	-2,6	-18,0	-33,3	-0,7	-6,5	-14,7		(-11.1)	(-19.5)		(-3.9)	(-8.5)	
2	-4,1	-23,5	-29,1	-1,8	-12,78	-13,1	-3,4	-18,7	-35,2	-1,3	-8,6	-17,6	-1,0	-19	-30,1	-1,2	-6,8	-17,1	4,2
1	-2,8	-21,6	-29,8	-0,4	-13,34	-14,2	-2,6	-18,9	-35,9	-0,4	-8,5	-18,7		(-10.9)	(-19.0)		(-5.6)	(-11.6)	
Perrause																			
14							-2,0	-16,6	-28,6	-0,1	-3,0	-7,5	-0,1	-14	-23,6	-0,5	-2,6	-7,0	4,6
13							-2,3	-17,5	-30,3	-0,4	-3,1	-8,1	-0,1	-15	-25,2	-0,5	-2,6	-8,7	4,6
12							-2,7	-18,2	-34,3	-0,8	-7,9	-15,2	-0,9	-18	-30,2	-1,3	-6,0	-14,2	4,1
11							-3,2	-20,1	-36,2	-1,0	-11,9	-21,2		(-11.3)	(-18.6)		(-8.3)	(-8.6)	

Les écarts enregistrés sont très variables et dépendent beaucoup du type de temps. La figure 6 montre l'évolution des écarts négatifs à la Perrause. On observe une alternance de jours avec et sans inversions, dus à la présence/absence de vent. Les jours de vent, les températures sont homogènes et l'inversion ne se produit pas. Les jours calmes, le refroidissement est très rapide, jusqu'au sommet de la cuvette : en effet, les capteurs 13 et 14, situés au niveau du seuil, présentent des écarts négatifs qui peuvent atteindre -15 à -30°C. La cuvette se « remplit » donc une nuit, et l'effet de l'inversion se fait sentir jusqu'à une altitude légèrement supérieure à celle du seuil. On observe aussi que des inversions continuent à se produire en été, avec des écarts qui peuvent atteindre -5°C en juillet-août.

En été, les inversions sont compensées par un réchauffement supérieur en fond de cuvette, du fait probablement du faible boisement. Il s'ensuit que les moyennes journalières ne présentent que des écarts très faibles (figure 4). Le gel nocturne peut toutefois intervenir en toute saison, et des gelées printanières sévères sont encore enregistrées par exemple en avril

2010, avec des minima de -18 à -20°C. Ces minima printaniers sont ceux qui ont probablement le plus d'influence sur la végétation.

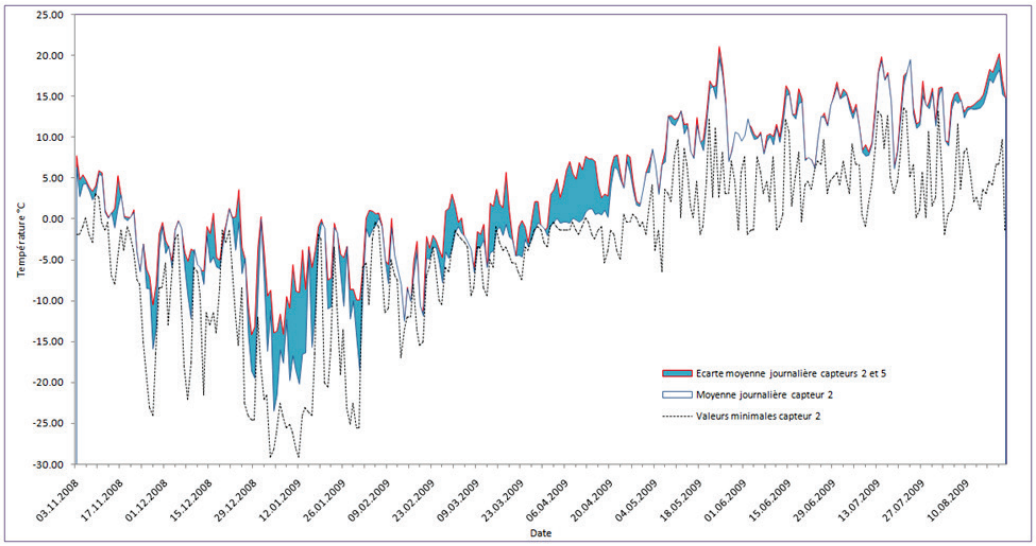


Figure 4 : Moyennes journalières des capteurs 2 (fond de cuvette) et 5 (au-dessus du seuil), et minima journaliers du capteur 2, entre le 2 novembre 2008 et le 23 août 2009, à la Plateforme. Les écarts (plages tramées) correspondent aux périodes d'inversion. En été, l'inversion nocturne est compensée par un réchauffement plus important en journée au fond de la cuvette.

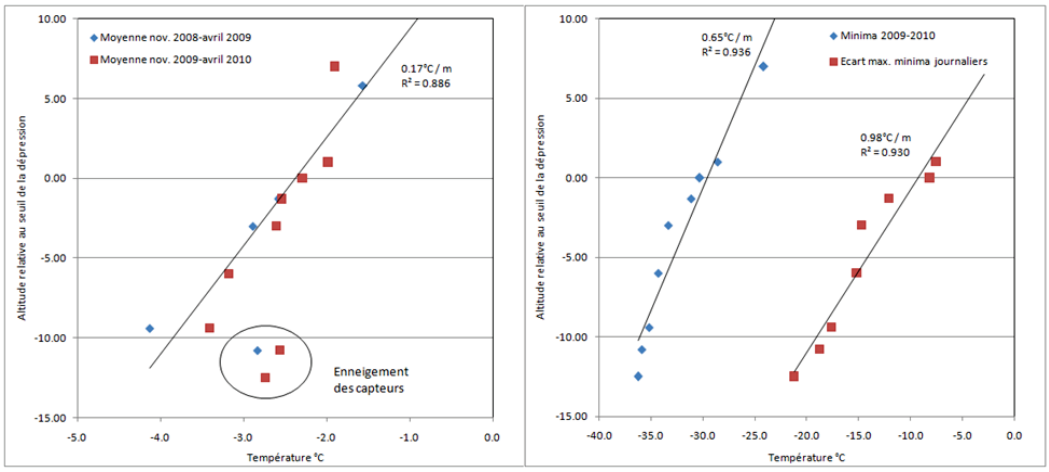
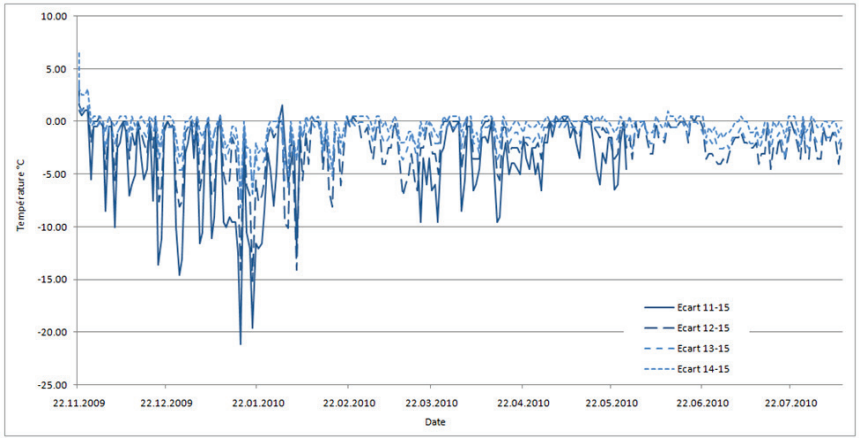


Figure 5 : Gradients de température par rapport au niveau de la dépression (0 = 1331 m alt.). A gauche : moyennes hivernales (novembre-avril) des hivers 2008-2009 et 2009-2010. A droite : écart maximal des minima journaliers et valeurs minimales ponctuelles de l'hiver 2009-2010.

Figure 6 : Différences de température dans la dépression fermée de la Perrause, par rapport à la température hors dépressions. Ecart par rapport au capteur 15, novembre 2009 à août 2010.



Conclusion

Les mesures de température faites dans la dépression fermée de la Plateforme/la Perrause montrent l'importance de l'inversion thermique dans les dépressions fermées d'origine karstique du Jura suisse. Les valeurs minima extrêmes enregistrées sont de -36°C, et le sur-refroidissement nocturne atteint régulièrement des valeurs de 10 à 15 degrés par rapport au zones situées au-dessus de la dépression. Ces valeurs se rapprochent de celles mesurées dans la dépression de Darbounouse, dans le Vercors (Rotschild, 2009). Le microclimat froid de ces dépressions est donc confirmé, et pour la première fois les gradients d'inversion ont pu être quantifiés par des mesures. La suite de l'étude inclura une analyse dendroécologique de la station abyssale d'épicéas nains.

Remerciement : Je remercie l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne pour la mise à disposition de la première série de capteurs.

Références bibliographiques

Aubert D., 1969 : Phénomènes et formes du Karst jurassien. *Ecl. Geol. Helv.*, 62/2, 325-399.

Bloesch B., Calame F., 1994 : L'air du temps. Dans : Capt G., Jean-Petit-Matile O., Reymond J. : *Le Parc jurassien vaudois*. Editions 24Heures, 35-45.

Rotschild E., 2009 : L'hiver sur les hauts plateaux du Vercors : étude comparée de la variabilité thermique. *Journées de Climatologie – Besançon 12-13 mars 2009. Climat et société – Climat et relief*, 1-11.

Vittoz P., 1998 : *Flore et végétation du Parc jurassien vaudois: typologie, écologie et dynamique des milieux*. Université de Lausanne.

ÉTUDE DES VARIATIONS CLIMATIQUES DE LA RÉGION CENTRE DU MAROC

Abdelali SEBBAR, Mohamed HSAINE, Hassan FOUGRACH et Wadi BADRI

Faculté des Sciences Ben M'Sik, Université Hassan II – Mohammedia - Casablanca.
Laboratoire Écologie et Environnement, Avenue Cdt Driss El Harti, PB 7955, Casablanca, Maroc.
sebbar202@hotmail.com, b1.wadi@hotmail.com, Bani_hsain@hotmail.com, hfougrach@hotmail.fr

Résumé : *L'évolution générale du climat lors du 20ème siècle, au moins dans sa deuxième moitié, montre une tendance au réchauffement. Ainsi, ces dernières années, le Maroc a connu des variations climatiques très sensibles. Cependant, ce changement n'est pas uniforme et homogène sur l'ensemble du territoire. Dans ce contexte, nous avons étudié l'évolution spatio-temporelle des caractéristiques climatiques de la région du Centre du Maroc en utilisant l'ACP et avons établi une carte avec cinq zones climatiques homogènes. Ce travail a permis de confirmer la tendance au réchauffement de la région du centre et surtout l'assèchement et l'aridification de la zone centrale.*

Mots-clés *: Maroc, changement climatique, tendances.*

Abstract: Study of the climatic variations over central region of Morocco.
The general evolution of the climate during the 20th century, at least in its second half, shows a tendency to the reheating. So, these last years, Morocco knew very perceptible climatic variations. However, this change is not uniform and homogeneous on the whole territory. In this context, we studied the spatio-temporal evolution of the climatic characteristics of the region of the Center of Morocco by using the ACP and established a map with five homogeneous climatic zones. This work allowed to confirm the trend to the reheating of the region of the center and especially the drying out and the aridification of the central zone.

Keywords*: Morocco, climate change, trends.*

Introduction

L'évolution générale du climat lors du 20ème siècle, au moins dans sa deuxième moitié, montre un changement avec des tendances au réchauffement (GIEC, 2007). La région méditerranéenne qui est caractérisée par une forte variabilité interannuelle du régime pluviométrique due à une position géoclimatique vulnérable, a généré de nombreuses recherches sur la caractérisation du climat et sur la disponibilité en eau dans cette partie du globe (Badri *et al.,* 1994 ; Meddi et Meddi, 2009).

Le Maroc qui fait partie des pays de la rive sud méditerranéenne, n'a pas échappé au changement climatique global (Knippertz *et al.,* 2003 ; Sebbar *et al.,* 2011). La région Centre du Maroc est un exemple où l'impact de cette variabilité climatique pèse lourdement sur les activités agricoles et réduisent les ressources en eau mobilisable pour une population sans cesse croissante. C'est une zone de transition à travers laquelle, les influences sahariennes avancent du sud vers le nord. Elle a un potentiel agricole important qui a subi une réduction importante lors de ces dernières décennies (Balaghi et *al*., 2007). Ainsi, on observe une forte irrégularité des rendements céréaliers due aux conditions naturelles et aux aléas climatiques (Ait Hamza, 1998).

Dans ce contexte et afin d'établir un constat général pour mieux anticiper l'accentuation de ce changement, nous nous proposons d'étudier la variabilité climatique de la région Centre du Maroc. Ainsi, nous avons identifié les différentes configurations climatiques de cette région, grâce à un zonage climatique effectué par Analyse en Composantes Principales avec Rotation de type varimax (ACPR), sur la période 1935-2009 pour 32 stations climatologiques. En second lieu, nous avons analysé et vérifié les tendances des précipitations et des températures par l'application du test non paramétrique de Mann-Kendall.

1. Données et méthodes

Située au centre du Maroc et limitée à l'ouest par l'océan Atlantique et par la chaîne de l'Atlas à l'est et au sud, la zone d'étude est caractérisée par une altitude qui varie entre 8 m à Essaouira et 2200 m à Agoudim, par un climat allant de l'aride au sub-humide. La région Centre du Maroc reçoit des cumuls pluviométriques annuels allant de 190 mm à Chichaoua jusqu'à 632 mm à Aguioar (figure 1). L'amplitude thermique varie de 12°C à 35°C de la côte vers l'intérieur. Les précipitations diminuent du nord vers le sud hors relief, et inversement pour les températures.

La base de données utilisée dans ce présent travail provient des Services d'Hydrologie et de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN). Elle se compose des données mensuelles, saisonnières et annuelles des températures maximales et minimales moyennes, et des cumuls pluviométriques. Nous avons retenu 32 stations pour la période 1935-2009. Le choix des stations s'appuie sur trois critères : 1) des séries d'observations complètes (si la série présente une à deux années complètes de données manquantes, nous avons rétabli les valeurs saisonnières et mensuelles par la méthode de Laborde et Mouhous, 1998, tandis qu'avec trois années consécutives continues de lacunes, la série a été écartée) ; 2) une répartition spatiale relativement uniforme ; 3) des stations issues de réseaux professionnels.

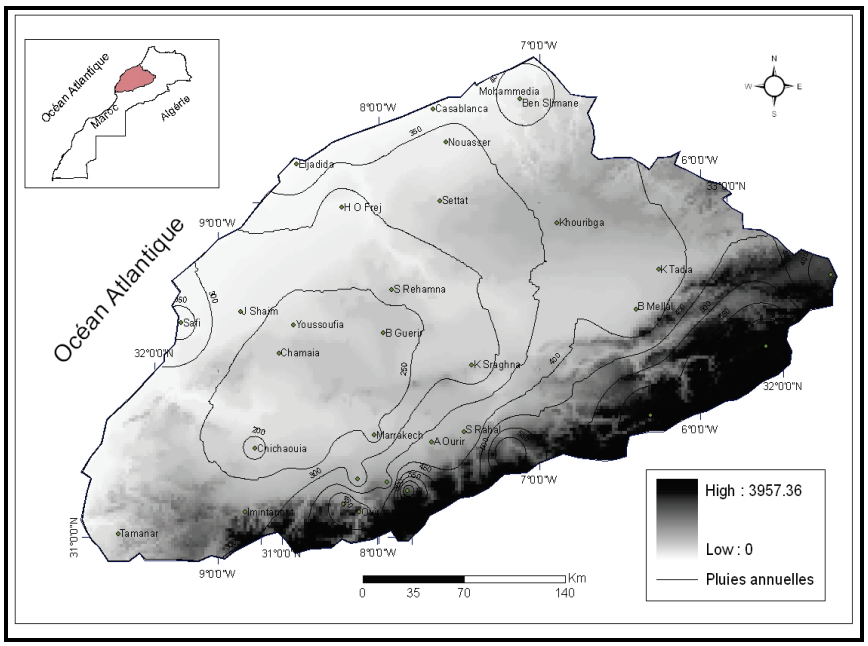


Figure 1 : Localisation des stations étudiées et répartition spatiale des pluies annuelles et de l'altitude, dans la région centre du Maroc.

Un des principaux problèmes que l'on rencontre le plus souvent sont les données manquantes. Pour les combler, nous avons appliqué la méthode de Laborde et Mouhous, (1998) sur chaque série de précipitation et des températures. Cette méthode consiste à remplacer la valeur manquante par la valeur calculée à l'aide de régressions simples ou multiples, entre la série expliquée et la (ou les) série(s) explicative(s). L'homogénéité des séries a été vérifiée avec le logiciel AnClim (Stèpànek, 2005) par l'application du test t de Student.

Dans un premier temps, l'Analyse en Composantes Principales avec Rotation de type Varimax (ACPR) a été utilisée pour mettre en évidence les principales configurations des caractéristiques climatiques de la zone étudiée. Ainsi, nous avons établi un zonage climatique sur la période 1935-2009 pour 32 stations climatologiques ; les paramètres utilisés sont : la

température moyenne minimale du mois le plus froid (Zm), la température moyenne maximale du mois le plus chaud (ZM), les cumuls pluviométriques saisonniers et annuels (ZP_{aut}, ZP_{hiv}, ZP_{prt}, $ZP_{été}$, ZP_{an}), la longitude (ZLong) et la latitude (ZLat).

Ensuite, nous avons étudié les tendances linéaires des séries de températures et des cumuls pluviométriques pour huit stations. Ces huit stations représentent les principales zones climatiques identifiées et font partie du réseau professionnel de la DMN. Nous avons établi et analysé les courbes et les tendances linéaires des séries saisonnières et annuelles. Par la suite, nous avons appliqué le test non paramétrique sur les rangs de Mann-Kendall pour vérifier la significativité des tendances au seuil de 0,05 % (tableau 2 ; Sneyers, 1990).

2. Résultats et discussion

2.1. Zonage climatique

On a appliqué l'ACPR avec la normalisation de Kaiser sur 75 ans pour les neuf paramètres climatiques utilisés des stations retenues. Le seuil de signification considéré pour $p<0,05$ est égal à 0,24 après emploi du test de Student (n = 75). Les relations significatives entre les paramètres et leurs composantes sont approximativement de l'ordre de 76,25 % de la variance totale. Ceci nous a permis de regrouper les neuf paramètres autour de trois composantes principales (figure 2) :

- Composante 1 : une bonne inter-corrélation entre l'altitude (ZAlt), les pluies annuelles (ZPan) et celles de l'été (ZPété), de l'automne (ZPaut) et du printemps (ZPprt).
- Composante 2 : elle regroupe les pluies d'hiver (ZPhiv), la latitude (ZLat) et la température du mois le plus froid (Zm).
- Composante 3 : elle représente positivement la longitude (ZLong) et la température du mois le plus chaud (ZM).

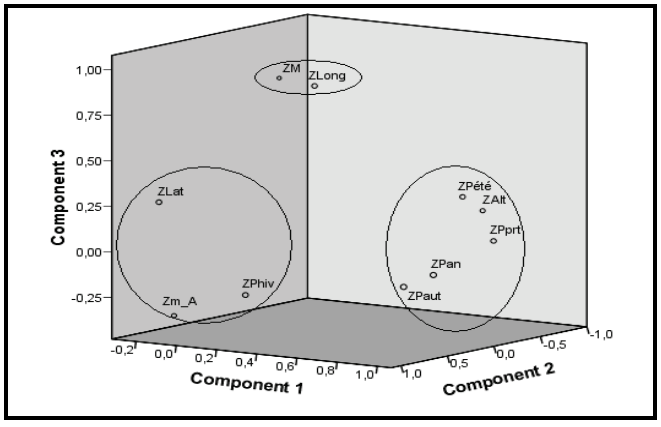
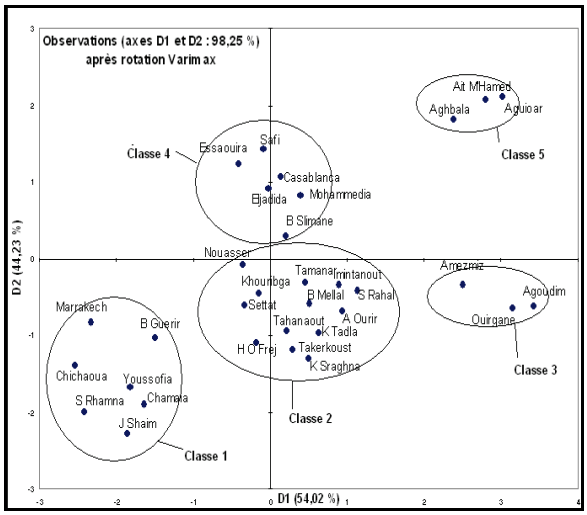


Figure 2 : Résultats de l'ACPR avec rotation varimax, calculée pour 9 paramètres sur la période 1935-2009 sur la région Centre du Maroc.

Ces différents groupes montrent que la distribution des zones climatiques est fortement liée à l'altitude, la saisonnalité et la longitude qu'à la latitude. Dans le but d'avoir un aperçu spatial de ces configurations climatique, nous avons appliqué une deuxième fois l'ACPR pour les 32 stations sur la période de 75 ans pour tous les paramètres utilisés auparavant. Les figures 3 et 4 montrent les résultats obtenus par l'ACPR. Ainsi, cinq classes ont été identifiées (tableau 1).

La classe 1 comprend les stations caractérisées par un climat aride supérieur à hiver tempéré. Elle occupe une zone centrale de la région étudiée. C'est une zone souvent fréquentée par des masses d'air déshydratées après leur passage au-dessus des reliefs de l'Atlas, et par conséquent, avec une évaporation intense et un couvert végétal faible (Marrakech, Chichaoua).



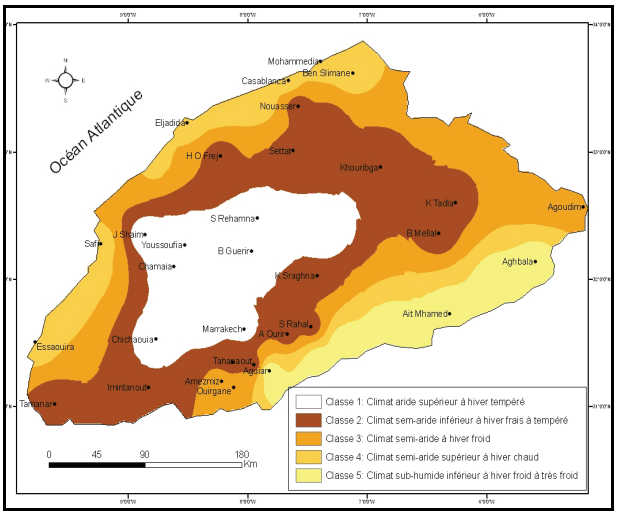


Figure 3 (à gauche) : Résultats de l'ACPR avec rotation varimax, calculée pour 32 stations à la région centre du Maroc sur la période 1935-2009.

Figure 4 (à droite) : Répartition régionale des cinq classes stationnelles de la région centre du Maroc.

Tableau 1 : Les cinq classes obtenues après calcul de l'ACPR sur les 32 stations retenues (les 8 stations indiquées en gras sont celles sélectionnées ensuite pour leur représentativité régionale).

Classe 1 : Climat aride supérieur à hiver tempéré	**Marrakech**, Chichaouia, S. Rehamna, **Youssoufia**, B. Guerir, Chamaia, J. Shaim
Classe 2 : Climat semi-aride inférieur à hiver frais à tempéré	B. Mellal, **K. Tadla**, Settat, Tamanar, A. Ourir, Tahanaout, H. O. Frej, K. Sraghna, Khouribga, S. Rahal, **Nouasser**, Imintanout, Takerkoust
Classe 3 : Climat semi-aride inférieur à hiver froid	**Amezmiz,** Ouirgane, Agoudim
Classe 4 : Climat semi aride supérieur à hiver chaud	**Casablanca**, Eljadida, Essaouira, Mohammedia, **Safi**, Ben Slimane,
Classe 5 : Climat sub-humide inférieur à hiver froid à très froid	**Aguioar**, Aghbala, Ait M'hamed.

La classe 2 caractérise un climat semi-aride inférieur à hiver frais à tempéré. Les stations qui sont situées à l'est ont généralement un hiver frais (K. Tadla, B. Mellal), alors que celles qui sont situées à l'ouest ont un hiver tempéré (Khouribga, Nouasser). La classe 3 correspond à un climat semi-aride inférieur à hiver froid. Elle regroupe les stations méridionales situées en bordure du Haut Atlas, à des altitudes allant de 450 à 1200 m (Amezmiz, Agoudim). La classe 4 représente un climat semi-aride supérieur à hiver chaud, avec les stations côtières, indiquant l'influence de la proximité de l'océan (Casablanca, Safi). La classe 5 occupe les zones montagneuses qui dépassent 1500 m. Ainsi, l'effet de l'altitude est bien marqué par l'augmentation des précipitations et par la baisse des températures. Le climat est de type sub-humide inférieur à hiver froid à très froid (Aguioar, Ait M'hamed).

La répartition spatiale de ces cinq zones climatiques a mis en valeur trois composantes principales qui influencent la distribution et l'évolution des variables climatiques de la région centre du Maroc : l'altitude (reliefs), la saisonnalité et enfin, la combinaison de la latitude, la longitude et l'océanité.

2.2. Etude des tendances

Les résultats obtenus montrent d'une part, que la majorité des stations signalent une tendance à la baisse de la pluviométrie annuelle et saisonnière, à l'exception de la station Safi qui enregistre une tendance à la hausse des précipitations annuelles (figure 5). D'autre part,

toutes les stations étudiées montrent une nette tendance à la hausse des températures maximales et minimales (figure 6).

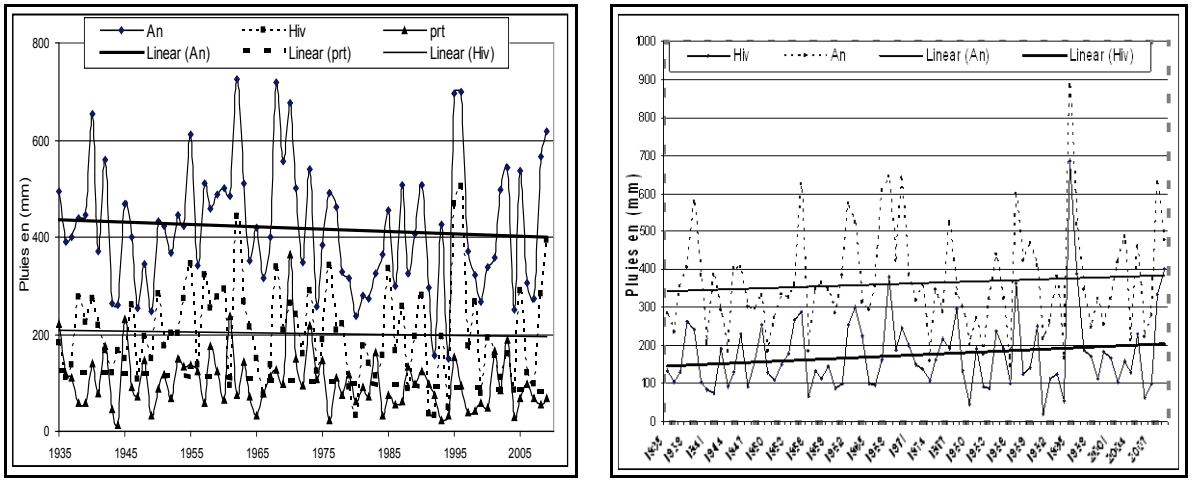


Figure 5 : Evolution des précipitations saisonnières et annuelles à la station de Casablanca et de Safi sur la période 1935-2009.

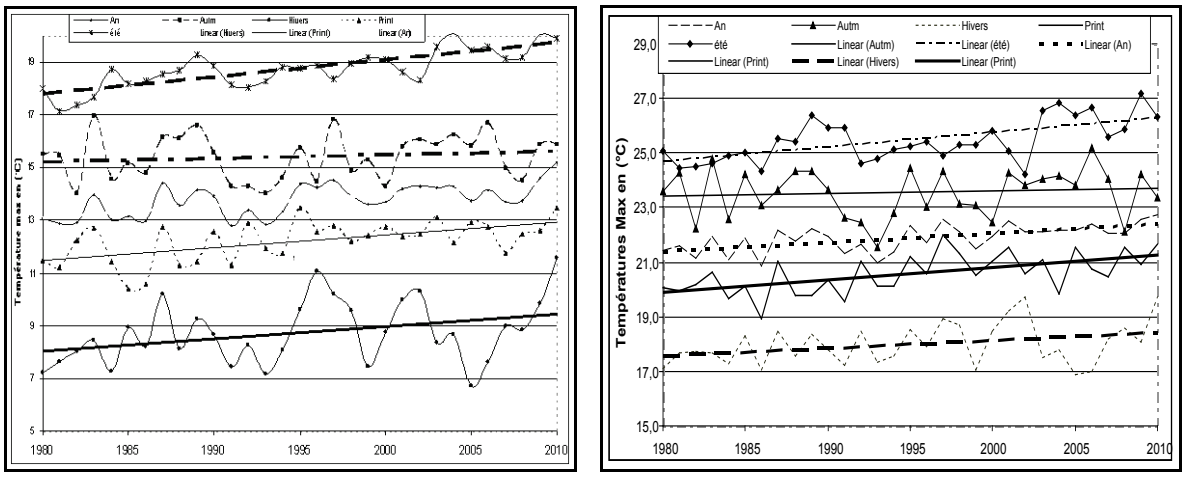


Figure 6 : Evolution des températures maximales à la station de Safi et de Casablanca sur la période 1980-2009.

Le changement et la rupture du régime pluviométrique annuel du Maroc au cours des années 1970 que nous avons démontré auparavant (Sebbar et *al.*, 2011) s'applique à nos résultats à l'échelle saisonnière. Ainsi, on observe un déclin des précipitations du cœur et de fin de saison (hiver et printemps) avec une légère augmentation des précipitations d'automne. Ce déclin statistiquement significatif avoisine -19 % en moyenne pour les précipitations annuelles sur l'ensemble de la région Centre du Maroc. Cette tendance à la baisse de la pluviométrie peut être liée à la baisse de la fréquence des perturbations venant du nord, et intéressent souvent la région étudiée pendant l'hiver et le printemps. Par contre, la hausse pluviométrique observée à la station de Safi s'expliquerait probablement par sa position latitudinale qui lui permet de bénéficier à la fois des perturbations du nord issues du front polaire, et des perturbations de sud liées aux remontées tropicales récemment plus fréquentes à ces latitudes.

La région centre du Maroc excepté la zone montagneuse est caractérisée par une aridité croissante du nord vers le sud, en raison des remontées des influences sahariennes du sud qui commencent à se faire sentir. Etant donné que les valeurs de la *p* value obtenus par le test de Mann-Kendall (tableau 2) sont inférieures au niveau de signification 0,05, nous avons rejeté

l'hypothèse nulle, et il ressort qu'au cours des 75 dernières années, l'évolution des températures maximales et minimales des huit stations choisies accuse une nette tendance à la hausse qui est significative, plus particulièrement, pour les saisons du printemps et d'été (figure 6). Cette hausse de température confirme les influences sahariennes de plus en plus marquées.

Tableau 2 : Tendances annuelles des paramètres étudiés au seuil de 0,05 selon le test de Mann-Kendall.

Stations	Longitude	Latitude	Altitude	Pv Tmin	Pv Tmax	Pv P_{an}	Pv P_{prt}	Pv P_{hiv}
Casablanca	-7,47	33,60	60	**0,018 (+)**	**0,012 (+)**	NS	**0,044 (-)**	**0,048 (-)**
Safi	-9,23	32,28	45	**0,012 (+)**	**0,024 (+)**	**0,025 (+)**	NS	**0,045 (+)**
Youssoufia	-8,53	32,27	320	**0,015 (+)**	**0,022 (+)**	NS	NS	NS
Marrakech	-8,03	32,62	466	**0,013 (+)**	**0,032(+)**	NS	0,418 (-)	0,049 (-)
K Tadla	-6,28	32,53	518	**0,016 (+)**	NS	NS	NS	NS
Amezmiz	-8,22	31,20	1005	**0,015 (+)**	**0,031 (+)**	**0,028 (-)**	**0,041(-)**	**0,049 (-)**
Aguioar	-7,82	31,28	1855	**0,032 (+)**	**0,041 (+)**	NS	NS	0,042 (-)
Nouasser	-7,34	33,22	200	**0,013 (+)**	**0,017 (+)**	**0,046 (-)**	**0,044 (-)**	**0,041 (-)**

Pv : seuil à 5 % ; (-) : tendance à la baisse ; (+) : tendance à la hausse ; NS : Non Significatif

Conclusion

D'après ces résultats, les cinq zones climatiques représentées par les huit stations montrent d'une part, une tendance à la baisse de la pluviométrie, notamment les pluies d'hiver et de printemps. Seules deux stations sur 32 ont enregistré une tendance à la hausse des précipitations (stations de Safi et d'Eljadida) qui serait due aux apports tropicaux. D'autre part, on observe une tendance à la hausse significative de la température, particulièrement celles de l'été et du printemps. Toutefois, il faut signaler que cette variabilité climatique de la région Centre du Maroc s'organise selon trois composantes principales, à savoir l'altitude (reliefs), la saisonnalité et la latitude/longitude, complétée par la proximité de l'océan. Cette tendance à l'assèchement de ce climat régional, accompagnée d'une réduction pluviométrique confirme le réchauffement observé à l'échelle globale, et peut, par conséquent, engendrer des anomalies dans les rendements agricoles. D'où la nécessité d'instaurer une stratégie locale et nationale pour la gestion des risques liés à la variabilité climatique.

Références bibliographiques

Ait Hamza M., 1998 : Les céréales dans le Maroc du Centre-ouest. *Méditerranée*, 88(1), 27-30.

Badri W., Gauquelin T., Minet J., Savoie JM., 1994 : Données météorologiques nouvelles sur le massif de l'Oukaimeden (2570m, Haut Atlas de Marrakech, Maroc) : un exemple de climat de haute montagne méditerranéenne. *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 7, 190-198.

Balaghi R., Jlibene M., Tycon B., Mrabet R., 2007 : Gestion du risque de sécheresse agricole au Maroc. *Sécheresse*, 18(3), 169-176.

GIEC, 2007 : Impacts *adaptation and vulnerability, Summary for policymakers*. Contribution of Working Group II to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on climate change. www.ipcc.ch.

Knippertz P., Christoph M., Speth P., 2003 : Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climate. *Meteorology and Atmospheric physics*, 83, 67-88.

Laborde J-P & Mouhous N., 1998 : *Notice d'installation du logiciel HYDROLAB*. Equipe de gestion et Valorisation de l'Environnement, Nice.

Meddi H., Meddi M., 2009 : Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse,* 20(1), 57-65.

Sebbar A., Fougrach H., Hsain M., Saloui A., Badri W., 2011 : Etude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc septentrional (1935-2004). *Sécheresse,* 22, 139-48.

Sneyers R., 1990 : *On the statistical analysis of observation*. Technical Note n° 143, WMO.

Stèpànek P., 2005 : *AnClim – software for time series analysis*. Dpt of Geog., Fac. of Nat. Sc., MU Brno, 1, 47.

COMPARAISON DES MÉTHODES LOCALES D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES EN FRANCE EN CONTEXTE DE CHANGEMENT CLIMATIQUE

Jean-Michel SOUBEYROUX [1], Romain FANTIN [1], Jean-Michel VEYSSEIRE [1], François BORCHI [1], Federico GARAVAGLIA [2] et Patrick ARNAUD [3]

[1] *Météo-France, Direction de la Climatologie, 42 Avenue Coriolis, 31057 Toulouse, France. prenom.nom@meteo.fr*
[2] *EDF/DTG, 21 Avenue de l'Europe, BP 41, 38040 Grenoble Cedex 9, France. prenom.nom@edf.fr*
[3] *Irstea, 3275 Route de Cézanne - CS 40061 13182 Aix en Provence, France. prenom.nom@irstea.fr*

Résumé : *Une inter-comparaison des méthodes locales d'estimation des précipitations extrêmes couramment utilisées en France a été menée dans le cadre du projet ANR Extraflo. Un jeu de données de grande qualité a été constitué permettant l'application de scores originaux évaluant la fiabilité et la robustesse des méthodes. Trois méthodes ont été éprouvées : la loi sur les valeurs extrêmes (méthode GPD), la méthode MEWP et la méthode SHYPRE. Les deux dernières méthodes présentent les meilleurs résultats tandis que la loi GPD obtient des scores moins bons, notamment en termes de robustesse. Ces analyses sont également mises en perspective avec les tendances climatiques en terme de détection et de prise en compte dans les lois.*

Mots-clés : *Pluies extrêmes, lois sur les valeurs extrêmes, MEWP, SHYPRE, tendances climatiques.*

Abstract: Comparison of local extreme rainfall estimation methods over France in the context of climate change.
An inter-comparison of the local methods for the estimation of extreme rainfall, usually used in France, has been carried out within the framework of ANR Extraflo project. A data set of high quality has been set up to permit the application of original scores about reliability and robustness. Three methods were tested: extreme values law (GPD method), MEWP and SHYPRE methods. The last two methods present the best results whereas the law GPD obtains less good scores, in particular for robustness. These estimations are also analyzed in the perspective of climatic trends for extreme rainfall in France.

Keywords: *Extreme rainfall, extreme value laws, MEWP, SHYPRE, climatic trends.*

Introduction

Les inondations et les précipitations extrêmes constituent en France le risque naturel le plus important avec plus de 13 000 communes concernées (plus de 1 sur 3). Différentes méthodes d'estimation des pluies extrêmes ont été développées pour les applications climatologiques et hydrologiques. L'objet du projet Extraflo[13] (EXTreme RAinfall and FLOod estimation), soutenu par l'Agence Nationale de la Recherche (ANR) est de comparer les différentes méthodes d'estimation des pluies (et débits) extrêmes disponibles en France et de définir à l'attention des décideurs leurs domaines respectifs d'application. Pour atteindre ces objectifs, le projet a sélectionné un jeu de données de grande qualité, en s'appuyant notamment sur les bases de données de Météo-France et d'EDF/DTG.

Les méthodes d'estimation des pluies extrêmes visent à définir une hauteur d'eau correspondant à une probabilité de non-dépassement ou une durée de retour. Elles sont divisées en plusieurs catégories. Une première distinction concerne la méthodologie : les « méthodes directes » ajustent une ou plusieurs séries à partir d'un modèle statistique basé sur les valeurs extrêmes annuelles (Gumbel, 1941) ou les valeurs supérieures à un seuil (Jenkisson, 1955), tandis que les « méthodes indirectes » sont basées sur des techniques de reconstitution des chroniques de pluie dont les quantiles sont déduits d'une simulation sur une longue période (Rodriguez, 1987).

[13] Extraflo project (2009-2013) : https://extraflo.cemagref.fr/

Une deuxième distinction entre les méthodes concerne leur domaine d'application. Les « méthodes locales » permettent d'estimer la pluie sur un lieu disposant d'une série climatologique tandis que les « méthodes régionales » visent à caractériser la pluie en tout point d'un territoire en s'appuyant sur l'ensemble des données disponibles. Le pas de temps pris en compte pour les ajustements peut être aussi un facteur sensible pour l'application des méthodes du fait de la différence des processus physiques à l'origine des précipitations et de la rareté de longues séries au pas infra-journalier.

Cet article présente les principaux résultats du projet Extraflo sur la comparaison des méthodes locales directes et indirectes au pas de temps journalier. Trois méthodes opérationnelles ont été évaluées :

- Les lois sur les valeurs extrêmes pour les valeurs supérieures à un seuil (Generalized Pareto Distribution GPD et loi exponentielle) utilisées dans le cadre d'une production opérationnelle par Météo-France.
- La méthode MEWP pour Multi-Exponential-Weather-Pattern (Garavaglia *et al.*, 2010) développée par EDF/DTG, dérivée de la méthode GRADEX (Duband, 1988) et enrichie à partir d'un découpage original des échantillons en type de temps et saison.
- La méthode SHYPRE (Arnaud, 1997) pour Simulation d'HYdrogramme pour la PREdétermination, développée par l'Irstea Aix en Provence, basée sur un générateur stochastique de chroniques pluvieuses.

La méthodologie d'inter-comparaison des méthodes s'est appuyée sur une panoplie de nouveaux scores statistiques mis au point dans le cadre du projet afin d'évaluer la justesse et la robustesse des différentes méthodes (Renard *et al.*, 2012). La discussion sur les résultats abordera aussi la question de la stationnarité de l'intensité des pluies extrêmes, hypothèse remise en cause dans les projections climatiques sur le XXIème siècle (rapport GIEC, 2007). Une recherche de tendances climatiques est en cours sur le jeu de données du projet et la prise en compte de ces éventuelles tendances dans les lois sur les valeurs extrêmes sera évaluée.

1. Données et méthodologie

1.1. Préparation des données

La sélection du jeu de données pluviométriques du projet Extraflo a visé à rassembler les meilleures séries climatologiques françaises en termes de qualité (moins de 10 % de valeur manquante, contrôles et validation) et de longueur (notamment séries de plus de 50 ans). Une attention particulière s'est portée sur les régions méditerranéennes concernées par les pluies journalières extrêmes les plus fortes (au-delà de 500 mm en 24 h). La figure 1 présente la carte des 1568 séries utilisées.

1.2. Méthodes et scores

1.2.1. Présentation des méthodes

• ***Loi sur les valeurs extrêmes : loi Pareto Généralisée (GPD) et loi exponentielle (EXPO) :*** La loi généralisée de Pareto (GPD) permet à partir d'un échantillon de valeurs supérieures à un seuil et d'un calage de trois paramètres (position, échelle, forme) de représenter les différents types de distribution des pluies extrêmes (Gumbel, Fréchet et Weibull). Différentes méthodes d'estimation de ces paramètres sont couramment utilisées : maximum de vraisemblance, moments, moments pondérés (Coles, 2001). Seuls les résultats de la méthode apparaissant la meilleure, celle des moments pondérés, sont présentés ici. L'apport d'une formulation à 3 paramètres en comparaison d'une simple loi exponentielle (EXPO) a aussi été évalué.

- ***Méthode MEWP :*** Cette méthode (Garavaglia *et al.*, 2010) est issue d'une combinaison de distributions exponentielles calées selon une classification en huit types de temps sur la France et en deux saisons. Les paramètres de chaque loi exponentielle sont obtenus selon la méthode du maximum de vraisemblance.
- ***Méthode SHYPRE :*** Le générateur de précipitations SHYPRE testé sous différents climats (Arnaud *et al.*, 2007) a été utilisé dans cette étude dans sa version 2009 (Cantet, 2009) avec un calage adapté sur les données journalières.

1.2.2. Scores

Les méthodes d'estimation des valeurs extrêmes ont été évaluées selon des critères mis au point dans le cadre du projet (Renard *et al.*, 2012) et permettant de caractériser leur fiabilité, mesurant la capacité d'un modèle à donner une valeur proche de la valeur réelle et leur robustesse, capacité pour un modèle à donner des estimations proches avec des échantillons différents. On trouvera les formules des scores dans le tableau 1.

Tableau 1 : Scores définis dans le cadre du projet visant à comparer la fiabilité (FF et N_T) et la robustesse ($SPAN_T$ et $COVER_T$) des lois d'estimation des valeurs extrêmes (Renard *et al.*, 2012).

Scores	Objectifs	Formule	Valeur optimale
FF	**Fiabilité** : estime la capacité du modèle à estimer la probabilité de la valeur maximale observée, en faisant le lien entre fréquence d'observation et probabilité de prévision.	$FF = 1 - \frac{2}{N}.\sum_{i=1}^{N}\left\|FF'_i - \frac{i}{N+1}\right\|$ où $FF_i = \left[F_{1,i}(m_{2,i})\right]^{N_2}$ suit une distribution de Kumaraswamy avec les paramètres N and 1 et (FF'_i) le tri de (FF_i) dans l'ordre croissant.	Compris entre 0 et 1 La valeur 1 est le score optimal
N_T	**Fiabilité** : vérifie si le quantile calculé est cohérent avec les observations de l'échantillon de validation	$N_T = 1 - \frac{2}{N}.\sum_{i=1}^{N}\left\|N'_{T,i} - \frac{i}{N+1}\right\|$ Où si q_T est le quantile estimé pour la durée de retour T, et $Nb_{T,i}$ le nombre d'observations de l'échantillon de validation supérieur à q_T, $N_{T,i}$ est la réalisation d'une loi binomiale : $N_{T,i} = \mathrm{P}(X \geq Nb_{T,i})$ et $X \sim Binomial(N_2, \frac{1}{T * N_2 / yr_2})$ N'_T le tri de N_T dans l'ordre croissant	Compris entre 0 et 1 La valeur 1 est le score optimal
$SPAN_T$	**Robustesse :** évalue la stabilité de l'estimation du quantile de durée de retour T, en calculant la différence entre les estimations issues de deux échantillons de la même station	$SPAN_T = 1 - \frac{1}{N}.\sum_{i=1}^{N} SPAN_{T,i}$ où $SPAN_{T,i} = 2\frac{\left\|\hat{q}_{T,i}(C1_i) - \hat{q}_{T,i}(C2_i)\right\|}{\hat{q}_{T,i}(C1_i) + \hat{q}_{T,i}(C2_i)}$ Différence entre les estimations issues de 2 échantillons de la même station.	Le score optimal est 0
$COVER_T$	**Robustesse :** évalue la capacité du modèle à estimer la variance de l'estimation, afin de vérifier qu'elle n'est pas dépendante de l'échantillon	$COVER_T = 1 - \frac{1}{N}.\sum_{i=1}^{N} COVER_{T,i}$ où Pour chaque station et chaque durée de retour, on calcule un score $COVER_T$ basé sur l'intervalle de confiance à 90 % (α=0.1). Soit $a_{\alpha,i}$ et $b_{\alpha,i}$ les limites de la part commune des intervalles de confiance : $a_{\alpha,i} = \max(\hat{q}_{\alpha/2,i}(C1_i), \hat{q}_{\alpha/2,i}(C2_i))$ et $b_{\alpha,i} = \max(\hat{q}_{1-\alpha/2,i}(C1_i), \hat{q}_{1-\alpha/2,i}(C2_i))$ $COVER_{T,i} = \frac{\mathrm{P}(a_{\alpha,i} < \hat{q}_{T,i}(C1_i) < b_{\alpha,i})\mathrm{P}(a_{\alpha,i} < \hat{q}_{T,i}(C2_i) < b_{\alpha,i})}{(1-\alpha)^2}$	Compris entre 0 et 1 La valeur 1 est le score optimal.

2. Comparaison des méthodes SHYPRE, MEWP, GPD et EXPO

On a d'abord comparé les estimations des différents quantiles obtenus par les trois méthodes : en moyenne, les quantiles estimés par la méthode MEWP s'avèrent légèrement inférieurs à ceux issus des méthodes GPD et SHYPRE, dont les moyennes sont très proches. Sur la figure 2 pour le quantile 10 ans, on peut noter également que les écarts entre ces trois méthodes sont maximums pour les valeurs de précipitation les plus fortes. Ces différences

persistent sur les quantiles supérieurs et notamment la durée de retour centennale. On peut mettre en évidence aussi qu'elles présentent certaines structures régionales. La figure 3 représente un pointage des stations pour lesquelles une des trois méthodes est significativement supérieure aux deux autres (écart supérieur à 10 %). On observe une prédominance des classes GPD (213 stations) et SHYPRE (95 stations) alors que la classe MEWP ne contient que 12 stations. Les estimations supérieures pour la méthode SHYPRE se retrouvent préférentiellement sur le relief, notamment des Cévennes et des Alpes.

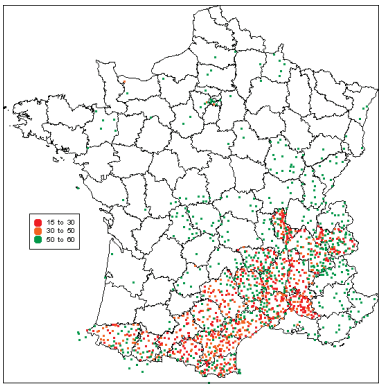


Figure 22 : Carte des 1568 stations utilisées dans le projet EXTRAFLO : les points verts signalent les séries de longueur supérieures à 50 ans, les points oranges celles de plus de 30 ans, les points rouges celles de plus de 15 ans.

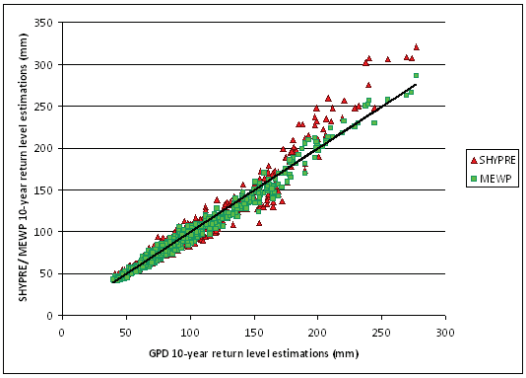


Figure 2 : Estimations des durées de retour 10 ans avec les méthodes GPD, MEWP et SHYPRE : échantillon complet (693 séries de plus de 50 ans).

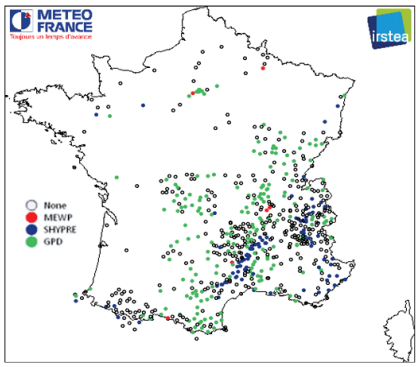
2.1. Fiabilité

Les scores caractérisant la fiabilité (FF et N_{10}) sont meilleurs pour les trois méthodes SHYPRE, MEWP et GPD que pour la loi EXPO et assez proches entre eux (voir tableau 2). SHYPRE obtient légèrement les meilleurs résultats.

La figure 4 montre également pour le score FF des performances voisines pour les trois méthodes MEWP, SHYPRE et GPD (proximité de la bissectrice) qui s'avèrent très supérieures à une simple loi exponentielle.

Tableau 2 : Comparaison des critères N_{10} et FF entre les quatre méthodes (pour les séries de plus de 50 ans).

	Calage (25 années) - Validation (25 années)	
	FF	N_T
SHYPRE	0,95	0,85
MEWP	0,92	0,72
GPD	0,93	0,80
EXPO	0,69	0,62



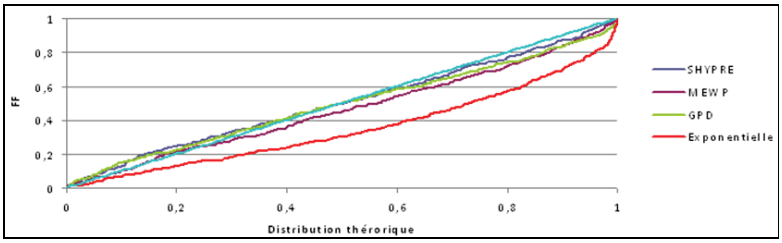


Figure 4 (au dessus) : Score FF calculé sur les longues séries de plus de 50 ans (693 séries) pour les 4 méthodes (SHYPRE, MEWP, GPD et exponentielle.

Figure 3 (à gauche) : Carte des différences entre les estimations de pluie de durée de retour centennale sur la France : les points rouges indiquent une estimation plus forte de MEWP (+10 % par rapport aux 2 autres méthodes), les points bleus de SHYPRE, les points verts de GPD

2.2. Robustesse

Seuls les résultats du critère $SPAN_T$ pour les lois SHYPRE, MEWP et GPD sont présentés ici (tableau 3) pour l'ensemble des séries, y compris les séries courtes (calage et validation sur 10 années, 15 années ou 25 années). Les meilleurs résultats sont obtenus pour les lois MEWP et SHYPRE. Les écarts s'accentuent pour le quantile 100 ans par rapport au quantile 10 ans. La méthode GPD montre une forte sensibilité de ses résultats à la taille de l'échantillon. Sur le tableau 4 (échantillons sans la valeur maximale observée), la méthode GPD présente encore des résultats inférieurs aux deux autres méthodes pour le $SPAN_T$, y compris avec les échantillons plus longs de 25 années.

Tableau 3 : Score du critère $SPAN_T$ entre les trois méthodes SHYPRE, MEWP et GPD (pour toutes les séries).

$SPAN_T$	Calage – Validation (10 années)		Calage – Validation (15 années)		Calage – Validation (25 années)	
	T= 10 ans	T= 100 ans	T= 10 ans	T= 100 ans	T= 10 ans	T= 100 ans
GPD	0,82	0,65	0,86	0,70	0,88	0,76
MEWP	0,86	0,81	0,89	0,85	0,92	0,89
SHYPRE	0,87	0,84	0,90	0,87	0,93	0,91

Tableau 4 : Score du critère $SPAN_T$ entre les trois méthodes SHYPRE, MEWP et GPD (pour toutes les séries sans le maximum annuel).

$SPAN_T$	Calage – Validation (10 années)		Calage – Validation (15 années)		Calage – Validation (25 années)	
	T= 10 années	T= 100 années	T= 10 années	T= 100 années	T= 10 années	T= 100 années
GPD	0,95	0,90	0,95	0,90	0,96	0,93
MEWP	0,97	0,95	0,98	0,97	0,98	0,97
SHYPRE	0,98	0,97	0,98	0,98	0,99	0,98

3. Discussion

3.1. Analyse comparative des performances des méthodes

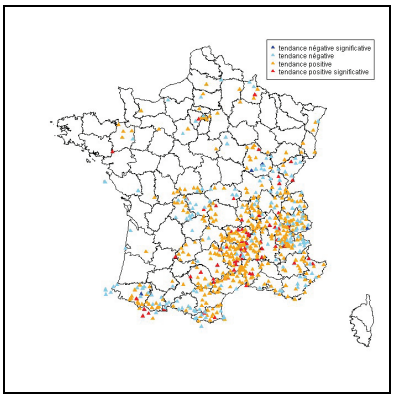
La méthode MEWP présente des estimations de quantiles souvent inférieurs aux méthodes GPD ou SHYPRE mais obtient de bons scores globaux en fiabilité et robustesse. La méthode SHYPRE, qui présente des estimations différentes des deux autres méthodes sur certaines zones de relief, obtient aussi de bons scores en fiabilité et robustesse. La loi GPD, et encore plus la loi exponentielle, présente des performances inférieures aux deux autres méthodes, surtout en termes de robustesse et s'avère sensible aux effets d'échantillonnage.

3.2. Tendances climatiques

L'hypothèse de la stationnarité des précipitations extrêmes, utilisé dans les différentes méthodes, a été discutée dans plusieurs études récentes, analysant les tendances dans les séries observées de pluies extrêmes sur la Suisse (Fallot, 2011), à partir du générateur SHYPRE (Cantet, 2009) ou dans les réanalyses climatiques à l'échelle globale (Min *et al.*, 2011). Le jeu de données du projet Extraflo, de part sa densité et sa qualité, est particulièrement adapté pour la recherche d'éventuelles tendances climatiques, notamment sur les valeurs maximales annuelles mais aussi sur les différents quantiles estimés (ici avec une loi GEV) sur des périodes différentes ou sur les paramètres eux mêmes de la loi. Les tendances sur les valeurs extrêmes annuelles sont observées à la hausse sur près de 75 % des 693 séries du projet de plus de 50 ans dont 15 % présentent des tendances significatives (voir figure 5). Cette tendance est encore plus marquée sur la zone Méditerranéenne (80 % de tendance positive) et peut aussi être mise en évidence sur l'évolution de l'estimation des différents quantiles (10 ans, 50 ans, 100 ans). Ainsi, 66 % des séries présentent une évolution à la hausse du quantile décennal. La suite de l'étude vise à évaluer l'intérêt de la prise en compte de cette tendance par les lois sur les valeurs extrêmes telle que GEV. Différents tests d'ajustement par des splines cubiques des paramètres de position et de dispersion (voire du

paramètre de forme) ont été appliqués. La figure 6, sur la série de Villefort, illustre pour chaque quantile l'évolution simulée au cours du siècle. Le quantile de durée de retour 10 ans varie de moins de 200 mm en 1901 à plus de 300 mm en 2011, à comparer avec la valeur de 245 mm donnée par la loi GPD sur la période totale. Ces résultats seront prochainement étendus aux pas de temps infra journalier (1 heure et 6 heures) pour identifier un comportement spécifique éventuel des précipitations intenses liées à la convection.

Figure 5 (à gauche) : Analyse des tendances linéaires pour les valeurs maximales annuelles sur les 693 longues séries (plus de 50 ans) : en rouge les séries présentant une tendance positive significative, en orange les tendances positives non significatives, en bleu clair les tendances négatives non significatives et bleu foncé les tendances négatives significatives.



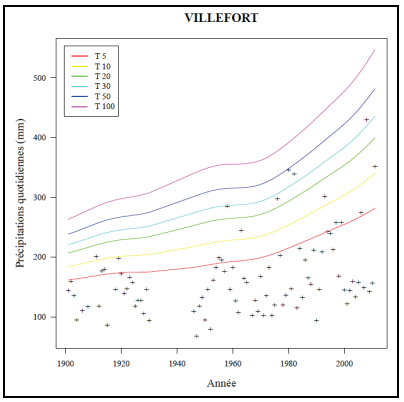


Figure 6 (à droite) : Maxima annuels de précipitation à Villefort (zone Cévennes) de 1900 à 2010 et évolution de la durée de retour 50 ans avec une loi GEV prenant compte une tendance linéaire sur le paramètre de position.

Remerciements : Cette étude a bénéficié du soutien financier de l'Agence Nationale de la Recherche dans le cadre du projet Extraflo et les auteurs remercient particulièrement le coordinateur du projet Michel Lang (Irstea Lyon) pour le soutien apporté à l'ensemble des travaux.

Références bibliographiques

Arnaud P., 1997 : *Modèle de prédétermination de crues basé sur la simulation. Extension de sa zone de validité, paramétrisation du modèle horaire par l'information journalière et couplage des deux pas de temps*. Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II.

Arnaud P., Fine J-A., Lavabre J., 2007 : An hourly rainfall generation model applicable to all types of climate. *Atmospheric Research*, 95, 230-242,

Ashkar F., Nwentsa Tatsambon C., 2007 : Revisiting some estimation methods for the generalized Pareto distribution. *Journal of Hydrology*, 346, 136-143.

Cantet P, 2009 : *Impacts du changement climatique sur les pluies extrêmes par l'utilisation d'un générateur stochastique de pluies*. Thèse de doctorat de l'Université de Montpellier 2.

Cernesson F., 1993 : *Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courantes à rares sur petits bassins versants méditerranéens*. Thèse de doctorat de l'Université Montpellier II.

Coles S., 2001: *An introduction to statistical modelling of extreme values*. Springer series in statistics.

Coles S., Perricchi L., Sisson S., 2003 : A fully probabilistic approach of extreme rainfall modelling. *Journal of Hydrology*, 273, 35-50.

Fallot J-M, 2011 : *Efficacité des analyses de Gumbel pour déterminer les précipitations journalières extrêmes en Suisse*. Actes du XXIVème colloque de l'AIC, 243-248.

Garavaglia F., 2011 : *Méthode SHADEX de prédétermination des crues extrêmes*. Thèse de doctorat de l'Université de Grenoble.

Jenkinson A-F., 1955 : The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81, 158-176.

Kumaraswany P., 1980 : a generalized probability density functions for double-bounded random processes. *Journal of Hydrology*, 46, 79-88.

Lang M., Ouarda T., Bobée B., 1999 : Towards operational guidelines for over-threshold modelling. *Journal of Hydrology*, 225, 103-117.

Pickands J., 1975 : Statistical inference using extreme order statistics. *Annals of Statistics*, 3, 119-131.

Renard B., Kochanek K., Lang M., Garavaglia F., Paquet E., Neppel L. Najib K., Carreau J., Arnaud P., Aubert Y., Borchi F., Soubeyroux J.-M., Jourdain S., Veysseire J.-M., Sauquet E., Cipriani T., Auffray A., 2012 : Data-based comparison of frequency analysis methods: a general framework. *Water Resources Research*, Submitted.

Min S.-K., Zhang X, Zwiers F.W., Hegeri G.-C., 2011 : Human contribution to more intense precipitation extremes. *Nature*, 470, 378-381, doi: 10.1038/nature09763.

IMPACT DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER SUR LES VENTS CÔTIERS

Bamol SOW [1, 2], Patrick MARCHESIELLO [3], Moctar CAMARA [1], Christophe MESSAGER [4] et Samo DIATTA [1]

[1] *Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC - Université de Ziguinchor - BP 523 Ziguinchor, Sénégal - bamosow@yahoo.fr ; bsow@univ-zig.sn*
[2] *Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan – Siméon Fongang (LPAOSF) – ESP/UCAD, Dakar, Sénégal.*
[3] *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) – Toulouse, France.*
[4] *Laboratoire de Physique des Océans (LPO) – Brest, France.*

Résumé : *le modèle atmosphérique WRF (Weather Research and Forecasting) forcé successivement par la température de surface de la mer (SST) Reynolds à 1° de résolution et la SST du modèle océanique ROMS (Regional Ocean Modeling System) à 15 km de résolution pour le mois d'avril 2004 a permis d'étudier la sensibilité des vents côtiers à la SST. Les résultats obtenus sont comparés avec les vents satellitaires et mettent en évidence la capacité du modèle WRF forcé par la SST à 15 km de résolution à reproduire les structures de méso-échelle des vents de surface côtiers au-dessus des filaments d'eaux froides. A la traversée de ces filaments, les vents de surface venant du nord sont successivement décélérés puis accélérés, créant respectivement des zones de convergence et de divergence.*

Mots-clés *: Température de surface de la mer, variations du vent côtier, upwelling côtier, interactions air-mer.*

Abstract: Impacts of sea surface temperature on coastal winds.
The atmospheric model (WRF, Weather Research and Forecasting) is successively forced by the Reynolds sea surface temperature (SST) at 1° of horizontal resolution and the SST derived from ROMS (Regional Ocean Modeling System) model at 15 km during April 2004 to study the sensitivity of the coastal winds to the SST forcing. The results are compared with satellite winds and highlight the ability of WRF forced by high resolution SST to reproduce the mesoscale structures of surface coastal winds above cold upwelling filaments. Across these filaments, northerly surface winds are first decelerated when passing from warm to cold waters then accelerated from cold to warm waters on the other side of the filament, creating respectively wind convergence and divergence zones.

Keywords*: Sea surface temperature, coastal wind variations, coastal upwelling, air-sea interactions.*

Introduction

Les observations satellitaires des vents de surface et de la température de surface de la mer (SST) ont permis de montrer que l'océan exerce une forte influence sur les vents de la couche limite atmosphérique marine (MABL) sur des échelles supérieures à quelques kilomètres, dans des régions caractérisées par des fronts de température associés à des courants océaniques (Small *et al*., 2008). La modification des vents de surface par les gradients de SST ont fait l'objet d'observations et de modélisation dans le Pacifique Equatorial Est (Chelton, 2005), l'Atlantique Nord (Park et Cornillon, 2002), le Courant des Aiguilles en Afrique du sud (O'Neill *et al*., 2005), la région des Açores (Giordani *et al*., 1998). Plusieurs résultats basés sur des observations indiquent que la structure de la température, du vent et des flux turbulents de la couche limite diffèrent significativement de part et d'autre d'un front de SST avec une accélération des vents soufflant des eaux froides vers les eaux chaudes et une décélération dans le sens contraire à travers le front (Friehe *et al*., 1991), mais les mécanismes par lesquels les vents de surface répondent au forçage de l'océan sont encore mal connus et restent un sujet de recherche pour plusieurs études en cours.

Dans cette étude, nous nous intéressons à l'impact de l'utilisation de la SST haute résolution sur la qualité des estimations de vent le long des côtes sénégalaises, donc à des échelles de quelques dizaines de kilomètres. Nous décrirons les données et méthodes utilisées et présenterons les résultats obtenus accompagnés de discussions.

1. Méthodologie

Nous avons utilisé le modèle atmosphérique WRF (Skamarock *et al.*, 2007) dans la zone sénégalo-mauritanienne entre les latitudes 10°N et 21°N et les longitudes 22°W et 15°W. Sa résolution spatiale est de 20 km avec une sortie toutes les 6 heures. Dans les deux expériences numériques réalisées, le modèle est initialisé et forcé par les réanalyses NCEP (National Centers for Environmental Prediction). La seule différence réside dans le forçage en SST où le modèle est forcé par la SST Reynolds dans la première expérience et par la SST du modèle ROMS dans la seconde.

La SST Reynolds (Reynolds et Smith, 1995) est développée au NCDC (National Climatic Data Center) avec une résolution spatiale de 1°. La SST modélisée provient d'une simulation à 15 km de résolution de la version ROMS_AGRIF (Penven *et al.*, 2006 ; Debreu *et al.*, 2012) du modèle océanique ROMS (Shchepetkin et McWilliams, 2005) forcé en surface par les vents satellitaires QuikSCAT journaliers et les flux climatologiques COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), et initialisé et forcé aux frontières par les sorties du modèle ECCO (Estimating the Circulation and Climate of the Ocean).

La SST du modèle a été comparée à la SST MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) à 4 km de résolution (http://oceancolor.gsfc.nasa.gov) interpolée sur la grille ROMS pour vérifier que les structures de méso-échelle simulées sont observées sur les données satellitaires. Les sorties de vent de ces deux expériences sont comparées aux vents journaliers QuikSCAT à 0,5° de résolution horizontale provenant du CERSAT (www.ifremer.fr/cersat).

2. Résultats

La figure 1 représente de gauche à droite la moyenne en avril 2004 de la SST ROMS, SST Reynolds et SST MODIS. Le modèle ROMS reproduit assez bien les structures frontales et de méso-échelle montrées par l'observation satellitaire, avec un fort refroidissement à la côte qui se caractérise par la présence de filaments d'eaux froides non reproduits par la SST grande échelle de Reynolds. Ce refroidissement est dû à l'upwelling côtier qui résulte du forçage des alizés de nord, quasi parallèles à la côte, générant ainsi un transport d'Ekman vers le large, compensé par un transport vertical à la côte. La résolution de 1° de la SST Reynolds ne permet pas de mettre en évidence les structures frontales et de méso-échelle montrées par le modèle et le produit satellitaire. Cette différence de structure spatiale de la SST du modèle et de Reynolds a-t-elle un impact sur la structure des vents de surface qui soufflent au-dessus des eaux côtières ?

Pour répondre à cette question, nous avons analysé la structure des champs de vent à 10 m du modèle WRF forcé respectivement par la SST ROMS et la SST Reynolds dont la force et la direction sont représentées sur la figure 2 et comparés avec les vents QuikSCAT.

Dans les deux expériences où le modèle WRF est forcé respectivement par la SST ROMS (figure 2, gauche) et par la SST Reynolds (figure 2, centre), la direction des vents à 10 m est assez bien reproduite au niveau régional. Les vents sont de secteur nord à nord-ouest le long de la côte et de nord à nord-est plus au large. En termes d'intensité le modèle semble sous-estimer le vent. A plus fine échelle, la structure spatiale du vent WRF forcé par la SST haute résolution (figure 2, gauche) est plus proche de l'observation satellitaire (figure 2, droite) que le vent WRF forcé par la SST Reynolds (figure 2, centre) avec notamment la reproduction d'une structure filamenteuse sur la côte nord du Sénégal. Des expériences sont en cours sur l'étude de sensibilité du vent à la physique du modèle atmosphérique pour améliorer la force du vent.

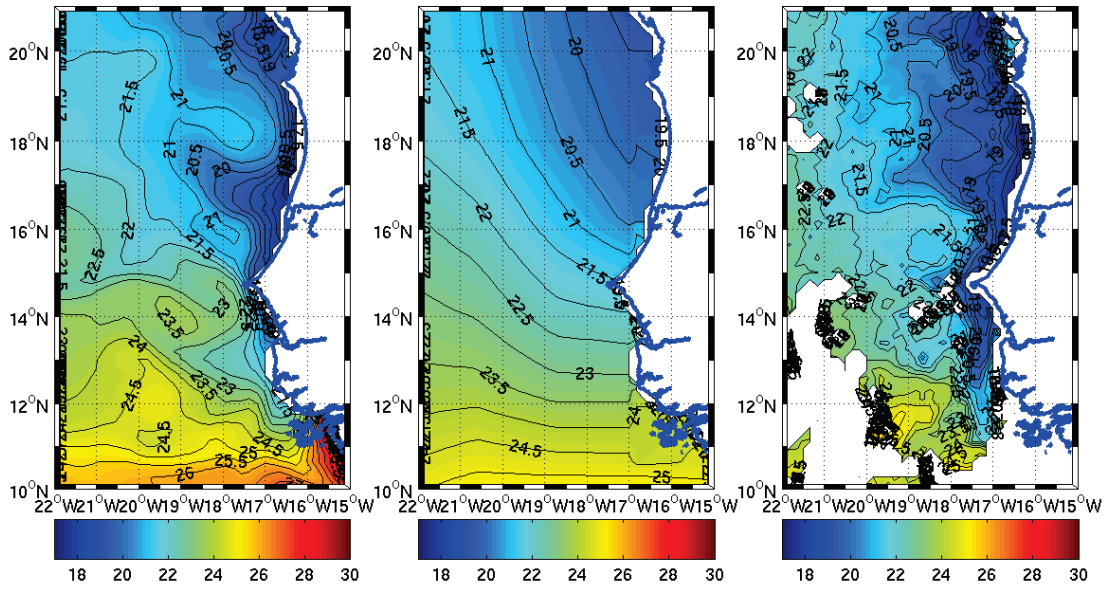


Figure 1 : Moyenne mensuelle de la température de surface de la mer (°C) simulée par le modèle ROMS (gauche), de Reynolds (centre) et satellitaire MODIS (droite) en avril 2004.

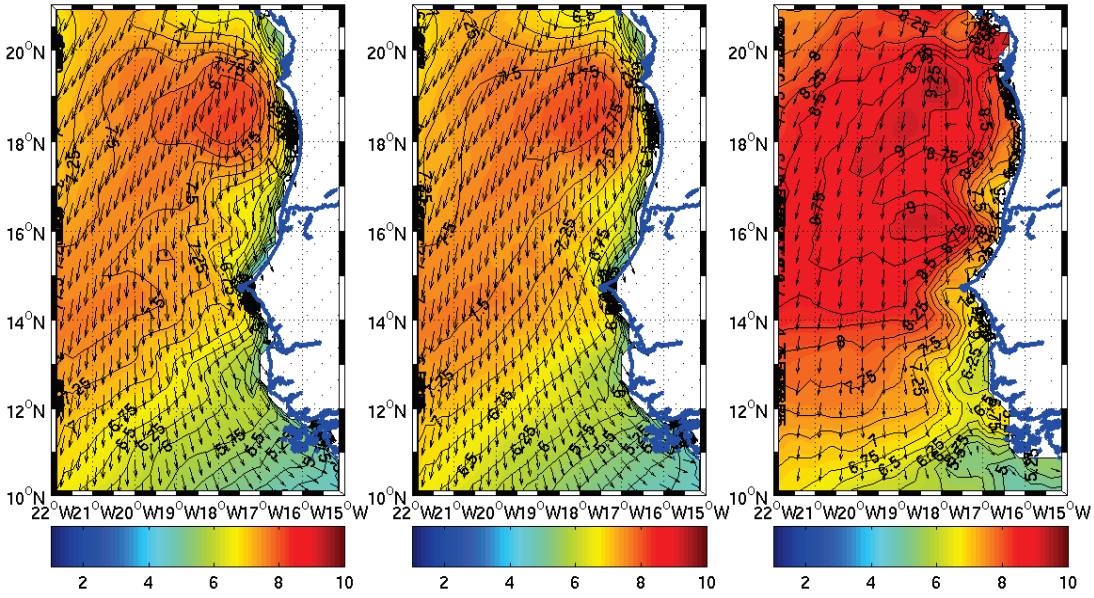


Figure 2 : Force ($m.s^{-1}$) et direction du vent (flèches) simulé par le modèle WRF forcé par la SST ROMS (gauche), la SST Reynolds (centre) et fournies par le produit satellitaire QuikSCAT (droite).

La figure 3 montre la différence de SST entre ROMS et Reynolds (à gauche) et celle du vent WRF forcé par ces deux produits de SST (à droite) en avril 2004. Le long des côtes sénégalaises et mauritaniennes, le modèle ROMS produit des SST plus froides que celles de Reynolds avec des écarts atteignant 3°C, ces écarts se réduisent en allant plus au large.

La structure spatiale de la différence entre les vents WRF forcé par ROMS d'une part et par la SST Reynolds d'autre part est comparée à celle des différences de SST (figure 3, droite). En termes d'intensité, le modèle WRF forcé par la SST ROMS, plus froide, produit des vents plus faibles le long des côtes. Mieux, la signature de la structure filamenteuse observée sur la SST ROMS et sur la différence de SST a un impact direct sur les vents côtiers : la vitesse du vent est plus faible dans les zones côtières d'anomalie froide.

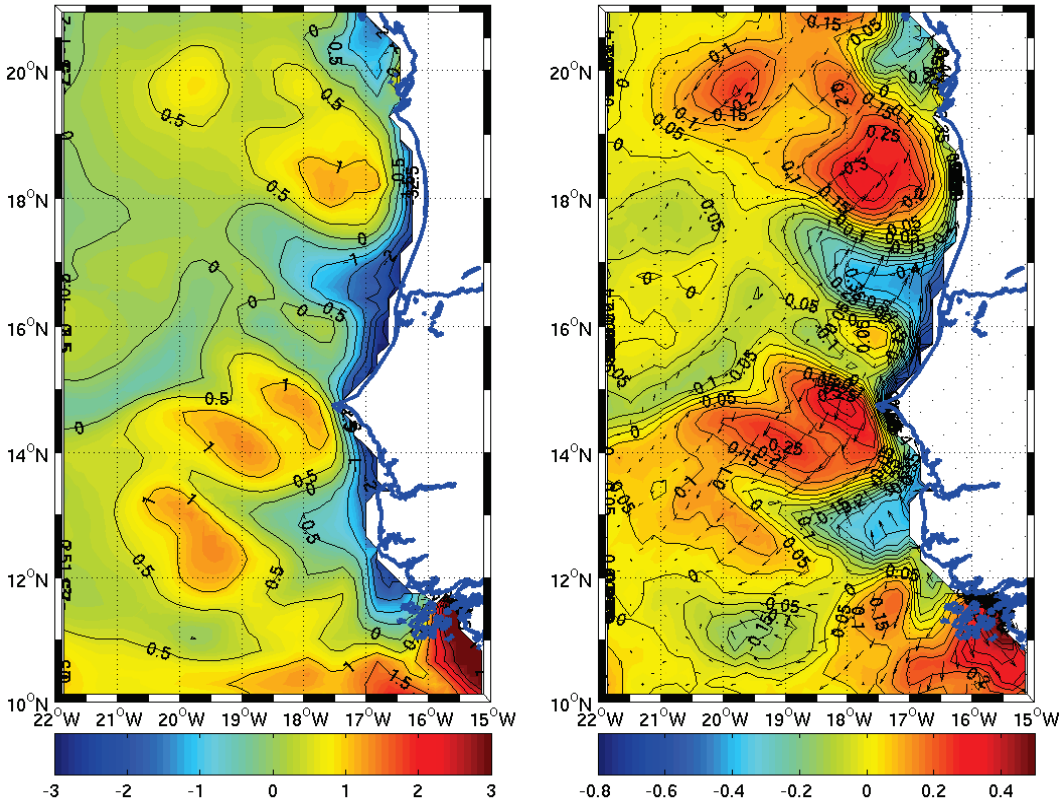


Figure 3 : Différence de SST entre le modèle ROMS et Reynolds (gauche) (°C) et de vent WRF forcé par ces SST ($m.s^{-1}$).

La figure 4 montre le gradient zonal de la SST ROMS et le rotationnel du vent WRF forcé par la SST ROMS. La décroissance zonale de la SST vers la côte observée sur la figure 1, entraîne un gradient négatif à la côte, il s'ensuit d'après les résultats montrés par la figure 3, une diminution de la vitesse du vent à la côte et un rotationnel positif du vent tout le long de la côte. Ce rotationnel présente des maxima relatifs en amont des Caps (Cap Blanc vers 21°N, Dakar vers 14,73°N) et peut engendrer un pompage d'Ekman positif contribuant ainsi à la remontée des eaux froides à la côte. La figure 5 montre le gradient méridien de la SST ROMS et la divergence du vent WRF forcé par la SST ROMS. Les fronts de SST sont associés à une signature assez nette dans la divergence du vent. Les vents soufflent perpendiculairement au front de SST qui est zonal, ils convergent en amont du front lorsqu'ils passent des eaux chaudes aux eaux froides et divergent à la sortie du front de SST. Ces convergences et divergences sont associées respectivement à une décélération et une accélération des vents à travers le front de SST.

Les comparaisons entre le gradient zonal de la SST et le rotationnel du vent d'une part et entre le gradient méridien de SST et la divergence du vent d'autre part confirment le type de corrélation entre SST et vent de surface qu'ont proposé Chelton *et al*. (2005). Des résultats similaires ont été trouvés par O'Neill *et al*. (2003) dans l'Océan Austral sur la relation étroite entre le gradient méridien de SST et la divergence du vent. En effet cette étude montre qu'un gradient croissant de la SST dans la direction du vent entraîne une accélération des vents de surface provoquant une divergence alors qu'une diminution de la SST dans la direction du vent a pour effet de décélérer les vents créant ainsi une zone de convergence.

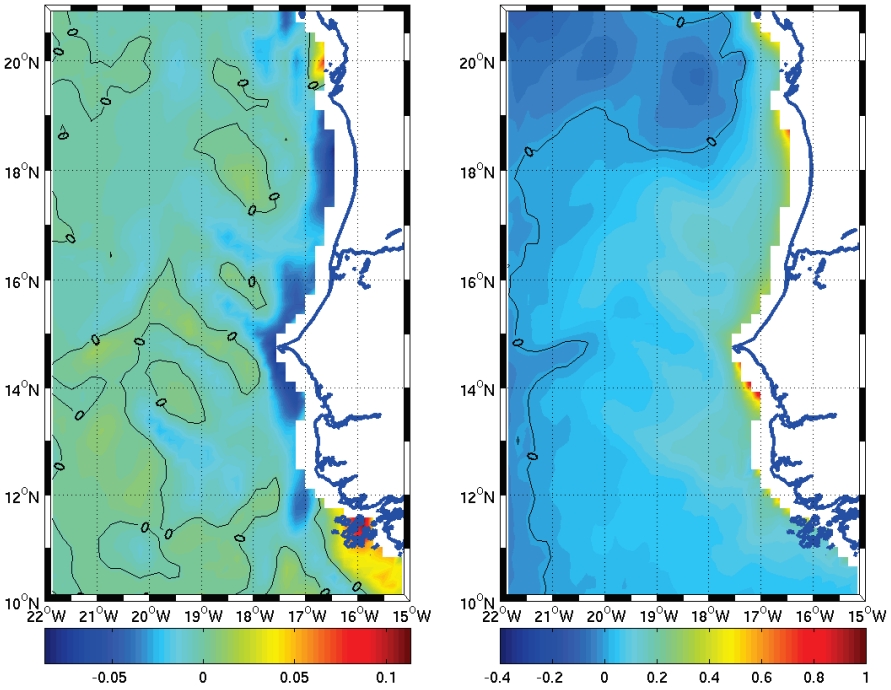


Figure 4 : Gradient zonal de la SST ROMS (°C.km^{-1}) et rotationnel du vent WRF forcé par la SST ROMS (s^{-1}).

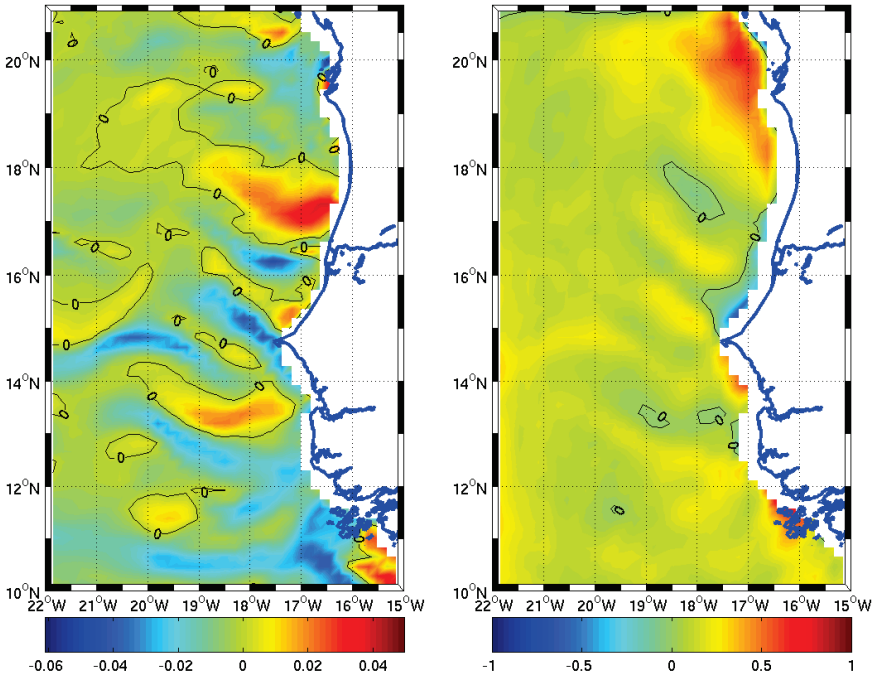


Figure 5 : Gradient méridien de SST ROMS (°C.km^{-1}) et divergence du vent WRF forcé par ROMS (s^{-1}).

Conclusion

Les expériences numériques réalisées sur la zone sénégalo-mauritanienne ont permis de montrer que le refroidissement des eaux de surface durant la saison d'upwelling affaiblit le vent côtier créant ainsi un fort rotationnel du vent à la côte. En outre, les alizés de nord durant cette période, en traversant les filaments d'eaux froides sont d'abord ralentis puis accélérés à la sortie créant respectivement des zones de convergence puis de divergence des vents en amont et en aval du filament. Il en résulte que les structures frontales de la SST influencent celles du

vent côtier. Cependant des études réalisées dans d'autres systèmes d'upwelling ont montré que la structure des vents côtiers dépend non seulement de la structure de la SST mais également de l'orographie côtière (Perlin *et al.,* 2007 ; Boé *et al.,* 2011).

Remerciements : Cette étude a été réalisée avec le soutien de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), le Ministère Sénégalais de la Recherche Scientifique et Technique à travers le Fonds d'Impulsion de la Recherche Scientifique et Technique (FIRST). Nos remerciements vont aussi à la NASA pour la production des données MODIS, à Dominique Dagorne de l'US IMAGO/IRD pour l'extraction des données satellitaires et à Claude Roy (LPO) pour la relecture du manuscrit.

Références bibliographiques

Boé J., A. Hall, F. Colas, J. C. McWilliams, X. Qu, J. Kurian and S. B. Kapnick, 2011 : What shapes mesoscale wind anomalies in coastal upwelling zones? *Clim. Dyn.,* 36, 2037-2049, DOI 10.1007/s00382-011-1058-5.

Chelton D. B., 2005 : The impact of sst specification on ECMWF surface wind stress fields in the Eastern Tropical Pacific. *J. Clim.*, 18, 530-550.

Debreu L., P. Marchesiello, P. Penven and G. Cambon, 2012 : Two-way nesting in split-explicit ocean models: algorithms, implementation and validation. *Ocean Modelling*, in press.

Friehe C.A., W. J. Shaw, D. P. Rogers, K. L. Davidson, W. G. Large, S. A. Stage, G. H. Crescenti, S. Khalsa, G. K. Greenhut and F. Li, 1991 : Air-sea fluxes and surface layer turbulence around a sea surface temperature front. *J. Geophys. Res.*, 96, 8593-8609.

Giordani H., S. Planton, B. Benech, and B.-H. Kwon, 1998 : Atmospheric boundary layer response to sea surface temperatures during the SEMAPHORE experiment. *J. Geophys. Res.*, 103, 25,047-25,060.

O'Neill L. W., D. B. Chelton, S. K. Esbensen and F. J. Wentz, 2005 : High-resolution satellite measurements of the atmospheric boundary layer response to SST variations along the Agulhas Return Current. *J. Clim.*, 18, 2706-2723.

O'Neil L., D. Chelton and S. Esbensen, 2003 : Observations of SST-induced perturbations of the wind stress field over the Southern Ocean on seasonal timescales. *J. Climate*, 16, 2340-2354.

Park K.-A. and P. Cornillon, 2002 : Stability-induced modification of sea surface winds over Gulf Stream rings. *Geophys. Res. Lett.*, 29(24), 2211, doi:10.1029/2001GL014236.

Penven P., L. Debreu, P. Marchesiello, and J.C. McWilliams, 2006 : Evaluation and application of the ROMS 1-way embedding procedure to the central california upwelling system. *Ocean Modeling*, 12, 157-187.

Perlin N., Skyllingstad E.D., Samelson R.M., Barbour P.L., 2007 : Numerical simulation of air-sea coupling during coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.*, 37, 2081-2093.

Reynolds R. W. and T. M. Smith, 1995 : A high resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, 8, 1571-1583.

Shchepetkin A. F., J. C. McWilliams, 2005 : The regional oceanic modeling system (ROMS): a split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modeling*, 9, 347-404.

Skamarock W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang and J. G. Powers, 2007 : *A description of the advanced research WRF version 2*. NCAR/TN-468STR, NCAR technical note, 88 pp.

Small R.J., S.P. deSzoeke, S.P. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, S. Minobe, 2008 : Air–sea interaction over ocean fronts and eddies. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 45, 274-319.

LA VILLE DE DOUALA : ENTRE BAISSE DES PRÉCIPITATIONS ET HAUSSE DES TEMPÉRATURES

Gratien TCHIADEU, Joseph Magloire OLINGA OLINGA

Université de Douala, Département de Géographie, B.P. 3132, Douala, Cameroun.
gtchiadeu@yahoo.fr ; joseph_olinga87@yahoo.fr

Résumé : *Le climat de ville de Douala (Cameroun) est fortement influencé par les invasions saisonnières de la mousson atlantique. Celle-ci se manifeste pendant les mois de la saison des pluies par une forte prodigalité pluviométrique. Au cours de la période d'étude (1951-2007), les hauteurs de précipitations annuelles ont considérablement baissé à partir de 1971. Cette diminution, de l'ordre de 723,8 mm, est significativement corrélée à une baisse du nombre jours de pluies. En ce qui concerne les températures, maximales et minimales (1960-2006), on note une hausse sensible qui oscille entre 1,2°C et 0,6°C ce qui fait de la ville de Douala, un îlot de chaleur. Cette nouvelle configuration climatique a des influences très importantes sur les écosystèmes et le développement humain.*

Mots-clés : *Douala, précipitation, température.*

Abstract: The city of Douala: between decrease of precipitation and increase of temperature.
The Douala climate is influenced by the season invasion of the Atlantic monsoon. These air masses can be noticed during the rainy season through a lot of rainfall. At the time the study was carried out (1951-2007), the amount of annual rainfall has significantly decreased from 1971 to 723.8 mm. The decrease of annual rainfall is correlated with the reduction of wet days. Concerning the highest and lowest temperature, we noticed a relative increase that varies from 1.2°C to 0.6°C, which explains the hot weather in Douala. This new climatic configuration has a great influence on ecosystems and human development.

Keyswords: *Douala, rainfall, temperature.*

Introduction

A partir de longues séries chronologiques climatiques disponibles dans de nombreuses stations, il est aisé de dégager à travers des études les grandes variations qui les caractérisent. A Douala, l'analyse des précipitations journalières sur la période 1951-2007, soit 56 années d'observation, met en évidence une forte décroissance des précipitations annuelles à partir de 1971 et une récurrence des années anormalement sèches au cours de la décennie 90 (Sighomnou, 2004). Cette baisse pluviométrique est significativement corrélée au seuil de 5 % (R = 0,67) à une baisse du nombre de jours de pluie, de l'ordre de 20 jours par an (Tchiadeu et Ketchemen, 2009). Les températures maximales et minimales observées quotidiennement sur la période 1960-2006, se caractérisent par une hausse sensible pouvant atteindre, au cours de certains mois, 0,6°C voire 1°C, ce qui fait de la ville de Douala, un îlot de chaleur urbain par rapport aux campagnes environnantes.

Cette baisse des hauteurs pluviométriques annuelles cache cependant quelques crises environnementales qui se manifestent ici, à savoir les inondations. Leur occurrence est due à la forte occupation des secteurs à risque et l'encombrement des drains. Il suffit d'une succession de jours de pluies et une hauteur de précipitations plus ou moins importante pour déclencher des inondations éclairs aux conséquences catastrophiques. Tel fut le cas des inondations du 2 et 3 août 2000 avec respectivement 63 et 89,1 mm de pluie. L'augmentation des températures fait de Douala, et plus précisément, certains lieux de la ville, des îlots de chaleur urbains. Si ceci reste une constante dans les grandes villes, il n'en demeure pas moins que cette hausse, compte tenu déjà de l'inconfort bioclimatique dû à une humidité saturante, pourrait entraîner une augmentation de la consommation électrique, des boissons alcoolisées et gazéifiées, et une recrudescence de certaines maladies à caractère respiratoires, dermatologiques, etc.

1. Présentation de l'espace d'étude

Située au nord de l'équateur entre 3°59' et 4°80' de latitude Nord et 9°45' et 9°83' de longitude Est, la ville de Douala a une superficie estimée de nos jours à 25 000 ha. Cette surface est passée de 4 800 ha en 1980, à 17 850 ha en 2000. La dynamique spatiale s'est faite par absorption continue des villages périphériques et une occupation des milieux à risque. Sa population est passée de 26 000 habitants en 1970 à près de 2 700 000 habitants en 2007, soit environ 11% de la population urbaine nationale. Cette ville redistribue l'essentiel de la population qu'elle attire entre ses différents quartiers très souvent anarchiques et ses périphéries proches ou lointaines avec pour corollaire une occupation des espaces *non aedificandi*.

2. Données et méthodes

Les données pluviométriques et thermiques utilisées dans ce travail sont issues de la direction de la météorologie nationale du Cameroun. Les données de précipitations couvrent la période 1951-2007, soit 56 années d'observations. Pour les températures, ce sont à la fois les températures minimales et maximales au cours de la période 1960-2006, soit 47 années d'observation. Le fichier de données utilisées est fourni au pas de temps quotidien. Pour les deux paramètres climatiques (précipitations et températures), les valeurs manquantes représentent moins de 1 % du volume global. Celles-ci ont été remplacées dans le fichier interannuel par la moyenne de la série.

Nous avons essentiellement utilisé les méthodes statistiques les plus traditionnelles pour le traitement des données (moyenne, corrélation linéaire de Bravais-Pearson et régression linéaire simple). A cela s'ajoute les tests non paramétriques. La méthode des moindres carrés a été appliquée sur les données brutes pour déterminer la tendance générale du phénomène à analyser. En ce qui concerne le test non paramétrique de Pettitt, réputé pour sa robustesse, c'est un test dérivé de la formulation du test de Mann-Whitney (Snijders, 1986). Basé sur la corrélation des rangs, le test de Pettitt signale un changement abrupt dans une série chronologique, tout en découpant la série principale de N éléments en deux sous-séries regroupées et classées par ordre croissant, qui précise la position du point d'inflexion marquant une rupture éventuelle (Bigot, 2004).

3. Bref rappel des variations pluviométriques et thermiques moyennes annuelles

3.1. Les précipitations

Les données de la station de Douala sont indubitablement assez représentatives de l'ambiance climatique qui prévaut sur le littoral camerounais, mélange d'une humidité saturante, de chaleur et d'une prodigalité pluviométrique. Les hauteurs pluviométriques enregistrées donnent la mesure de l'ampleur de la mousson qui s'exerce sans partage au cours de la saison véritablement humide (juillet-septembre).

L'apparition des pluies est relativement lente de janvier à mars jusqu'à l'installation définitive de la véritable saison de pluies. La décroissance est beaucoup plus rapide en octobre et novembre corrélativement au rythme de progression du FIT due au retrait de la mousson vers le sud. Le régime pluviométrique moyen annuel se caractérise par une saison sèche (décembre à février) et une saison des pluies (mars à novembre). Indéniablement, ce qui fait la spécificité de la station de Douala est non seulement le nombre de mois pluvieux (9 mois), mais également les hauteurs pluviométriques soutenues, dépassant 700 mm en août (figure 1).

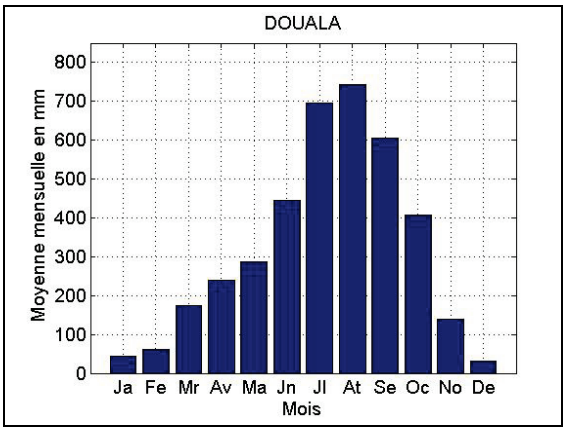


Figure 1 : Régime pluviométrique moyen annuel à Douala (1951-2007).

La saison sèche si implacable soit-elle n'est pas pour autant tyrannique avec des hauteurs pluviométriques comprises entre 30 et 65 mm par mois. Le mois de mars, qui marque le démarrage de la saison des pluies (Tchiadeu et Ketchemen, 2009) enregistre tout de même 175,3 mm (Snijders, 1986). Avec 235,8 mm, la pluviosité du mois d'avril s'accroît à la faveur de l'influence des conditions thermo-convectives. Les mois de la saison des pluies enregistrent des hauteurs supérieures à 200 mm. Les abondantes précipitations observées se répartissent sur trois mois à savoir, juillet, août et septembre, avec respectivement 692,1 mm, 742,2 mm et 605,7 mm. Cette répartition moyenne mensuelle des pluies offre à la ville un cumul annuel moyen (1951-2007) de 3864 mm d'eau.

3.2. Les températures

Parce qu'elles ne représentent pas le paramètre climatique discriminant les saisons, les températures font l'objet de peu d'attention dans les études climatiques dans l'espace équatorial. Et pourtant, on dispose de longues séries thermiques dont l'analyse apporterait de précieux renseignements sur leur éventuelle évolution temporelle, indispensable pour la compréhension de leur variation mais aussi du confort thermique.

Les fortes précipitations combinées à la forte nébulosité et une humidité saturante apparaissent comme un élément correctif des excès thermiques enregistrés dans la ville. Les températures minimales moyennes se maintiennent à longueur d'année en dessous de 24°C. Au cours des mois de la saison sèche, elles sont comprises entre 24 et 23,2°C. Lors de la saison des pluies, les Tn passent de 22,9°C en juin à 22,6°C en octobre (figure 2).

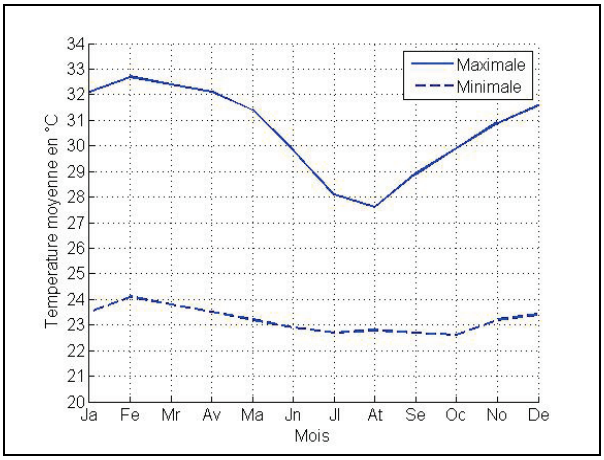


Figure 2 : Régime thermique moyen annuel (1960-2006) des Tn et des Tx à Douala.

4. Les grandes tendances dans les séries pluviométriques et thermiques

4.1. Evolution des précipitations

Pour prétendre accéder à une meilleure connaissance des tendances qui se dégagent dans les séries chronologiques à savoir les précipitations et les températures maximales et minimales, nous avons utilisé la méthode des moindres carrés et le test de Pettitt, pour détecter d'éventuelles ruptures de stationnarité. De l'analyse des chroniques pluviométriques, il ressort assez clairement une variabilité interannuelle qui s'exprime particulièrement par l'alternance d'années exceptionnellement pluvieuses et d'années singulièrement déficitaires (figure 3).

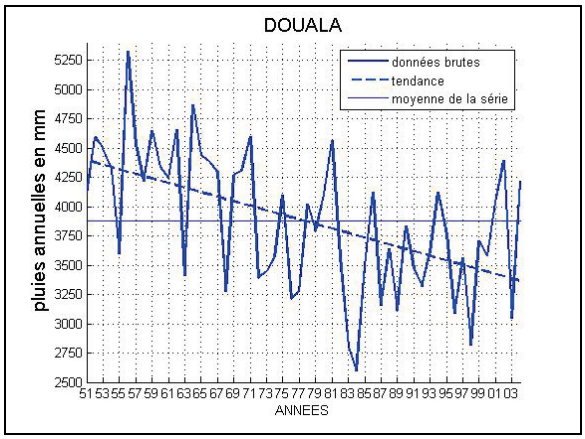


Figure 3 : Évolution interannuelle des précipitations moyennes (1951-2007) à Douala.

L'application du test de Pettitt sur les données brutes a permis de dégager deux groupes d'années. Le premier groupe qui va de 1951 à 1970 que l'on pourra dénommer de phase humide ou pluvieuse (4317,1 mm) et la période de 1972 à 2007 (3593,5 mm) caractérisée par une péjoration pluviométrique : c'est la phase déficitaire. La différence pluviométrique entre ces deux périodes est importante puisqu'elle représente une baisse de 723,8 mm (soit -16,7 % de précipitations après 1971). La comparaison des moyennes mensuelles révèle des écarts significatifs comme l'atteste le tableau 1.

Tableau 1 : Comparaison des moyennes pluviométriques des deux groupes d'années pendant la saison des pluies.

Mois	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
1951-1970	554,3	741,7	831,7	708,2	413
1972-2007	401,6	656,4	683,1	548,5	386,9
Écart (%)	-27,5	-11,5	-17,8	-22,5	-6,3

Au cours du mois de juin, on observe la baisse la plus remarquable. On passe d'une moyenne de 554,3 mm (1951-1970) à 401,6 mm (1972-2007) soit une baisse de 27,5 %. Les pluies du mois d'octobre varient moins (6,3 %) que celles des autres mois de la saison des pluies. La rémission pluviométrique va de pair avec une baisse du nombre jours de pluies. Le cœfficient de corrélation *r* est de l'ordre 0,67. Il existe donc au cours de la période de référence un lien au seuil de significativité de 5 % entre ces deux variables.

4.2. Tendance des températures

Les figures des tendances des températures mettent surtout en évidence des comportements thermiques singuliers qui se caractérisent pour l'essentiel par une tendance à la hausse (figures 4 et 5).

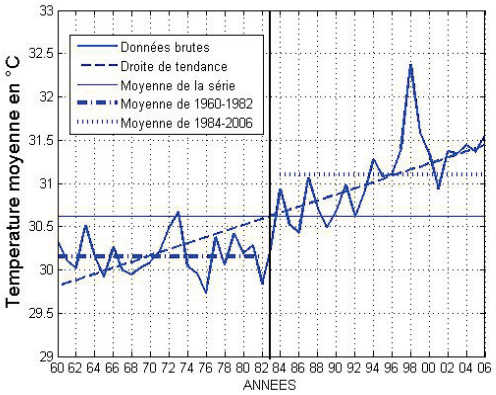


Figure 4 : Évolution interannuelle des températures maximales moyennes (1960-2006) ; année de rupture en trait vertical.

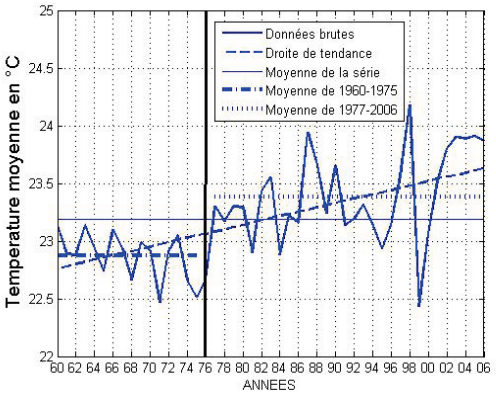


Figure 5 : Évolution interannuelle des températures minimales moyennes (1960-2006) ; année de rupture en trait vertical

Le test de Pettitt réalisé sur les températures maximales révèle en 1983 une rupture de stationnarité opposant une moyenne de 30,1°C en 1960-1982 et 31,1°C 1984-2006, soit une hausse de la Tx annuelle de l'ordre de 0,9°C. C'est l'année 1976 qui présente une rupture statistique pour les températures minimales. Avant cette date, la station a enregistré une moyenne de 22,8°C contre 23,3°C calculée entre 1977-2006, soit une hausse 0,5°C.

De part et d'autre des dates de rupture identifiées au cours des mois de janvier à avril, on note une hausse des températures maximales et minimales. Un aspect frappant de cette hausse est mis en évidence dans les tableaux 2 et 3. C'est essentiellement après les années 1980 qu'on note une phase dans le changement des températures maximales avec des écarts qui oscillent entre 0,8 et 1,2°C. Cet écart est moindre pour les températures minimales qui s'échelonnent entre 0,6 et 0,9°C (tableaux 2 et 3).

Tableau 2 : Moyenne de température maximale avant et après l'année de rupture et écart.

Année de rupture des Tx	Mois	Moyenne en °C		Écart en °C
		Avant	Après	
1985	Janvier	31,6	32,6	1
1982	Février	32,1	33,3	1,2
1982	Mars	31,9	32,9	1
1985	Avril	31,7	32,5	0,8

Tableau 3 : Moyenne de température minimale avant et après l'année de rupture et écart.

Année de rupture des Tn	Mois	Moyenne en °C		Écart en °C
		Avant	Après	
1984	Janvier	23,2	23,8	0,6
1980	Février	23,6	24,4	0,8
1976	Mars	23,2	24,1	0,9
1978	Avril	23,1	23,7	0,6

Ces tendances thermiques mettent en évidence une hausse des températures minimales et maximales, ce qui fait de certains secteurs de la ville des îlots de chaleur urbain. En effet, la ville est établie sur un site de plateau étagé avec des altitudes qui culminent à 85 m. Malgré l'ouverture sur l'océan Atlantique, tous les espaces de la ville ne bénéficient pas des influences thermo-hygrométriques de la de brise, à cause des aménagements urbains qui créent un effet de barrière. Ceci empêche au flux d'air maritime d'assurer la ventilation de la

ville. La destruction croissante des mangroves, la rareté d'espaces verts et l'absence de forêts intra urbaines concourent également à l'augmentation des températures. Cet effet d'îlot de chaleur peut avoir des répercussions sanitaires en termes de pathologies respiratoire et dermatologique.

Conclusion

En raison de la position géographique de la ville (à 300 km au nord de l'équateur, et 32 km des côtes atlantiques), l'ambiance climatique qui règne à Douala est tout à fait révélatrice de l'ambiance climatique qu'on enregistre dans la zone côtière camerounaise où l'on note à la fois une baisse des hauteurs pluviométriques moyenne annuelle, corrélée à une diminution des jours de pluies, une hausse des températures maximales et minimales respectivement de 0,9 et 0,5°C. Cette nouvelle configuration climatique pourrait avoir donc des effets les plus imprévisibles et d'une portée considérable sur les plans environnemental, social, économique, sanitaire et même politique. Les incidences réelles d'une telle modification des précipitations sur la santé seront largement fonction des conditions environnementales locales et du contexte socio-économique, ainsi que des mesures d'adaptation sociales, institutionnelles, technologiques et comportementales prises pour réduire l'ensemble des risques sanitaires.

Compte tenu de la prééminence de la mousson qui balaie la ville de Douala, on peut penser à ses variations d'influence. Si certains auteurs (Pohl et Douville, 2010) tentent de montrer que la mousson atlantique enregistre des évolutions, il n'en demeure pas moins vrai que d'autres facteurs encore moins élucidés à l'instar des interactions de l'océan Atlantique avec la mousson africaine, soient responsables de ces changements pluvio-thermiques.

Références bibliographiques

Bigot S., 2004 : *Variabilité climatique, interactions et modifications environnementales, l'exemple de la Côte d'Ivoire*. HDR, Université des Sciences et Technologies de Lille, 397 pages.

Pohl B. et Douville H., 2010 : *La mousson africaine dans un modèle de circulation générale quasi-parfait.* Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, France, 26-28.

Sighomnou D., 2004 : *Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun: perspectives.* Thèse de doctorat, Université de Yaoundé 1, 291 pages.

Sneyers R., 1975 : *Sur l'analyse statistique des séries d'observation*. *OMM*, NT 143.

Snijders T.A.B., 1986 : Interstation correlation and non stationarity of Burkina Faso rainfall. *Journal of climate and applied meteorology*, 25(3), 233-239.

Suchel J.-B., 1988 : *Les climats du Cameroun*. Thèse de doctorat, Université de Saint-Étienne, 4 Vol., 1186 pages + 322 figures.

Tchiadeu G. et Ketchemen-Tandia B., 2009 : *La ville de Douala face aux changements climatiques.* Actes du Colloque de Yaoundé, novembre 2009, 12 pages.

RELATIONS ENTRE LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET LES RESSOURCES EN EAUX DANS LA DOBROGEA DU SUD (ROUMANIE)

Camelia Eliza TELTEU

Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard Nicolae Bălcescu, sect. 1, 010041, Bucarest, Roumanie. camipasculescu@yahoo.com

***Résumé** : Suite aux conditions physico-géographiques et aux particularités morphométriques, la Dobrogea du Sud a un climat particulier par rapport au reste du pays, étant influencé à l'extrémité orientale par la présence de la mer Noire. Ce travail a pour objectif de mettre en évidence l'influence du climat sur les ressources en eaux, à partir des corrélations linéaires entre les principaux paramètres climatiques qui influencent les processus hydrologiques (les précipitations et l'évapotranspiration potentielle) et les paramètres démonstratifs pour les ressources en eaux (débits liquides des rivières et hauteurs d'eau des lacs). L'analyse statistique montre que les corrélations entre les paramètres considérés sont aussi bien statistiquement significatives (niveau de confiance α = 0,05), que faibles, ce qui peut être expliqué par l'influence des contraintes locales.*

***Mots-clés** : Paramètres climatiques, paramètres hydrologiques, Dobrogea du Sud, Roumanie.*

Abstract: Connections between the climatic conditions and the water resources in South Dobrogea (Romania).
Due to its geographical features and morphometric parameters, South Dobrogea has a particular climate apart from the rest of the country, influenced in the East side by the presence of the Black Sea. This paper aims to highlight the influence of the climatic conditions on the water resources, based on the linear correlations of the main climatic parameters which influence the hydrological processes (precipitation and potential evapotranspiration) and the water resources' parameters (liquid discharges and lake levels). Analysis highlights that correlations between the parameters are either statistically significant (at a confidence level α = 0.05), or weak, which can be explained by the influence of the local conditions (this will be investigated in the future).

***Keywords**: climatic parameters, hydrological parameters, South Dobrogea, Romania.*

Introduction

Les conditions climatiques sont le facteur déterminant dans la formation et les caractéristiques quantitatives des ressources en eaux. Le régime des paramètres climatiques (principalement, les précipitations, la température de l'air et du sol, l'évapotranspiration potentielle, la couverture de neige), influence l'alimentation en eau et la variabilité temporelle des paramètres hydrologiques spécifiques (hauteurs d'eau, débits solides et liquides, etc.).

Ce travail a pour objectif d'identifier et d'analyser les relations entre les principaux paramètres climatiques influençant les ressources en eaux (précipitations, évapotranspiration potentielle) et leurs paramètres quantitatifs (débits liquides des rivières et hauteurs d'eau des lacs). La zone d'étude est la Dobrogea du Sud, région située au sud-est de la Roumanie, délimitée par le Danube (à l'ouest) et la mer Noire (à l'est), qui, en raison de sa position géographique, a un climat particulier par rapport au reste du pays.

Plusieurs études sur les conditions climatiques de la Dobrogea du Sud ont été réalisées notamment par Mihăilescu et Bucşa (1993), Păltineanu *et al.* (2000), Bogdan (2001) et Torică (2004). Parmi les travaux de recherche sur les ressources en eaux (de surface) de la Dobrogea du Sud, nous pouvons citer ceux de Banu (1964), Gâştescu (1971), Breier (1976), Zaharia et Pişota (2003). L'originalité de ce travail réside dans le fait qu'il met l'accent sur les relations entre le climat et les caractéristiques des ressources en eaux.

L'analyse des paramètres climatiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) est fondée sur des données mensuelles et annuelles des 5 stations météorologiques : Constanţa (située à une altitude de 13 m/mer), Medgidia (70 m), Mangalia (6 m), Adamclisi (159 m) et

Călăraşi (19 m) (figure 1). Ces données proviennent de sources différentes : l'Administration Nationale de Météorologie (ANM), le site European Climate&Dataset (ECAD), le Centre Météorologique Régional Dobrogea de Constanța (CMRD) et la littérature spécialisée (Torică, 2004). Les données hydrologiques mensuelles et annuelles (débits des rivières et hauteurs d'eau des lacs) proviennent de l'Institut National d'Hydrologie et de la Gestion des Eaux (INHGA).

La méthodologie englobe des analyses statistiques et, plus précisément, des corrélations linéaires entre les paramètres hydro-climatiques afin d'établir leur significativité statistique.

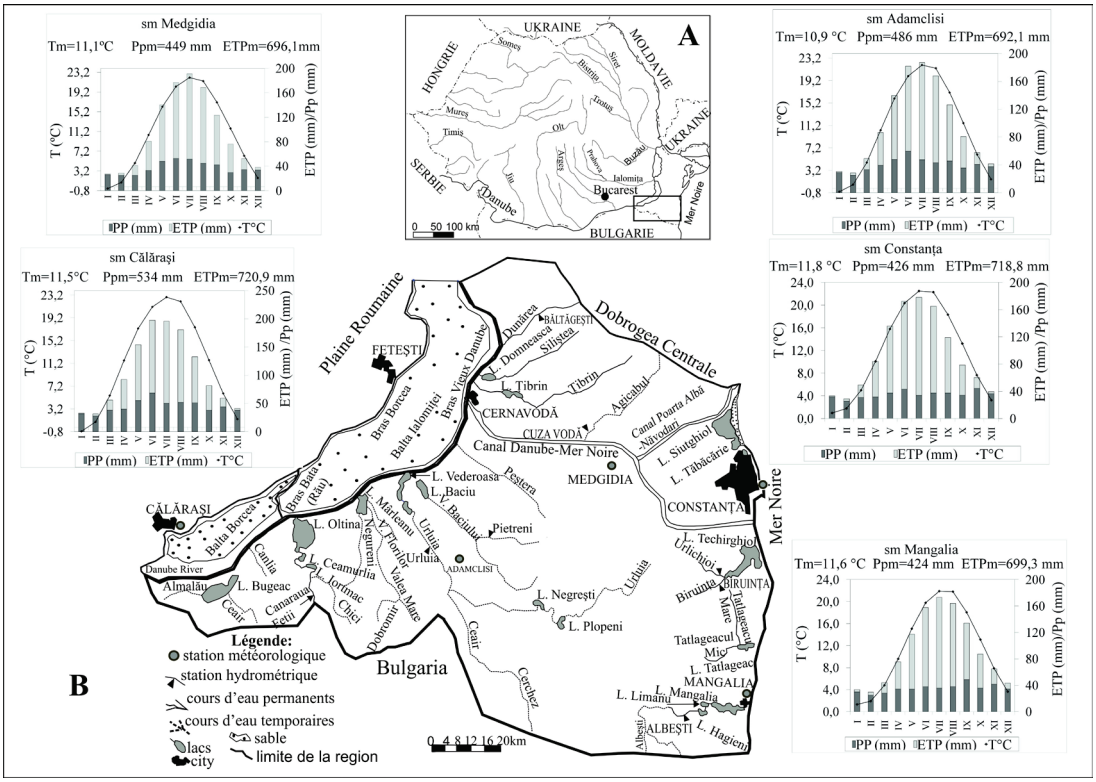


Figure 1 : La Dobrogea du Sud. **A**. Position géographique en Roumanie. **B**. Carte du réseau hydrographique et graphiques du régime mensuel pluriannuel de la température de l'air, des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle (1965-2008*). Tm = température moyenne annuelle ; Ppm = précipitations moyennes annuelles ; ETPm = évapotranspiration potentielle moyenne ; sm = station météorologique. * Données manquantes : 2001-2002. Source de la carte hydrographique : modifiée d'après Zaharia et Pişota (2003). Source des données : ANM, ECAD, CMRD et Torică, 2004.

1. Dobrogea du Sud – une région avec un climat particulier en Roumanie

La Dobrogea du Sud est une plate-forme structurale, surnommée la Plateforme de la Dobrogea du Sud ou Moesienne, ayant une base cristalline fragmentée dans un système de type horst – graben (Basarabeanu et Enciu, 2005 ; Basarabeanu, 2005). Du point de vue pétrographique, les dépôts de loess prédominent (90 %), suivis par des calcaires, des dolomies, des marno-calcaires (7 % à la superficie terrestre, 75 % en-dessous du loess), des grès, conglomérats, sables, graviers et argiles (Basarabeanu et Enciu, 2005). En général, les altitudes moyennes vont de 75 à 100 m ; l'altitude maximale est de 235,2 m et l'altitude minimale, de -1 m (Basarabeanu, 2005).

Suite à sa position géographique, la Dobrogea du Sud a un climat continental tempéré avec des influences d'aridité. Ces influences sont atténuées par le Danube à l'ouest et la mer Noire à l'est (Ciulache et Torică, 2003). Des influences méditerranéennes sont présentes dans le sud-ouest. La présence de la mer Noire détermine un climat maritime roumano-bulgare

(Planchon, 1997). L'influence des brises de mer, légèrement perturbée par le plateau de basse altitude et fragmentation relativement faible (Lungu, 2008), est atténuée à une distance d'environ 30-35 km de la mer (Planchon, 1997 ; Richard *et al.*, 2000 ; Albu, 2009).

La température moyenne annuelle de l'air a des valeurs comprises entre 10,9°C (à Adamclisi) et 11,8°C (à Constanța) (1965-2008) (figure 1). Une caractéristique de la Dobrogea du Sud consiste dans la modération des températures de l'air déterminée par l'inertie thermique des eaux de surface (Bogdan, 2001). En été, les températures moyennes de l'air varient entre 19,8°C et 22,5°C ; en hiver, elles vont de - 0,6°C (à Adamclisi) jusqu'à 3,7°C (à Mangalia) (figure 1). Les températures moyennes de l'air en hiver sont plus élevées en Dobrogea du Sud par rapport au reste du pays.

En ce qui concerne les précipitations atmosphériques, la Mer Noire plus fraîche ne favorise pas le développement d'ascendances thermiques et la formation de nuages de convection comme sur le continent bien chauffé par le soleil en été, situation confirmée pour le littoral de la Dobrogea du Sud par Richard *et al.* (2000) et Albu (2009). De même, les basses altitudes de la Dobrogea du Sud ne contribuent pas à la formation des précipitations orographiques (Richard *et al.*, 2000). Les cumuls moyens annuels de précipitations varient entre 424 mm (à Mangalia) et 486 mm (à Adamclisi) (1965-2008). En Dobrogea du Sud, les pluviomètres enregistrent les plus faibles précipitations annuelles du pays (figure 1). A l'échelle mensuelle, les précipitations les plus élevées (> 44,2 mm) tombent en novembre (à Constanța), juin (à Medgidia et Adamclisi) et septembre (à Mangalia) ; les valeurs les plus faibles sont enregistrées en janvier et en février (<30,1 mm) (figure 1).

En Dobrogea du Sud, un paramètre climatique important pour les ressources en eaux est l'évapotranspiration potentielle (ETP). Les valeurs moyennes mensuelles et annuelles de l'ETP sont estimées par la méthode de Thornthwaite. La moyenne annuelle oscille entre 692,1 mm (à Adamclisi) et 718,8 mm (à Constanța) (1965-2008) (figure 1) ; elle est parmi les plus élevées de Roumanie. Durant la période de juin à août, les valeurs dépassent 100 mm/mois. Les plus hautes valeurs de l'ETP sont spécifiques pour le mois de juillet (19,7-20,2 % du montant annuel) et les plus basses pour le mois de janvier (0,2-0,5 %). L'évapotranspiration potentielle dépasse les précipitations d'avril à novembre.

En raison des conditions climatiques et des influences tempérées de la mer Noire, la neige ne recouvre le sol que durant quelques jours (15 jours en moyenne, 44 jours au maximum à Constanța) ; l'épaisseur moyenne mensuelle de la couche de neige ne dépasse pas 1 cm (Geicu et Becheanu, 2008).

Une particularité de la région étudiée consiste dans la fréquence des épisodes de sécheresse due aux cumuls peu abondants de précipitations (Păltineanu *et al.*, 2000). Ils sont favorisés par l'action d'un vent local (le Vent Noir ou *Vântul Negru*), de l'anticyclone continental et de l'anticyclone de l'Afrique du nord. En été, les anticyclones favorisent la subsidence d'air qui entrave le développement de nuages de convection et des précipitations orageuses (Păltineanu *et al.*, 2000 ; Bogdan et Văduva, 2004 ; Lungu, 2008).

2. Caractéristiques des ressources en eaux

Suite aux conditions spécifiques physico-géographiques de la Dobrogea du Sud, la densité du réseau hydrographique est très faible (moins de 0,1 km/km²) et le débit liquide moyen annuel a des valeurs inférieures à 0,3 m³/s. En général, les rivières de la région étudiée ont un système de drainage temporaire, même accidentel, qui devient actif uniquement après de fortes pluies (Zaharia et Pişota, 2003). Le tableau 1 montre les principales caractéristiques morphométriques et hydrologiques des rivières analysées et la figure 1 indique la position des stations hydrométriques analysées.

Tableau 1 : Caractéristiques morphométriques et hydrologiques des rivières analysées et stations météorologiques prises en compte pour les corrélations hydro-climatiques.

F=superficie du bassin (à la station hydrométrique) ; H=altitude moyenne du bassin (à la station hydrométrique) ; L=longueur de la rivière (par rapport à la source) ; Qo=débit moyen annuel ; sh=station hydrométrique (source : INHGA) ; sm=station météorologique (sources : ANM ; ECAD ; CMRD et Torică, 2004). Rivière Agicabul : sh Cuza Vodă et sm Medgidia (1984–2007) ; Rivière Albeşti : sh Albeşti et sm Mangalia (1966–1997) ; *sans la superficie du bassin bulgare ; Rivière Biruința : sh Biruința et sm Constanța (1974-2009) ; Rivière Urlichioi : sh Biruința et sm Constanța (1974-2007).

Rivière	F (km²)	H (m)	L (km)	Q_o (m³/s)
Agicabul	105	23	20	0,27
Albeşti	349*	160	25	0,17
Biruința	47	49	7	0,08
Urlichioi	22	53	8	0,022

Une catégorie importante de ressource en eau en Dobrogea du Sud est représentée par les lacs. Dans la plupart des cas, leur genèse est liée aux variations du niveau de la mer Noire et du Danube qui ont déterminé l'incision des vallées (durant la régression néo-euxinique du Dacien) et l'élargissement et alluvionnement des vallées (durant la transgression néolithique/valaque) (Gâştescu et Breier, 1969 ; Banu, 1964). Cinq lacs sont pris en compte dans cette analyse : Bugeac, Siutghiol, Tăbăcărie, Tatlageac et Techirghiol. Les lacs situés au sud-est de la Dobrogea (Techirghiol et Tatlageac) sont le résultat du barrage des embouchures des rivières par des dépôts de sables créés par la mer (*limans* maritimes). Le lac Bugeac, situé au sud-ouest de la Dobrogea, est le résultat du barrage de l'embouchure d'un cours d'eau par des alluvions du Danube (*liman* fluvial). Les lacs Siutghiol et Tăbăcărie sont des lagunes, formées suite à la fermeture des baies anciennes par des cordons de sables d'origine marine. Le tableau 2 met en évidence les principaux caractéristiques morphométriques de ces lacs et la figure 1 présente leur localisation.

Tableau 2 : Caractéristiques des lacs et stations météorologiques prises en compte pour les corrélations hydro-climatiques. Source des données : *Aquaproiect, 1992 ; **Gâştescu, 1971.

Lacs	Station météorologique la plus proche	Superficie (ha)*	Volume (mil.m³)*	Profondeur maximale (m)**
Bugeac	Călăraşi	1774	41,1	1,7
Siutghiol	Constanța	1900	88,7	17,5
Tăbăcărie	Constanța	99	2,1	6,4
Techirghiol	Constanța	1161	41,8	9,75
Tatlageac	Constanța	178	14,0	2,5

3. Corrélations entre contraintes climatiques et ressources en eau

Afin de mettre en évidence les relations entre certaines contraintes climatiques et ressources en eau, des corrélations linéaires ont été appliquées entre : 1) le débit moyen annuel et les précipitations annuelles ; 2) les hauteurs d'eau moyennes annuelles des lacs et les précipitations annuelles ; 3) les hauteurs d'eau moyennes mensuelles des lacs et les précipitations mensuelles ; 4) les hauteurs d'eau moyennes mensuelles des lacs et l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle. Ces paramètres climatiques proviennent des stations météorologiques les plus proches.

Des corrélations linéaires statistiquement significatives (au niveau de confiance $\alpha = 0,05$) ont été obtenues entre le débit moyen annuel des rivières Albeşti (à Albeşti) et Urlichioi (à Biruința) et les précipitations annuelles (à Mangalia et à Constanța), le coefficient de

corrélation *r* ayant des valeurs respectivement de 0,72 et 0,52 (tableau 3). Les corrélations linéaires entre le débit moyen annuel des rivières Agicabul (à Cuza Vodă) et Biruința (à Biruința) et les précipitations annuelles sont plus faibles (en particulier pour la rivière Biruința) en raison des contraintes locales, susceptibles d'influencer l'écoulement (peut-être une alimentation souterraine importante) (tableau 3).

Les corrélations linéaires entre les hauteurs d'eau moyennes annuelles des lacs et les précipitations annuelles indiquent des relations statistiquement significatives (au niveau de confiance $\alpha = 0,05$) pour les lacs Bugeac et Tăbăcărie, et des relations faibles pour les lacs Siutghiol, Techirghiol et Tatlageac. Les relations faibles peuvent être dues aux contraintes locales (alimentation souterraine, drainage artificiel) (tableau 3). Les corrélations linéaires entre les hauteurs d'eau moyennes mensuelles des lacs et les précipitations mensuelles sont statistiquement significatives (au niveau de confiance $\alpha = 0,05$) pour les lacs Siutghiol (en mars et juillet), Tatlageac (en juillet, août et octobre) et Bugeac (en septembre).

Les corrélations linéaires entre les hauteurs d'eau moyennes mensuelles des lacs et l'évapotranspiration moyenne mensuelle sont statistiquement significatives (au niveau de confiance $\alpha = 0,05$) pour les lacs Tăbăcărie, Siutghiol et Techirghiol en mars, juillet, août et septembre (tableau 3). Par conséquent, pour les autres cas, ces corrélations ne sont pas statistiquement significatives.

Tableau 3 : Coefficients de corrélation et de détermination des corrélations linéaires entre des paramètres climatiques et hydrologiques en Dobrogea du Sud.

*Données manquantes : 1999. Qma=débit moyen annuel ; Pa=précipitations annuelles ; Pm=précipitations mensuelles ; Hma=hauteur d'eau moyenne annuelle ; Hm=hauteur d'eau moyenne mensuelle ; ETP=évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle ; III=mars ; VII=juillet ; VIII=août ; IX=septembre ; X=octobre ; Al=Albeşti ; U=Urlichioi ; B=Biruinț ; Ag=Agicabul ; Ct=Constanța ; Cl=Călăraşi ; Mn=Mangali ; Me=Medgidia ; Tă=Tăbăcărie ; S=Siutghiol ; Te=Techirghiol ; Ta=Tatlageac ; Bu=Bugeac ; en caractères gras=corrélations statistiquement significatives.

Corrélation	Période	Coefficient de corrélation *r*	Coefficient de détermination R^2
QmaAl–PaMn	1984–1997	**0,72**	0,52
QmaU –PaCt	1984–1997	**0,52**	0,26
QmaB–PaCt	1984–1997	0,18	0,03
QmaAg–PaMe	1984–1997	0,46	0,21
HmaTă–PaCt	1995–2005*	**0,59**	0,34
HmaBu–PaCl	1995–2005*	**0,69**	0,48
HmIIIS–PmIIICt	1995–2005*	**0,67**	0,44
HmVIIS–PmVIIICt	1995–2005*	**0,58**	0,33
HmVIITa–PmVIICt	1995–2005*	**0,57**	0,32
HmVIIITa-PmVIIICt	1995–2005*	**0,63**	0,39
HmXTa – PmXCt	1995–2005*	**0,69**	0,48
HmIXBu–PmIXCl	1995–2005*	**0,72**	0,52
HmVIITă-ETPVIICt	1995–2005*	**0,64**	0,41
HmIIIS–ETPIIICt	1995–2005*	**0,73**	0,54
HmVIIIS-ETPVIIICt	1995–2005*	**0,61**	0,37
HmIXTe–ETPIXCt	1995–2005*	**0,58**	0,33

Conclusion

La Dobrogea du Sud est une région avec un climat particulier en Roumanie ; les températures moyennes de l'air (surtout en hiver) et les valeurs de l'évapotranspiration potentielle sont les plus élevées du pays, tandis que les précipitations moyennes pluriannuelles sont les plus faibles. La variabilité du climat se reflète, en général, aussi dans la variabilité des paramètres hydrologiques comme le débit des rivières et la hauteur d'eau des

lacs. Cette relation est analysée au moyen des corrélations linéaires entre les paramètres climatiques (précipitations, évapotranspiration potentielle) et les paramètres hydrologiques mentionnés ci-dessus. Certaines corrélations sont statistiquement significatives (au niveau de confiance $\alpha = 0,05$), tandis que d'autres sont faibles, nécessitant en perspective des investigations de terrain plus détaillées afin d'identifier les facteurs locaux qui diminuent le rôle des contraintes climatiques sur les processus hydrologiques.

Remerciements : Ce travail a été possible grâce au projet POSDRU/88/1.5/S/61150, « Etudes doctorales dans le domaine des sciences de la vie et de la terre », projet co-financé par le Fond Social Européen à travers le Programme opérationnel sectoriel « Développement des ressources humaines 2007-2013 ».

Références bibliographiques

Albu A. N., 2009 : *Relaţia climă-vegetaţie în Dobrogea de Sud*. Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti, 308 pages.

Aquaproiect, 1992 : *Atlasul Cadastrului apelor din România*. Ministerul Mediului. Bucureşti, 694 pages.

Banu A. C., 1964 : Date asupra transgresiunii de vârstă istorică în Bazinul Mării Negre şi al Dunării inferioare. *Hidrobiologia*, 5, 237-252.

Basarabeanu N. et Enciu P., 2005 : Structura geologică şi evoluţia paleogeografică. In : Posea G., Bogdan O. et Zăvoianu I., (Eds.) Geografia României-vol. V, *Câmpia Română, Podişul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre şi Platforma Continentală*, Editura Academiei Române, 759-760.

Basarabeanu N., 2005 : Podişul Dobrogei de Sud-Relieful. In: Posea G., Bogdan O. et Zăvoianu I., (Eds.) Geografia României-vol. V, *Câmpia Română, Podişul Dobrogei, Litoralul românesc al Mării Negre şi Platforma Continentală*, Editura Academiei Române, 760-761.

Bogdan O. et Văduva I., 2004 : Some aspects of dryness and drought phenomena in the South Dobrogea Plateau highlighted by means of Walter-Lieth climogrammes. *Seminarul Geografic „D. Cantemir",* 23-24, 199-205.

Bogdan O., 2001 : Individualitatea climatică a Podişului Dobrogean. *Rev. Geografica/2000*, 7, 76-86.

Breier A., 1976 : *Lacurile de pe ţărmul românesc al Mării Negre. Studiu hidrogeografic*. Edit. Academiei, 173 pages.

Ciulache S. et Torică V., 2003 : Clima Dobrogei. *Analele Universităţii Bucureşti*, LII, 83-105.

Gâştescu P. et Breier A., 1969 : Lacurile din Dobrogea, Studii Geografice asupra Dobrogii. *Lucrările Primului Simpozion de Geografie a Dobrogii,* Constanţa, 5-6 octombrie 1968, 97-104.

Gâştescu P., 1971 : *Lacurile din România – limnologie regională*. Editura Academiei R.S.R., 372 pages.

Geicu A. et Becheanu V., 2008 : Stratul de zăpadă, In Sandu I., Pescaru V. I., Poiană I., Geicu A., Cândea I. et Ţâştea D., (Eds.). *Clima României*. Editura Academiei Române, 304-311.

Lungu M., 2008 : *Resurse şi riscuri climatice din Dobrogea*. Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea din Bucureşti, 279 pages.

Mihăilescu I. F. et Bucsa I. 1993 : Quelques aspects des conditions de la sécheresse dans la Dobroudja du Sud (Roumanie). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*, 6, 25–34.

Păltineanu C., Mihăilescu I. F. et Seceleanu I., 2000 : *Dobrogea-Condiţiile pedoclimatice, consumul şi necesarul apei de irigaţii pentru principalele culturi agricole*. Editura EX Ponto, 258 pages.

Planchon O., 1997 : *Les climats maritimes dans le Monde*. Presses Universitaires du Septentrion, Villeneuve d'Ascq, 233 pages.

Richard Y., Mihăilescu I. F. et Planchon O., 2000 : Short communication-Spatial distribution of the precipitation in Dobruja (Romania/Black Sea). *International Journal of Climatology,* 20, 1275-1284.

Torică V., 2004 : *Condiţiile climatice şi influenţa lor asupra cadrului geografic din Dobrogea de Sud*. Teză de doctorat, Universitatea din Bucureşti, 340 pages.

Zaharia L. et Pişota I., 2003 : Apele Dobrogei. *Analele Universităţii Bucureşti*, LII, 107-143.

MODÉLISATION DE LA VARIABILITÉ SPATIALE DE LA NEIGE AU SOL SUR LES ALPES OCCIDENTALES ITALIENNES : LA VALEUR AJOUTÉE DE L'UTILISATION DES DONNÉES SATELLITAIRES MODIS

Silvia TERZAGO [1], Roberto CREMONINI [2] et Simona FRATIANNI [1]

[1] *Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino – Via Valperga Caluso, 35 – 10125 Torino, Italie. silvia.terzago@unito.it ; simona.fratianni@unito.it*

[2] *Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale (ARPA) Piemonte – Via Pio VII, 9 – 10124 Torino, Italie. r.cremonini@arpa.piemonte.it*

Résumé *: Les caractéristiques d'enneigement saisonnier en Piémont (Italie) pendant la dernière décennie 2000-2010 ont été décrites en spatialisant les données des 111 stations nivo-météorologiques par la méthode du krigeage. Les données satellitaires de couverture neigeuse mensuelle dérivée du MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ont été utilisées en combinaison avec les données stationnelles afin d'estimer la variabilité spatiale de la hauteur de neige au sol. La procédure présentée a été évaluée par validation croisée et par comparaison des champs spatialisés de hauteur de neige obtenus en interpolant uniquement les données des stations météorologiques. Les résultats montrent que l'utilisation des données satellitaires améliore l'estimation de la variabilité spatiale des variables nivo-météorologiques par rapport à la méthode qui utilise seulement les données provenant des stations.*

Mots-clés *: Epaisseur de neige, MODIS, krigeage, Alpes.*

Abstract: Snow depth spatial variability over Western Italian Alps using weather stations and MODIS satellite data.

The seasonal snowfall characteristics over Piedmont (Italy) during the last decade 2000-2010 were described by interpolating data from 111 weather stations using the kriging technique. Snow cover satellite data derived from the MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), aggregated on monthly scale, have been used in combination with the surface data to estimate the snow depth spatial variability. The procedure has been evaluated by cross-validation and by comparing the obtained snow fields with those calculated by interpolating only meteorological stations data. Results show that the use of satellite data improves the estimation of the spatial variability of meteorological variables with respect to the station-only method.

Keywords*: Snow depth, MODIS, kriging, Alps.*

Introduction

Les précipitations neigeuses et la hauteur de neige au sol sont évaluées quotidiennement dans un nombre limité de stations météorologiques, mais pour plusieurs applications hydrologiques, météo-climatiques et de protection civile, il est nécessaire d'avoir une estimation de la variabilité spatiale de ces paramètres. Le réseau de stations nivo-météorologiques de l'Agence Régionale de la Protection de l'Environnement (ARPA) du Piémont se compose de 111 stations réparties en Piémont, Vallée d'Aoste, Lombardie, Ligurie et Canton du Tessin. Selon des études précédentes (Bivand *et al.*, 2008 ; Sluiter *et al.*, 2009 ; Soenario *et al.*, 2010) la méthode du krigeage est la plus appropriée pour interpoler les données de précipitation et présente l'avantage de fournir l'erreur associée à la valeur prédite : elle a donc été utilisée pour déterminer les valeurs moyennes saisonnières d'enneigement sur le Piémont. La disponibilité des données satellitaires de couverture neigeuse dérivée du MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), opératif depuis 2000 à bord du satellite polaire Earth Observing System (EOS) Terra, fournit une information supplémentaire sur l'extension spatiale de la couverture neigeuse sur les Alpes italiennes. Ici, on présente une approche originale qui intègre les données des stations météorologiques et les données satellitaires du MODIS pour l'interpolation spatiale de la hauteur de neige moyenne mensuelle sur une grille régulière couvrant les Alpes piémontaises.

1. Donnés utilisées et méthodologie

Les données journalières de hauteur de neige enregistrées à 0700 UTC dans les 111 stations automatiques et manuelles (figure 1) ont été utilisées pour calculer les valeurs moyennes mensuelles et saisonnières de précipitation neigeuse et du nombre de jours avec précipitation solide dans le cas où au moins 80 % des données journalières était disponible, autrement la valeur moyenne a été rejetée (Klein Tank *et al.*, 2002). La technique d'interpolation par krigeage a été utilisée pour estimer les champs moyens saisonniers de précipitation neigeuse cumulée et de jours neigeux en Piémont au cours de la dernière décennie 2000-2010, pendant laquelle la plupart des stations était opérationnelle et fonctionnait en continu. Au pas de temps mensuel, on a calculé l'épaisseur moyenne de la neige au sol et on a utilisé les données satellitaires de couverture neigeuse MODIS Terra à 500 m pour en déduire des informations sur la présence/absence de la neige au sol. Les produits de couverture neigeuse MODIS sur 8 jours ont été agrégés sur une période d'un mois (Terzago *et al.*, 2010) afin de déterminer la couverture neigeuse maximale mensuelle et de minimiser le numéro des pixels non-classés à cause de la présence de nuages. Les pixels non-neigeux dans le produit mensuel ont été considérés comme des « stations fictives » avec hauteur de neige observée égale à 0. Pour des raisons de temps de calcul, un sous-ensemble de ces points choisi aléatoirement a été retenu pour l'interpolation. Puisque la quantité de neige accumulée au sol dépend linéairement de l'altitude, l'interpolation spatiale a été effectuée en utilisant un krigeage avec dérive externe (KED) qui intègre dans le modèle une tendance linéaire avec l'altitude. Les données saisonnières ont été lissées sur des blocs de 20 x 20 kilomètres carrés et interpolées sur une grille de résolution 2,5 km.

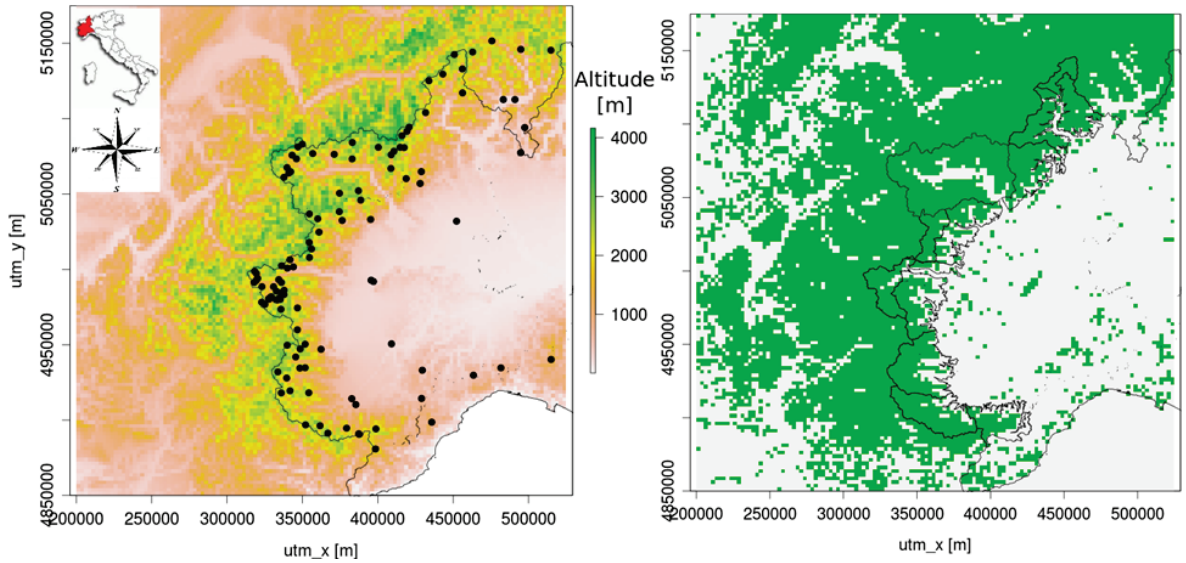


Figure 1 : Localisation des 111 stations nivo-météorologiques manuelles et automatiques du réseau de l'Agence Régionale de Protection Environnementale (ARPA) du Piémont (a) et couverture neigeuse maximale de décembre 2006 dérivée du MODIS (b).

L'interpolation a été évaluée par validation croisée. Les valeurs prédites ont été comparées aux différentes valeurs observées disponibles pour la validation en utilisant trois statistiques proposées par Hunter et Meentmeyer (2005) : i) le coefficient de détermination R^2 pour évaluer le degré de variabilité dans les valeurs observées expliquées par le modèle, *ii*) l'erreur absolue moyenne (MAE) pour déterminer l'amplitude globale de l'erreur et *iii*) l'erreur moyenne (ME) afin d'identifier les tendances de sous/surestimation ou la directionnalité de l'erreur globale. Les résultats ont été comparés avec ceux obtenus en interpolant seulement les données des stations météorologiques pour déterminer la valeur ajoutée de l'utilisation des

données satellitaires dans la modélisation de l'épaisseur du manteau neigeux. Toute la procédure a été développée en utilisant le programme pour l'analyse statistique R (R Development Core Team, 2012) et elle est entièrement automatisée.

2. Résultats

La variabilité spatiale de la moyenne saisonnière de précipitation neigeuse cumulée et de jours de neige en Piémont sur la dernière décennie 2000-2010 est présentée en figure 2 et les coefficients de validation sont résumés en tableau 1. Les cœfficients R^2, les erreurs moyennes et les erreurs absolues montrent que la méthode d'interpolation permet d'estimer la variabilité spatiale des paramètres nivologiques avec une bonne précision.

La distribution spatiale de la précipitation neigeuse cumulée et du nombre de jours de neige sur l'ensemble de la saison montrent une relation claire avec l'altitude. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au niveau des plus hauts sommets des Alpes Grées, Pennines et Lepontines (Nord et Ouest Piémont) où la précipitation neigeuse cumulée varie entre 700 et 1000 cm par saison en accord avec les valeurs de référence climatologiques (Biancotti *et al.*, 1998 ; Terzago *et al.*, 2012). Des valeurs plus faibles sont enregistrées dans les secteurs sud-piémontais qui ont des altitudes inférieures. La gamme de la variabilité du nombre de jours de neige (<20 jours/saison jusqu'à 1000 m d'altitude, 30 jours environ à 1500 m et >40 jours à plus de 2000 m) est en accord avec les valeurs moyennes climatologiques de la période trentenaire 1971-2000 (Terzago *et al.*, 2012). Le réseau de stations nivo-météorologiques utilisée fournit des informations sur la dernière décennie, donc afin d'évaluer les tendances climatiques il est souhaitable d'utiliser les séries historiques à long terme homogènes.

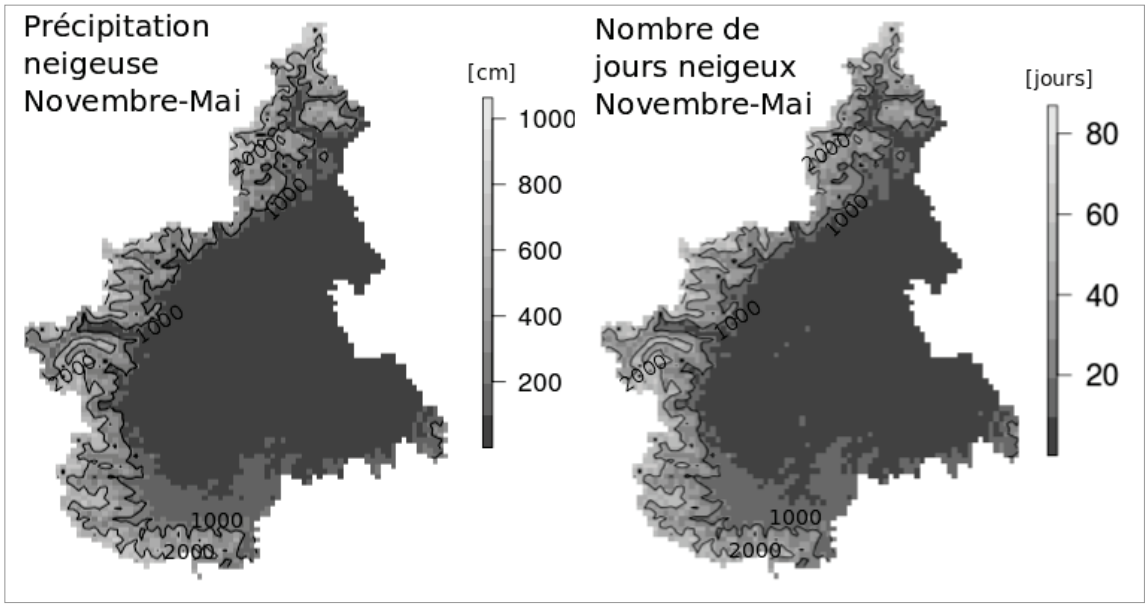


Figure 2 : Variabilité spatiale de la précipitation neigeuse cumulée et des jours de neige saisonniers moyens en Piémont estimée à partir de stations nivo-météorologiques sur la période 2000-2010. Les isohypses à 1000 m et 2000 m d'altitude sont indiquées.

Pour l'estimation de l'épaisseur moyenne de la neige au sol, on considère l'échelle mensuelle et on focalise l'attention sur les cas d'étude de décembre 2006 et décembre 2008 parce qu'ils représentent des mois de précipitation neigeuse respectivement faible et abondante ; nous avons estimé l'épaisseur de la neige en considérant *i*) seulement les données des stations, *ii*) la combinaison de données des stations et celles issues de MODIS.

Tableau 1 : Diagnostic des modèles utilisées pour l'interpolation des données moyennes saisonnières de précipitation neigeuse (HN) et nombre de jours neigeux (JN) pour les cas d'étude de décembre 2006 et de décembre 2008.

	HN 2000-10	JN 2000-10	Décembre 2006		Décembre 2008	
	Stations	Stations	Stations	Stations+MODIS	Stations	Stations+MODIS
R^2	0,9	0,85	0,74	0,83	0,69	0,81
ME [cm]	-0,5	-0,08	0,18	-0,09	-1,80	0,40
MAE [cm]	48	2,8	7,00	3,9	28	18

2.1. Décembre 2006

On a considéré toutes les stations réelles et 192 stations fictives situées entre 100 m et 1800 m d'altitude. Le degré de dépendance spatiale du domaine d'épaisseur de la neige au sol en fonction de la distance est représentée par les variogrammes de la figure 3 qui se réfèrent aux deux ensembles de données «stations» et «stations + MODIS» : lors de l'utilisation des données satellitaires (figure 3b), la variance à courte distance est inférieure et la modélisation du variogramme reproduit mieux l'allure générale du variogramme empirique.

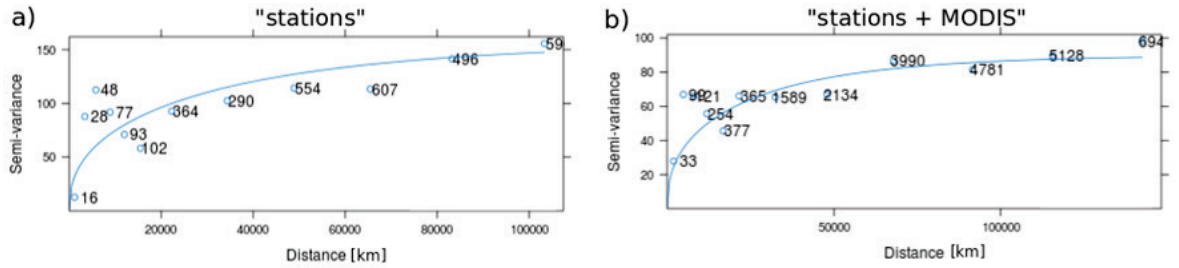


Figure 3 : Variogrammes de l'épaisseur de la neige en décembre 2006 estimées à partir des données des stations météorologiques (a) et des stations météorologiques et du MODIS (b).

Les cartes de hauteur de neige moyenne obtenues avec les deux méthodes ont été comparées. La qualité des prévisions du krigeage a été examinée sur la base de la technique de validation croisée et est élevée dans les deux cas : l'erreur moyenne (ME) est de 0,18 cm s'on utilise seulement les stations au sol et -0,09 cm s'on utilise aussi les données MODIS (tableau 1). La combinaison de données au sol et satellitaires (figures 4a et 4b) fait enregistrer un coefficient de détermination R^2 supérieur, une plus petite erreur absolue moyenne (MAE) et minimise l'écart-type d'estimation sur toute la région considérée ; donc les données satellitaires permettent d'améliorer la précision de la carte de neige. L'écart-type est beaucoup plus faible sur les montagnes que sur les plaines en raison du plus grand nombre d'observations disponibles.

2.2. Décembre 2008

La même procédure a été appliquée au cas de décembre 2008 remarquable pour l'abondance des précipitations neigeuses qui s'est produite en Piémont (figures 4c et d). En raison de la couverture neigeuse étendue, les stations fictives et étaient moins abondantes (57 retenues) et situées à basse altitude (en-dessous de 1200 m). Le variogramme obtenu avec les données au sol et les mesures satellitaires montre que la variabilité spatiale de la hauteur de neige est plus élevée par rapport au cas de décembre 2006 ; en fait, certaines stations présentent une variance élevée, même si leur distance de séparation est faible. Comme dans le cas d'étude précédente, la combinaison de données au sol et des données MODIS améliore la qualité de l'estimation de la neige au sol en augmentant le coefficient de détermination et en réduisant l'erreur moyenne et l'erreur absolue moyenne (tableau 1). La présence de stations à

faible corrélation sur de petites distances induit une erreur de prédiction légèrement plus élevée par rapport à l'étude de cas précédente.

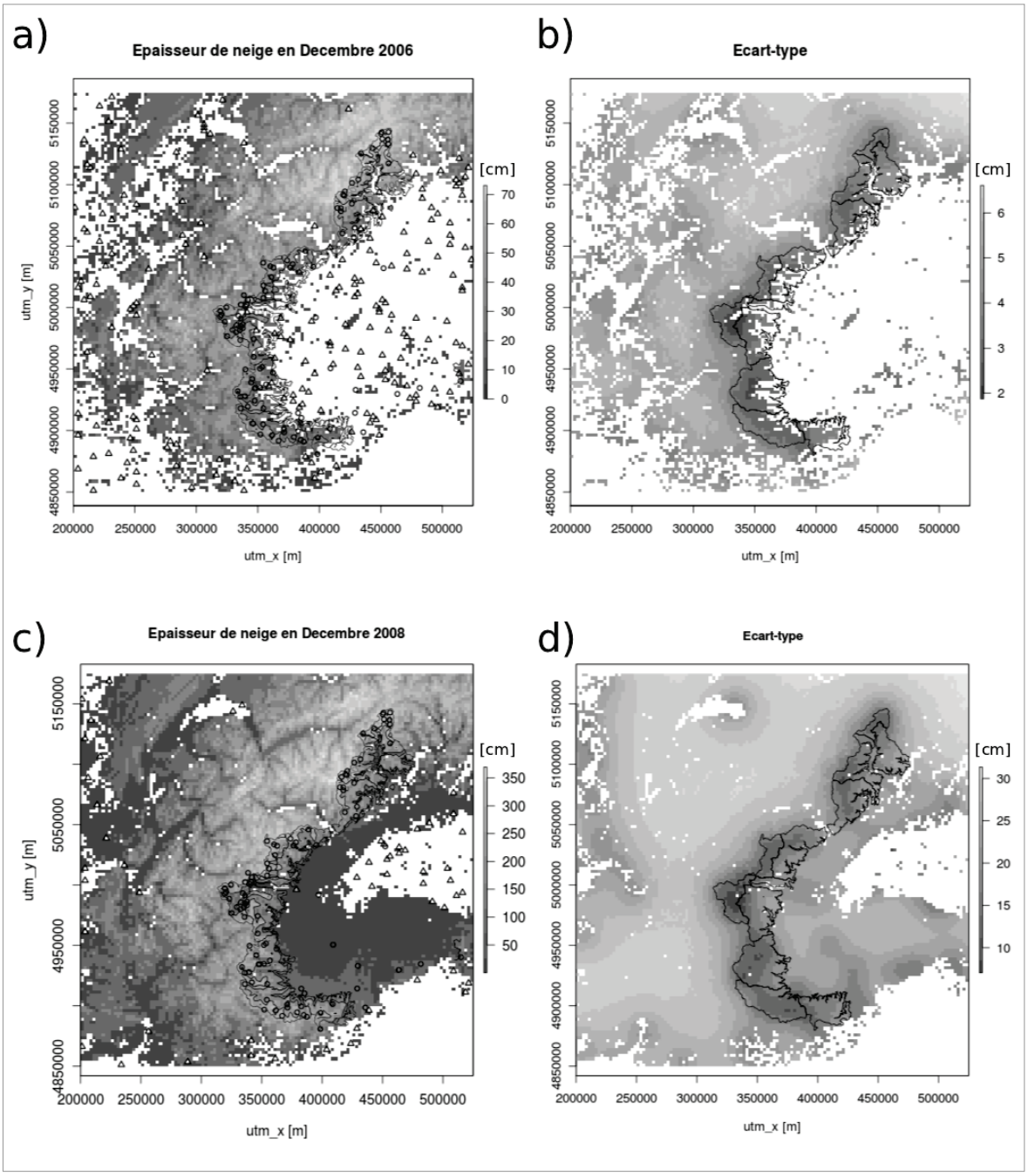


Figure 4 : Interpolation par krigeage de l'épaisseur moyenne de la neige et écarts-types relatifs à décembre 2006 (a, b) et décembre 2008 (c, d) estimés à partir des données de stations + MODIS. Les stations « réelles » sont indiquées par des cercles, celles fictives avec des triangles.

Conclusion

La technique du krigeage avec dérive externe se révèle être une bonne méthode pour estimer des champs spatialisés de variables nivologiques à des endroits où des observations ponctuelles au sol ne sont pas disponibles. En particulier, elle a permis de calculer les valeurs moyennes saisonnières et l'incertitude relative de la précipitation neigeuse cumulée et du nombre de jours de neige en Piémont. L'utilisation de données satellitaires de couverture neigeuse MODIS en combinaison avec celles des stations météorologiques permet de dériver

une information spatiale sur l'épaisseur de la neige au sol qui est meilleure que celle obtenue en interpolant seulement les données au sol. Donc, cette étude démontre que, pour obtenir une représentation plus fiable de la variabilité spatiale des paramètres de neige, il est utile d'utiliser également les données des satellites en plus de celles du réseau de stations météorologiques.

Le processus présenté est entièrement automatisé et généralisable, il permet donc de calculer l'épaisseur moyenne mensuelle du manteau neigeux au cours de la période 2000-2010, c'est à dire la période couverte par les données MODIS. La technique du krigeage peut être encore perfectionnée par une meilleure modélisation de la variance des données en introduisant d'autres co-variables telles que l'exposition et la pente des versants, en plus de l'altitude. En plus, les données des stations météorologiques sont considérées représentatives d'un domaine égal à la résolution spatiale de la grille, donc il serait souhaitable d'estimer l'erreur associée aux mesures nivométriques, qui tient compte de la variabilité spatiale de la hauteur de neige liée à des effets locaux (présence/absence de végétation, effets de pente et exposition, hétérogénéité de la topographie sous-maille), et l'insérer dans le modèle.

Références bibliographiques

Biancotti A., Carotta M., Motta L. et Turroni E., 1998 : *Le precipitazioni nevose sulle Alpi piemontesi. Trentennio 1966-1996*. Collana Studi Climatologici in Piemonte. Regione Piemonte, 80 pages.

Bivand R., Pebesma E. et Gomez-Rubio V., 2008 : *Applied Spatial Data Analysis with R*. Springer, 378 pages.

Hunter R. et Meentemeyer R., 2005 : Climatologically aided mapping of daily precipitation and temperature. *Journal of Applied Meteorology*, 44, 1501-1510.

Klein Tank A., Wijngaard J., Konnen G., Bohm R., Demaree G., Gocheva A., Mileta M., Pashiardis S., Hejkrlik L., Kern-Hansen C., Heino R., Bessemoulin P., Muller-Westermeier G., Tzanakou M., Szalai S., Palsdottir T., Fitzgerald D., Rubin S., Capaldo M., Maugeri M., Leitass A., Bukantis A., Aberfeld R., van Engelen A., Forland E., Mietus M., Coelho F., Mares C., Razuvaev V., Nieplova E., Cegnar T., Antonio Lopez J., Dahlstrom B., Moberg A., Kirchhofer W., Ceylan A., Pachaliuk O., Alexander L. et Petrovic P., 2002 : Daily dataset of 20th century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *International Journal of Climatology*, 22, 1441-1453.

R Development Core Team, 2012 : *A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.

Sluiter R., 2009 : *Interpolation methods for climate data - literature review*. Technical Report 04, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI).

Soenario I. et Sluiter R., 2010 : *Optimization of rainfall interpolation*. Technical Report 01, Royal Netherlands Meteorological Institute (KNMI).

Terzago S., 2012 : *Climatic change in Western Italian Alps: analysis of snow precipitation variability during the period 1925-2010 using historical and satellite series*. Thèse de doctorat en Scienza ed Alta Tecnologia, Università di Torino, 217 pages.

Terzago S., Cremonini R. et Fratianni S., 2010 : *Variabilité de la précipitation neigeuse dans l'Ouest des Alpes pendant la période 2000-2009 par données satellitaires de MODIS et stations météorologiques* – Risques et changement climatique. Acte du XXIIIème colloque de l'Association Internationale de Climatologie, 607-612.

PERCEPTION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE PAR LES PROFESSIONNELS DU TOURISME : EXEMPLE DANS LE DÉPARTEMENT DE LA DRÔME (FRANCE)

Céline TRITZ [1, 2], Sophie SCHIAVONE [1], Sandra ROME [1, 3], Sylvain BIGOT [1, 3], Léa DAVID [4] et Isabelle POCHELON [5]

[1] *Université Joseph Fourier - Grenoble 1, France.*
[2] *UJF - Grenoble 1 / CNRS / IEPG / UPMF, Laboratoire PACTE-Territoires (PACTE UMR 5194) ; 14bis, avenue Marie Reynoard – Grenoble, F-38100, France. celine.tritz@ujf-grenoble.fr*
[3] *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE UMR 5564) UJF/CNRS/IRD. BP 53, Grenoble, F-38041, France. sandra.rome@ujf-grenoble.fr ; sylvain.bigot@ujf-grenoble.fr*
[4] *Agence de Développement Touristique de la Drôme ; 8, rue Baudin - BP 531 - Valence Cedex, F-26005, France. info@ladrometourisme.com*
[5] *Conseil Général de la Drôme – Direction de l'Environnement, 26 avenue du Président-Herriot - Valence cedex 9, F-26026, France. ipochelon@ladrome.fr*

Résumé *: Ce travail établit un diagnostic de la perception des évolutions climatiques et de leurs impacts potentiels sur les activités de tourisme que se font les professionnels du tourisme (hébergeurs, restaurateurs, institutionnels…) dans le département de la Drôme (sud-est de la France).Cette étude est effectuée dans le cadre du projet de recherche DECLIC (Drôme : Eau, CLimat, Impacts liés aux Changements) qui s'inscrit dans le programme national GICC-2 du MEEDDM. Les données sont issues du résultat d'une enquête exploratoire réalisée numériquement auprès des professionnels du tourisme du département (à partir de l'annuaire de l'ADT). Les méthodes d'analyse s'appuient sur des traitements statistiques bi- et multi-variés. Les résultats montrent la préoccupation sérieuse des acteurs en ce qui concerne l'évolution du climat et leur volonté de s'adapter.*

Mots-clés *: Changement climatique, tourisme, perception, Drôme.*

Abstract*: **Tourism professionals' attitudes towards climate change: example in the Drôme Département (France)***
Tourism economy is deeply dependent on climate change. For example, skiing needs snow in quantity and quality, and sun is a factor of attractiveness in summer. In order to diagnose precisely climate change perceptions during the twenty last years, this work focuses on tourism actors in activity (restaurant owner, hotel owner...) in the Drôme department. These actors were questioned about their personal climate change experiences and feelings. This survey allows to understand how local climate evolutions are felt and which impacts on tourism activities are perceived. This work is realized within the context of the DECLIC research project (Drôme : Eau, CLimat et Impacts liés aux Changements), which is itself included in a broader national program named GICC-2 leading by the MEEDDM.

Keywords*: Climate change, tourism, perception, Drôme.*

Introduction

L'attractivité et les pratiques touristiques d'une destination dépendent de nombreux facteurs liés directement ou indirectement au climat : par exemple des ambiances thermiques favorables, un ensoleillement adéquat ou encore des chutes de neige en quantité et en qualité suffisante permettant la pratique des activités de sport d'hiver. Dans le contexte de changements climatiques observés à toutes les échelles et dans différentes régions du globe (GIEC, 2007), il est légitime de se questionner sur les impacts que pourrait avoir la modification du climat sur les activités humaines en général, et sur l'activité touristique d'un territoire en particulier. Ces changements et leurs conséquences potentielles font l'objet de préoccupations grandissantes pour les décideurs politiques des espaces concernés car les enjeux socio-économiques liés à la ressource touristique sont parfois considérables (Scott *et al*., 2005 ; Viner, 2006 ; Fischer, 2007). Cette étude sur le changement climatique observé et perçu en lien avec le tourisme fait partie du programme national de recherche GICC2-DECLIC (Gestion et Impacts du Changement Climatique - Drôme : Eau, Climat et Impacts

liés aux Changements). Rassemblant dans un même partenariat des décideurs politiques (Conseil Général de la Drôme) et des équipes scientifiques (LTHE[14], PACTE[15], ESPACE[16]), mais faisant aussi appel à des acteurs locaux (ADT[17], PNRV[18]), le programme DECLIC est un projet innovant de recherche-action ayant pour objectif principal d'étudier les variations et évolutions du climat à une échelle locale ainsi que leurs effets sur la ressource en eau (pluviométrie, enneigement, sécheresse), les paysages forestiers (phénologie, évolutions), l'agriculture (sensibilité bioclimatique des plantes aromatiques et arbres fruitiers) et l'activité touristique (Rome *et al*., 2010).

Nous tentons dans ce travail d'identifier quelles sont les évolutions climatiques, environnementales et touristiques vécues et perçues par les professionnels du tourisme au cours des dernières années, ainsi que les stratégies d'adaptations envisagées par les acteurs du tourisme, cela dans le département de la Drôme (sud de la région Rhône-Alpes en France).

1. Contexte et problématique

1.1. Le changement climatique et ses impacts perçus par les acteurs touristiques

La vulnérabilité du tourisme face au changement climatique est l'une des priorités majeures de l'Organisation Mondiale du Tourisme (UNTWO, 2009). En France, les études se concentrent sur les espaces à forts enjeux touristiques : les Alpes (Eslasser et Burki, 2002 ; ANEM, 2007 ; Abegg, 2011) et auparavant, le pourtour Méditerranéen (Besancenot *et al.*, 1978). Les questions d'évolution des impacts, des pratiques et des stratégies d'adaptation sont régulièrement abordées et intéressent particulièrement la Direction nationale du Tourisme (Dubois et Ceron, 2006). Par le biais d'entretiens ou d'enquêtes, les travaux existants se focalisent généralement sur le changement climatique vu comme un risque et à travers ses conséquences sur les populations concernées (Stedman, 2004 ; Agho *et al*., 2010). Notre étude vient enrichir l'analyse portant sur la relation entre le tourisme et le changement climatique au sein d'un territoire spécifique, le département de la Drôme, et à une échelle très fine, celle des communes. Elle contribue également à mieux définir ces changements et les impacts associés du point de vue de professionnels qui livrent directement leurs perceptions en fonction de leur retour d'expérience.

1.2. Un lieu d'étude original : le département de la Drôme

Le département de la Drôme est un territoire qui présente une organisation géographique complexe. Il est marqué à la fois par des zones de relief marqué à l'est (Préalpes du Vercors, du Diois et des Baronnies) dont le point culminant est le Rocher Rond (2456 m) et par une large plaine alluviale à l'ouest : la vallée du Rhône (50 m). A l'image de son relief, le climat de la Drôme est également très atypique car le département ne compte pas moins de six types de climats différents (figure 1). Le massif du Vercors à l'est est marqué par le climat montagnard voire semi-continental sur les marges. Le climat méditerranéen altéré est le plus caractéristique du département. La vallée du Rhône au nord du département dispose d'un climat plus doux car les températures moyennes se situent autour de 13°C.

En 2010, la Drôme était le 40ème département touristique français (le nombre de nuitées a été évalué à 7,6 millions). Ce département dispose de sites touristiques de qualité qui accueillent près de 1,8 millions de touristes chaque année (ADT Drôme, 2011). La richesse

[14] Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
[15] Politiques publiques, ACtion politique, TErritoires
[16] Etude des Structures, des Processus d'Adaptation et des Changements de l'Espace
[17] Agence de Développement Touristique de la Drôme
[18] Parc Naturel Régional du Vercors

paysagère du département constitue assurément la principale source d'attraction touristique. Les activités pratiquées par les touristes sont essentiellement des activités de plein air : VTT, randonnée, canoë-kayak, visite de sites naturels l'été et ski ou raquettes l'hiver.

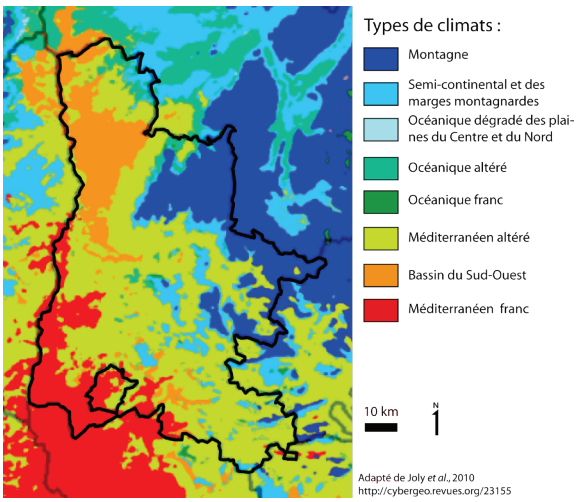


Figure 1 : Typologie climatique de la Drôme en 8 classes (adapté de Joly *et al.*, 2010). La résolution spatiale de l'interpolation est de 250 mètres. La méthode d'interpolation du champ spatial des 14 variables climatiques est effectuée par krigeage.

2. Données et méthodes

2.1. Des données issues d'une enquête effectuée par voie électronique

Les données servant de base à cette étude ont été récoltées par le biais d'une enquête en ligne auprès des professionnels du tourisme drômois. Afin de se montrer le plus exhaustif possible, nous avons choisi d'enquêter la totalité des structures touristique de la Drôme. Ceci a été possible grâce à l'existence d'une base de données construite par l'Agence de Développement Touristique de la Drôme et qui référence 2404 professionnels. Dans cette base, chaque structure est référencée selon son domaine d'activité (hébergement, dégustation, restauration, etc.). Afin d'optimiser le nombre de réponses, l'enquête a eu lieu au mois de septembre 2011, période de plus grande disponibilité de ce secteur professionnel. Le questionnaire comporte trente questions et les thématiques abordées portent sur le constat d'une évolution du climat et son type, mais aussi sur les conséquences potentielles pour l'activité du répondant et la possibilité d'une adaptation. Plusieurs types de questions sont utilisées : fermées uniques, fermées multiples ou ordinales. Des questions ouvertes permettent également au questionnaire de récolter des impressions plus précises, voire des anecdotes riches d'enseignements empiriques. L'analyse des réponses peut aussi permettre de dégager des tendances et/ou spécificités spatiales.

2.2. Des traitements statistiques bi- et multi-variés

Le traitement des réponses s'est fait en plusieurs étapes. L'outil utilisé tout au long du processus d'enquête est le logiciel Sphinx Plus² qui permet d'effectuer des enquêtes quantitatives et qualitatives, et qui assiste l'analyste depuis la conception du questionnaire et sa diffusion, jusqu'à l'analyse des résultats et leur communication. Le traitement statistique des résultats a été complété pour davantage de précision à l'aide du logiciel XlStat. Chaque variable a en premier lieu été décrite par des tris à plat, à travers le pourcentage de réponses de chaque modalité. La majorité des variables étant nominales, il n'est pas possible de les décrire davantage car toute opération arithmétique n'aurait ici aucun sens.

La mise en évidence de relations entre deux variables de la population étudiée est la seconde étape du traitement statistique des données. Enfin, l'analyse statistique multivariée finalise les traitements en examinant les liaisons pouvant exister entre les variables étudiées. Ainsi, l'analyse des correspondances multiples (ACM) permet de dégager des tendances

générales dans les réponses. Combiné avec une classification, il est possible d'obtenir une typologie des professionnels du tourisme ayant répondu et ainsi connaître les perceptions du changement climatique caractéristiques de chaque groupe de répondants.

3. Résultats et discussion

3.1. Profil général des répondants

Sur les 2404 professionnels du tourisme drômois ayant été interrogés, 223 ont répondu, soit un taux de réponses de 9,3 %. La répartition spatiale des réponses est assez homogène sur le territoire hormis la région des Baronnies, au sud du département, et l'est de Valence. A l'exception de la catégorie « *fêtes et manifestations* », tous les domaines d'activité sont représentés dans les réponses. Les hébergements locatifs sont largement dominants par rapport aux autres (41,7 %). Certains domaines comme les activités sportives se voient mieux représentées par les réponses, avec une part de 3,8 % en plus, alors que les professionnels de la dégustation ou encore de l'hôtellerie sont sous-représentés, avec respectivement 4,5 et 2,9 % de sous représentation par rapport à l'effectif de départ.

3.2. Les évolutions climatiques perçues

Pour 38,3 % des répondants une modification de leur climat local est à noter alors que 15,7 % disent n'avoir rien remarqué (figure 2). La plupart observent une augmentation des températures mais aussi une diminution des précipitations. Pour ce qui est des précipitations en revanche, les répondants semblent partagés entre augmentation et diminution. Cette séparation est bien moins nette que pour les températures. Etant donné la diversité géographique et climatique de la Drôme, il se peut que le constat de l'existence même d'un changement par les professionnels du tourisme soit différent selon leur lieu d'activité.

La comparaison des fréquences conditionnelles en ligne et en colonne montre qu'il existe en effet des disparités cantonales. Il ressort que les cantons de Valence, St-Donat-sur-l'Herbasse, et le Grand Serre disposent d'une sur-représentation de la modalité « non, je n'ai rien remarqué ». A l'inverse, dans les cantons de St Vallier, Pierrelatte et Crest, il y a une sur-représentation de la modalité « oui, j'ai constaté une évolution importante ». A Marsanne, il est également perçu une évolution mais plus faible. Les autres cantons ne présentent pas de tendance claire dans les réponses. Si des différences existent, elles ne marquent toutefois pas de logique spatiale nette dans l'espace d'étude.

3.3. L'évaluation des impacts potentiels sur les activités touristiques et les solutions d'adaptation

Parmi les professionnels interrogés, 45,8 % estiment qu'une modification du climat local aura de faibles conséquences sur leur activité tandis qu'à l'inverse, 29,4 % les pensent fortes. La comparaison des fréquences conditionnelles met en évidence que les conséquences auraient tendances à être estimées comme très faibles pour les activités culturelles alors qu'elles seraient plutôt fortes pour les activités d'hôtellerie de plein air, les activités de dégustation et les domaines skiables, qui par leur situation en moyenne montagne, sont touchés par l'incertitude du maintien de conditions climatiques hivernales adaptées à leur fonctionnement.

La possibilité d'adaptation des structures touristiques de la Drôme est également une question nouvelle qui, dans ce contexte de changement climatique, prend tout son sens. La grande majorité des professionnels interrogés (82 %) n'ont engagé aucune réflexion ou travaux allant dans le sens d'une adaptation au changement climatique pour en minimiser les effets alors que 15,6 % ont déjà un projet.

Pour ces derniers professionnels, la forme d'adaptation la plus pertinente leur semble être la diversification de l'activité (5,4 %) mais l'augmentation du travail de communication pourrait également être une solution (5,3 %). Par rapport aux autres modalités de la question, ces deux solutions sont les plus faciles à mettre en œuvre. En effet, une diversification de l'activité permet généralement de compléter les revenus. L'augmentation du travail de communication est ici la solution la plus économique pour le professionnel. Le transfert sur une autre période d'activité ne semble pas être pour les acteurs du tourisme une solution attrayante. Un décalage de quelques semaines est une solution déjà mise en œuvre par certains professionnels qui y voient désormais comme un manque à gagner.

Malheureusement, cette solution n'est pas envisageable pour tous les types d'activité. Déplacer spatialement l'activité n'apparaît pas comme une solution raisonnable pour ces acteurs (0,6 %).

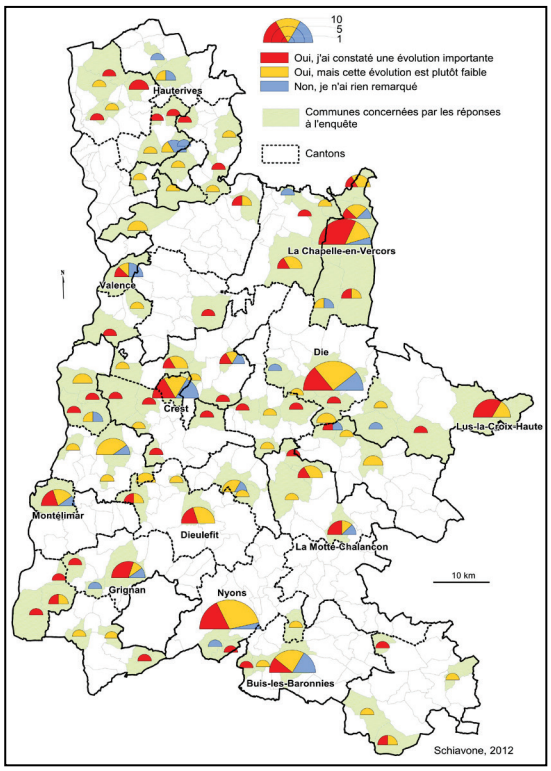


Figure 2 : Répartition (en nombre absolu) à l'échelle de la Drôme des réponses à la question : « *Avez-vous constaté une évolution de votre climat local depuis ces vingt dernières années ?* ».

En effet, ceci est une solution extrême et la dynamique de changement climatique actuelle n'est pas suffisamment intense pour envisager de telles mesures. Il est tout de même à noter que bon nombre de répondants (24,2 %) se voient freinés par un manque de moyens financiers.

3.4. Analyse pour mettre en évidence les similitudes entre répondants

Les deux premiers facteurs d'une ACM résument 35,5 % de la variance (figure 3) ; le premier axe (26,2 %) montre une opposition entre les professionnels du tourisme concernés et se sentant vulnérables et les autres professionnels pour qui ces changements sont inexistants et qui ne se sentent aucunement concernés ou vulnérables.

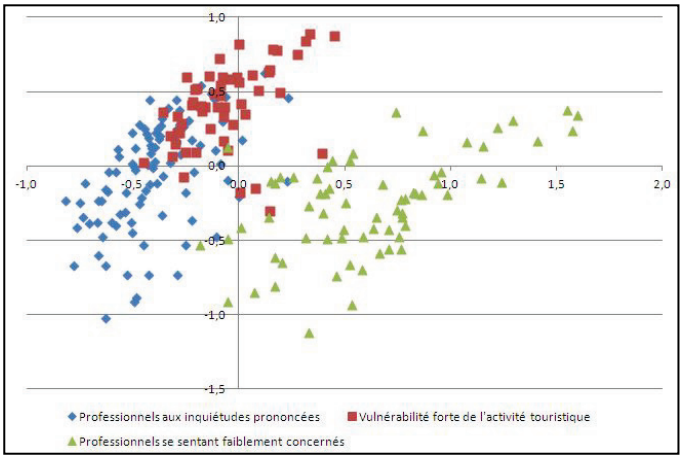


Figure 3 : Résultats de l'Analyse en Correspondances Multiples et classes de professionnels du tourisme formées par Classification Ascendante Hiérarchique (axe 1 : 26,2 % de variance expliquée ; axe 2 : 9,28 %).

Les premiers appréhendent grandement l'impact que cela pourrait avoir sur leur personne mais aussi sur leur activité touristique et envisagent le pire au travers de solutions d'adaptation radicales, comme par exemple délocaliser leur activité. Au contraire, l'ensemble des modalités des seconds laisse penser à une forme de déni voire de climato-scepticisme. Le second facteur (9,28 %) oppose une fois encore le « climato-aveugle » au « climato-inquiet » mais en se focalisant ici davantage sur l'activité elle-même.

Conclusion

Ce travail d'enquête sur les perceptions du changement climatique par les professionnels du tourisme dans la Drôme nous apporte des réponses nombreuses et riches en enseignement. En effet, dans ce département, le constat des modifications du climat apparaît avec certitude, mais avec des formes différentes selon les espaces et les acteurs considérés. Les adaptations sont déjà envisagées par les acteurs les plus sensibles à la question du confort climatique et conscients de la vulnérabilité de leurs ressources. La spatialisation des réponses conforte l'intérêt d'un travail de cette ampleur et permet de préciser les enjeux locaux, fortement variables dans ce département.

Références bibliographiques

Abegg B., 2011 : Le tourisme face au changement climatique. CIPRA International, 32 p.

ADT Drôme, 2011 : http://www.ladrometourisme.com/fr/espace-pro/observatoire-du-tourisme/bilan-touristique-et-chiffres-cles.html.

Agho K., Garry S., Taylor M., Barr M., Raphael B., 2010 : Population risk perceptions of global warming in Australia. *Environmental Research, 110*, 756-763.

ANEM, 2007 : Au delà du changement climatique, les défis de l'avenir de la montagne : rapport au 23ème congrès. 102 p.

Besancenot J.P., Mounier J., De Lavenne F., 1978 : Les conditions climatiques du tourisme littoral. *Norois*, 99, 357-382.

Dubois G., Ceron J.-P. 2006 : *Adaptation au changement climatique et développement durable du tourisme.* Marseille: TEC, 131 p.

Eslasser H., Burki R., 2002 : Climate change as a threat to tourism in the Alps. *Climate Research, 20*, 253-257.

Fisher J., 2007 : Current issues in the interdisciplinary research field of climate change and tourism : a meta-study of articles from 2006 and 2007. *European tourisme and the environment conference.* Dublin, Ireland, 36 p.

GIEC, 2007 : *Bilan 2007 des changements climatiques*. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, R.K. PACHAURI et A. REISINGER (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, …, 103 p.

Joly D., Brossard T., Cardot H., Cavailhes J., Hilal M., Wavresky P. 2010 : Les types de climat en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography, http://cybergeo.revues.org/23155*.

Rome S., Bigot S., Dubus N., Anquetin S., 2010 : Climate Change impacts in the Drôme department (southeastern France): the GICC-DECLIC Project (2010-2012). *European Geoscience Union Geophysical Research Abstracts*, Autriche (2010) [halshs-00484628 - version 1].

Scott D., Wall G., McBoyle, G., 2005 : The evolution of the climate change issue in the tourism sector. In Hall, C., Higham, J. (eds) *Tourism, Recreation and Climate Change*, London, UK: Channelview Press, 16 p.

Stedman R., 2004 : Risk and climate change : perceptions of key policy actors in Canada. *Risk Analysis,* 24 (5), 1395-1406.

UNTWO, 2009 : *From Davos to Copenhagen and beyond : advancing tourism's response to climate change.* World Tourism Organization, 29 p.

Viner D. 2006 : Tourism and its interactions with climate change. *Journal of Sustainable Tourism,* 14 (4), 317-322.

LES SÉCHERESSES ET LES AGRICULTEURS DES COTEAUX DU BAS-QUERCY

Bénédicte VEYRAC-BEN AHMED

Laboratoire GEODE, Maison de la Recherche, Université Toulouse 2 Le Mirail, 5, allées A. Machado, 31058 Toulouse Cedex 1, France. benedicte.veyrac@univ-tlse2.fr

Résumé : *Dans les coteaux du Quercy, le « temps sec » est attendu, et est considéré comme « normal » en été. Les travaux agricoles sont organisés pour s'adapter. On va distinguer deux types de phénomènes secs que les agriculteurs différencient : une sécheresse « normale » ou « temps sec », et une sécheresse exceptionnelle, aussi appelée « sécade ». La différence résulte de l'intensité du phénomène qui va engendrer 2 perceptions différentes et totalement opposées. Dans cet article, nous proposons d'étudier et les caractéristiques climatiques de l'aléa et la perception de ce phénomène par les agriculteurs. Nous verrons alors comment les évolutions des pratiques agricoles ont pu rendre les exploitations agricoles plus vulnérables à un phénomène climatique.*

Mots-clés *: Sécheresse, perception, agriculteurs, Sud-Ouest.*

Abstract: Drought and farmers in the hillsides of Quercy.
In the hillsides of Quercy, the "dry weather" is expected, and is considered as "normal" in summer. The agricultural works are organized "to make with ". We will make out two types of dry's phenomenon whom the farmers differentiate: the first "normal" drought or "dry weather" and the second is "exceptional" drought. The difference results from the intensity of the phenomenon which is going to cause two perceptions whom different and totally set. In fact this article studies and shows on firsthand the climatic physical characteristics of the phenomenon and on the second is how the farmers perceive it. We will show how the evolutions of the agricultural practices can change the farming and turn out to be more vulnerable about the climatic phenomenon.

Keywords*: Drought, perception, farmers, Southwestern.*

Introduction

Les agriculteurs, par leurs activités sont en lien direct avec les éléments du milieu naturel (Bertrand, 1975), qu'ils ont modifié par leurs pratiques (Deffontaines, 1995). On considère donc qu'il y a une proximité importante entre les différents éléments constituant les pratiques des agriculteurs et les composantes naturelles. Or, pour les agriculteurs des coteaux du Bas-Quercy, la sécheresse est un élément perçu comme un facteur climatique important. Ils différencient d'ailleurs deux types de sècheresses qu'ils qualifient eux-mêmes de « sécheresse habituelle » et de « sécheresse exceptionnelle ».

Ces phénomènes de sècheresses peuvent-ils être appréhendés comme des révélateurs d'adaptations temporaires ou permanentes, non pas à venir, mais déjà en cours, des pratiques des agriculteurs ? Nous verrons dans un premier temps en quoi ces deux appellations ont des caractéristiques physiques, et notamment climatiques, différentes. Nous verrons ensuite, dans un deuxième temps, dans quelle mesure les sècheresses entraînent des modifications des pratiques des agriculteurs.

1. Méthodologie

1.1. Le contexte

Dans le bassin versant du Lemboulas, au Nord du Tarn et Garonne et au Sud du Lot, la polyculture était une adaptation traditionnelle au manque récurrent de précipitations estivales, celles-ci correspondant à une caractéristique du climat local. L'introduction, de cultures spécialisées (tabac, maïs semence), de cultures à haute valeur ajoutée (arboriculture, melons de plein champs), et le développement de certaines grandes cultures, ont permis de un développement économique de ce territoire par l'adoption d'une polyculture dite de marché

(Sourbadère, 1988) (figure 1). Or, ces cultures qui profitent de conditions d'ensoleillement favorables, sont aussi gourmandes en eau, et nécessitent alors le recours à l'irrigation. Les agriculteurs choisissent donc de prendre le « risque » de mettre en place ces cultures (Vinet, 2002).

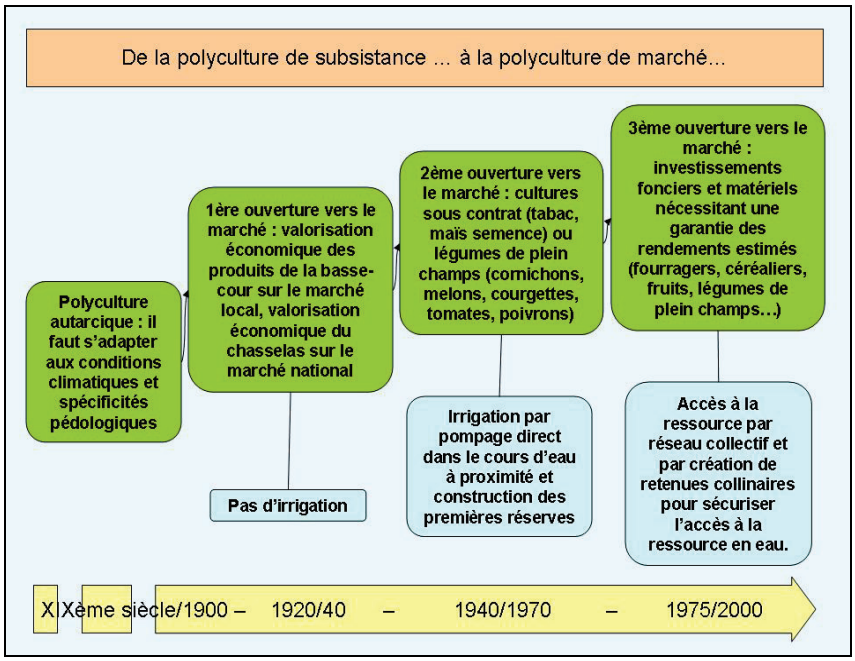


Figure 1 : Evolution des exploitations agricoles dans le bassin versant du Lemboulas, du XIXème siècle aux années 2000.

1.2. Le recueil des données et leur analyse

1.2.1. La détermination des périodes de déficit

Les agriculteurs qualifiant la sécheresse de phénomène climatologique, nous avons axé notre étude, dans un premier temps sur la recherche de périodes de déficit pluviométrique, depuis le début du XXème siècle. Nous avons choisi d'établir la période d'étude climatologique sur une durée d'un siècle. Effectivement, cela nous permet, durant cette période de déterminer des déficits exceptionnels, en rapport à la moyenne, mais aussi dans la durée. Nous avons, dans ce sens, considéré la sécheresse comme un phénomène ayant un « caractère anormal » (Vigneau, 2006).

N'ayant pas de données concernant l'évapotranspiration potentielle, nous avons donc limité notre étude aux données pluviométriques et thermiques. Ainsi, grâce aux données annuelles et mensuelles des stations Météo-France de Castelnau-Montratier, puis de l'ACMG de Montpezat de Quercy, nous avons procédé à une identification des périodes de déficit pluviométrique exceptionnel en identifiant, dans un premier temps, les années fortement déficitaires par rapport à la moyenne. Puis, nous avons étudié pour chacune de ces années les rapports mensuels à la moyenne pour déterminer les périodes longues (plusieurs mois successifs) durant lesquelles la pluviométrie est située en-dessous de la moyenne, comme le propose Lambert dans son étude de la sécheresse de 1989-91 (Lambert, 1991). Cinq périodes ont ainsi été identifiées : 1921, 1942-49, 1976, 1989-1991 et 2003.

A partir des données pluviométriques et de températures mensuelles de ces périodes, rapportées aux données mensuelles moyennes, et associées aux températures moyennes, il nous est possible de déterminer la durée, mensuelle, et l'intensité d'un épisode de sécheresse (Lambert, 1996). C'est ainsi par exemple que l'on peut mettre en évidence l'intensité et la

persistance de la sécheresse de l'année hydrologique 1975-1976 dans les coteaux du Bas-Quercy, contrairement au cumul de l'année 1976 (légèrement supérieur à la moyenne), et qui n'est pas identifié comme une année de sécheresse exceptionnelle dans l'intégralité du Sud-Ouest. La confrontation avec la littérature scientifique et l'analyse proposée par différents spécialistes des épisodes nous a permis de conforter nos analyses.

Ce premier élément a été un moyen de confronter des données climatiques, mais surtout mesurées, à un vécu des agriculteurs. De plus, l'atteinte du cycle de l'eau dans son intégralité est claire : si l'étiage est particulièrement marqué en période estivale et de façon récurrente, les débits mesurés se révèlent bien inférieurs en période de sécheresse exceptionnelle (Veyrac, 2009). L'appel à la littérature scientifique a confirmé le caractère exceptionnel de certains épisodes, qui ont ainsi fait l'objet d'analyses approfondies.

1.2.2. Recueillir le vécu des agriculteurs

Pour comprendre la place et le rôle que peut avoir la sècheresse dans les pratiques des agriculteurs, nous avons choisi d'interroger les agriculteurs eux-mêmes. Nous avons donc mené des entretiens semi-directifs auprès de 63 exploitations (parfois 2 à 3 générations ont répondu à nos questions), soit 6% des exploitations professionnelles comprises sur les communes concernées par un même bassin hydrologique, celui du Lemboulas. Ces exploitations sont très diversifiées autant au niveau des productions qu'au niveau des surfaces. Elles regroupent 6,38 % de la SAU totale comprise sur les communes du bassin du Lemboulas (données Agreste issues du RGA 1998).

Nous avons pu recueillir plusieurs éléments :

- l'historique de l'exploitation qui nous permet de percevoir les évolutions de l'exploitation (surfaces globales, productions, techniques culturales) ;
- les éléments constitutifs de la personne, à travers son âge, sa formation ou son parcours professionnel, sa date officielle d'installation.
- les aléas naturels auxquels il/elle doit faire face sur l'exploitation et la façon dont ils sont gérés ;
- la perception de la sécheresse, de la sécheresse habituelle et de la sécheresse exceptionnelle.

2. Résultats

2.1. Une typologie de la sécheresse

Chacun des agriculteurs du bassin versant du Lemboulas distingue très clairement deux types de sécheresse, ayant chacune des caractéristiques physiques et qu'ils appréhendent de façon très différente. Seules 2 exploitations, dont le siège est situé dans une tête de bassin ont un micro-terroir particulièrement humide. Celles-ci n'appréhendent donc pas la sécheresse de la même manière que les autres.

Nous reprendrons dans la suite de notre article la dénomination que les agriculteurs font des sècheresses.

2.1.1. La « sécheresse habituelle »

La « sécheresse habituelle », ou phénologique, correspond à un ou deux mois sans pluie ou à trois ou quatre mois secs, toutefois entrecoupés de quelques orages ponctuels. Attendue, cette sécheresse est aussi « appréciée » grâce à un certain nombre de pratiques adaptatives mises en place et permettant de passer cette saison sans encombres : apport de foin aux

troupeaux en extérieur, mise en place de culture de sorgho fourrager pour un apport en vert complémentaire, enherbement et irrigation en sous-frondaison ou travail superficiel du sol… Le calendrier agricole est donc organisé de façon à adapter les pratiques à des conditions climatiques qui sont considérées par les agriculteurs comme habituelles. Ainsi, par opposition à cette sécheresse phénologique, un été pluvieux va être considéré comme péjoratif : dégradation de la qualité des fruits, des céréales, des fourrages, difficultés pour leur conservation…

Ces épisodes secs sont caractérisés par une baisse de la pluviométrie en période estivale (figure 2). En effet, les caractéristiques du climat méditerranéen et du climat océanique se retrouvent dans le climat des coteaux du Bas-Quercy. Toutefois, le diagramme ombrothermique ne reflète en rien l'irrégularité des précipitations, et surtout la concentration (temporelle et spatiale) des précipitations estivales.

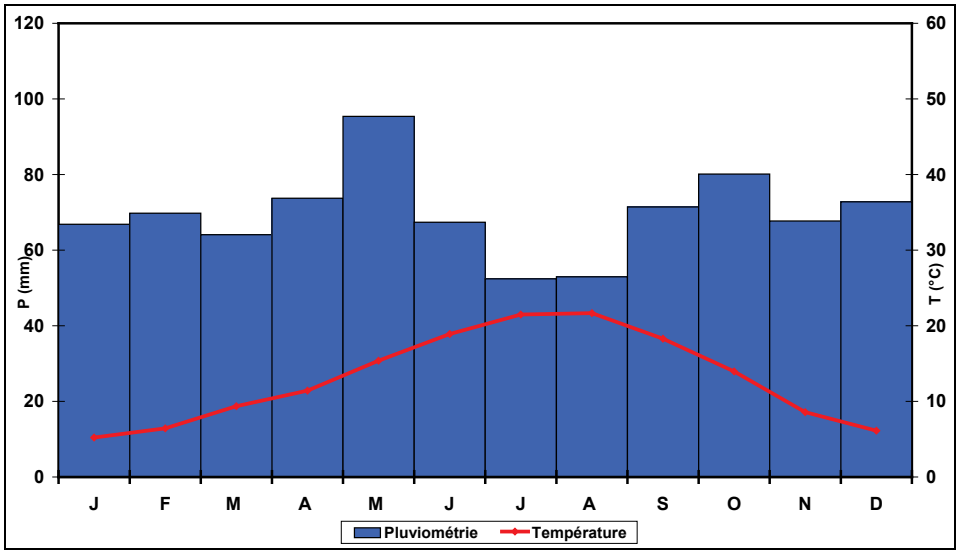


Figure 2 : Diagramme ombrothermique de la station de Montalzat, pour la période 1974-2007 (données ACMG).

2.1.2. La « sécheresse exceptionnelle » ou « sécade »

La « sécheresse exceptionnelle » ou « sécade » peut être estivale ou printanière. Elle lie un déficit des précipitations qui provoque des difficultés au niveau de la végétation (dessèchement), à des températures qui peuvent être particulièrement élevées. Les agriculteurs se trouvent souvent démunis face à cet évènement car il dépasse leurs capacités habituelles de gestion d'un épisode sec. Charre, en 1977, parle d'un « seuil de sécheresse » : chaque société, selon sa capacité technique et sociale va pouvoir faire face de façon plus ou moins importante à un événement climatique imprévu. Au-delà d'une moyenne, Charre considère qu'une société situe son utilisation des potentialités offertes par le milieu par rapport à une moyenne à laquelle elle pouvoir se référer. On retrouve cette notion de vulnérabilité face à un phénomène climatique et à ses conséquences hydrologiques dans la définition de la sécheresse faite par l'ESCo (Amigues *et al.*, 2006) : la sécheresse inscrit un déficit pluviométrique et hydrologique important, dans le temps long, c'est-à-dire au-delà de 3 mois, toutefois la vulnérabilité va être différente selon la période d'apparition du phénomène sec.

La sécheresse exceptionnelle s'inscrit donc dans un temps long qui dépasse la durée mensuelle de ses manifestations les plus visibles, c'est-à-dire au-delà des périodes strictement sans pluies. Le déficit pluviométrique commence en fait très souvent dès le début de l'année hydrologique dans le contexte d'une sécheresse exceptionnelle. Ainsi le déficit mensuel est

visible sur une longue période, en amont de la période estivale qui recevra cette qualification. Ainsi, en 1976, le déficit pluviométrique va des mois de septembre 1975 à août 1976 (figure 3).

La sécheresse de 1989 à 1991 se caractérise également par une longue succession de mois déficitaires, entrecoupée de mois où la pluviométrie supérieure à la moyenne ne parvient pas à rééquilibrer la moyenne.

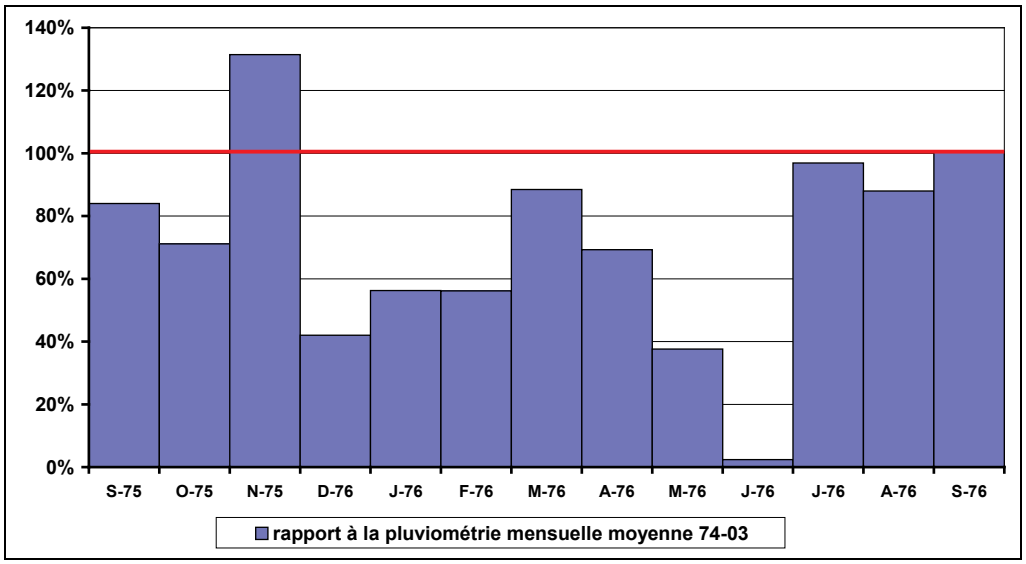


Figure 3 : Excédent ou déficit pluviométrique mensuel pour la période allant de janvier 1975 à décembre 1976, par rapport à la moyenne pluviométrique 1974-2003, à la station ACMG de Montalzat (données ACMG).

2.2. Une différenciation des réactions

La sécheresse de 1976, renforcée par celles de 1985, puis celle de 1989-1991, a été l'élément déclencheur de la mise en place des lacs collinaires, répondant ainsi à un besoin de sécurisation de la ressource en eau (Veyrac-Ben Ahmed, 2010 ; Montginoul et Erdlenbruch, 2011). Les agriculteurs considèrent alors comme une nécessité de sécuriser leur approvisionnement en eau par la création de ressources individuelles essentiellement.

Si les pratiques d'irrigation faisaient écho à une rentabilisation d'équipements lourds (Chartier, 1977), la sècheresse et la canicule de 2003 marquent un nouveau tournant. Alors que de nombreux agriculteurs ont vidé leurs réserves sans pour autant sauver leurs récoltes, d'autres ont subi les restrictions de prélèvements. Si parmi les agriculteurs certains désirent développer un accès à l'eau plus important par le biais d'une retenue et d'un réseau collectifs, d'autres agriculteurs (une dizaine sur notre échantillon) ont considéré la sècheresse de 2003 comme le départ d'une réflexion sur leur dépendance vis-à-vis de la ressource en eau dont ils disposent. De cette réflexion menée individuellement sur leur exploitation sont nées deux stratégies d'adaptation différentes mais répondant au même objectif.

La première stratégie consiste à faire un choix entre deux cultures gourmandes en eau, et à remplacer l'une des deux par une culture en sec. Cela permet une meilleure maîtrise de l'irrigation pour la culture choisie, améliorant ainsi sa qualité. La deuxième stratégie consiste à réduire la quantité d'eau utilisée pour une même culture en mettant en place un nouveau système d'irrigation plus économe. Cet investissement est consenti par les agriculteurs qui dont les cultures sont mises en place sur plusieurs années voire sur plus d'une décennie (arboriculteurs). Si ces stratégies rejoignent les recommandations des experts (Amigues *et al.*, 2006), elles se concrétisent effectivement sur certaines exploitations.

Conclusion

De part son impact sur les activités culturales, par sa remise en question du calendrier agricole, et par le poids des investissements dans la structure financière, chaque aléa climatique, et la sécheresse en particulier, accroît la vulnérabilité potentielle des exploitations (Vinet, 2001).

Les stratégies mises en place au niveau des exploitations suite aux sècheresses exceptionnelles, dans les coteaux du Bas-Quercy, change le rapport à la ressource en eau disponible. Le choix de concentrer l'irrigation sur une culture ou de mettre en place un nouveau système d'irrigation permet de diminuer le volume d'eau nécessaire aux cultures. La réserve constituée dans le lac collinaire n'est alors plus vécue comme étant utilisable chaque année en intégralité, mais plutôt comme une assurance en cas de phénomène sec particulièrement exceptionnel. Dans le bassin du Lemboulas, dans une situation déjà existante de tension autour de la ressource, la modification des pratiques sur les exploitations pourrait changer en profondeur les rapports à l'hydrosystème, remettant en question l'organisation mise en place autour d'aménagements collectifs en cours, aménagements en projets depuis plusieurs décennies…

Références bibliographiques

Amigues J.-P., Debaeke P., Itier B., Lemaire G., Seguin B., Tardieu F., Thomas A., 2006 : *Sécheresse et agriculture. Réduire la vulnérabilité de l'agriculture à un risque accru de manque d'eau.* Expertise scientifique collective, synthèse du rapport, INRA, France, 72 p.

Bertrand G., 1975 : *Pour une histoire écologique de la France rurale*. In Duby G. et Wallon A., *Histoire de la France rurale*, tome 1, Paris, édition du Seuil, 39-118.

Chartier M., 1977 : Sécheresses et vie rurale. Quelques remarques. *Norois*, 95 ter, 57-63.

Charre J., 1977 : A propos de sécheresse. *Revue de géographie de Lyon*, 52, 215-226.

Deffontaines J.-P., 1994 : L'agriculteur-artisan, producteur de formes. *Natures, Sciences, Sociétés*, vol.2, n°4, 337-342.

Dubreuil V., Planchon O., 2009 : Bilan d'un siècle d'observation des sécheresses et des types de circulations atmosphériques associées à Rennes. *Geographia Technica*, Numero spécial, 139-144.

Lambert R., Lami J-M, Senges F., 1991 : *La sécheresse de 1989 dans le bassin de la Garonne.* Université de Toulouse-Mirail, Institut de géographie, Ministère de l'environnement, délégation de bassin Adour-Garonne, 75 p.

Lambert R., 1996 : *Géographie du cycle de l'eau.* Collection amphi 7, géographie, PUM, Toulouse, 439 p.

Montginoul M., Erdlenbruch K., 2011 : Les réserves de substitution sont-elles une solution à la pénurie d'eau ? *Ingénieries*, 56-60, 131-136.

Sourbadère G., 1988 : Population, agriculture en Gascogne gersoise de 1945 à nos jours. *Economie rurale*, n°184-186, 151-160.

Veyrac-Ben Ahmed, 2010 : Quelle réponse de l'agriculture face aux sécheresses exceptionnelles ? Etude de l'impact de la mise en place des lacs collinaires dans le bassin versant du Lemboulas (Bas-Quercy, Midi-Pyrénées). *La Houille Blanche*, 5, 57-61

Vigneau J.-P., 2005 : *Climatologie*. Collection campus, édition Armand Colin, 200 p.

Vinet F., 2002 : La question du risque climatique en agriculture : le cas de la grêle en France. *Annales de géographie*, 627-268, 592-613.

SIMULATION STOCHASTIQUE DE CHAMPS DE PLUIE À HAUTE RÉSOLUTION AU SAHEL

Théo VISCHEL, Guillaume QUANTIN et Thierry LEBEL

LTHE (UMR 5564), Université Grenoble 1, IRD, Grenoble, France.
theo.vischel@ujf-grenoble.fr

Résumé : *On présente ici une méthode statistico-dynamique qui permet de simuler des champs de pluie à pas de temps fin (~5 minutes) conditionnés par des mesures pluviographiques. La méthode combine (i) un modèle géostatistique de simulation conditionnée et (ii) une méthode d'interpolation par krigeage lagrangien qui permet de désagréger les champs de pluie événementiels au pas de temps 5 minutes. La méthode est appliquée pour la simulation de champs de pluie sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger. Les champs générés reproduisent de manière satisfaisante les caractéristiques spatio-temporelles des systèmes pluviométriques sahéliens.*

Mots-clés *: Champs de pluie stochastique, Sahel, géostatistiques.*

Abstract*:* ***Simulation of stochastic rainfields in the Sahel region.***
A statistico-dynamic method is proposed to simulate rainfields at fine time steps (~5 minutes) conditionned by point rain gauge measurements. The method combines (i) a geostatistical model simulating rainfields at the event time step with (ii) a lagrangian kriging interpolation that is used to disaggregate the event rainfield down to 5 minutes time steps. The method is used to simulate rain fields over the AMMA-CATCH Niger observatory. The generated rainfields reproduce satisfactorily the main space-time characteristics of the Sahelian rainy systems.

Keywords*: Stochastic rainfields, Sahel, geostatistics.*

Introduction

La production de champs de pluie à haute résolution est un enjeu majeur dans de nombreux domaines notamment en climatologie pour décrire la variabilité des précipitations, en hydrologie pour modéliser la forte sensibilité des hydrosystèmes à la variabilité spatio-temporelle de la pluie, en télédétection pour calibrer/valider les produits satellites de précipitation.

Un des principaux problèmes pour produire des champs de pluie à haute résolution est l'inadéquation entre les mesures disponibles et les échelles spatio-temporelles d'intérêt. Dans la présente étude on se focalise sur l'exploitation de mesures issues de réseaux de pluviographes pour produire des champs de pluie à des résolutions kilométriques au pas de temps 5 minutes. La mesure pluviographique est une des plus fiables et des plus courantes pour estimer les intensités de pluie à pas de temps fins. Deux problématiques se posent alors pour générer des champs de pluie : (i) comment estimer les intensités de pluie entre les points de mesure et (ii) comment estimer l'incertitude sur ces estimations ? De nombreuses méthodes d'interpolation existent pour répondre à la première question mais, comme illustré dans ce papier, elles ne sont pas toujours adaptées à la spatialisation de la pluie à petit pas de temps. La seconde question est essentielle pour caractériser la fiabilité des champs de pluie générés. Elle permet en outre de définir le cadre théorique nécessaire à la simulation stochastique des champs de pluie. L'avantage de l'approche stochastique par rapport à l'interpolation déterministe classique et qu'elle permet pour un même événement la génération d'un ensemble de champs de pluie statistiquement cohérents. Cet ensemble peut par exemple servir à étudier la propagation d'erreurs liées aux précipitations dans des modèles hydrologiques distribués.

On présente ici une méthode statistico-dynamique originale qui permet de simuler de façon stochastique des champs de pluie à pas de temps fin (5 minutes) conditionnés par des mesures pluviographiques. La méthode combine (i) un modèle géostatistique de simulation

conditionnée qui permet de générer un ensemble stochastique de champs de pluie au pas de temps événementiel et (ii) une méthode d'interpolation par krigeage lagrangien qui permet de désagréger les champs de pluie événementiels au pas de temps 5 minutes. La méthode est appliquée et évaluée pour la simulation de champs de pluie au Sahel à partir de données de pluviographiques disponibles sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger.

1. Zone d'étude et données

1.1. L'observatoire AMMA-CATCH Niger

La zone d'étude est l'observatoire AMMA-CATCH Niger (ACN, Lebel *et al.*, 2009) situé au Sahel (figure 1). Dans cette région, la pluviométrie est gouvernée par la mousson ouest-africaine. Durant la saison des pluies de mai à octobre, les précipitations sont principalement dues au passage de systèmes convectifs de méso-échelles (SCM) qui expliquent plus de 80 % du cumul précipité annuel. Les SCM qui se propagent généralement d'est en ouest rendent la pluie fortement intermittente et très variable dans le temps et l'espace.

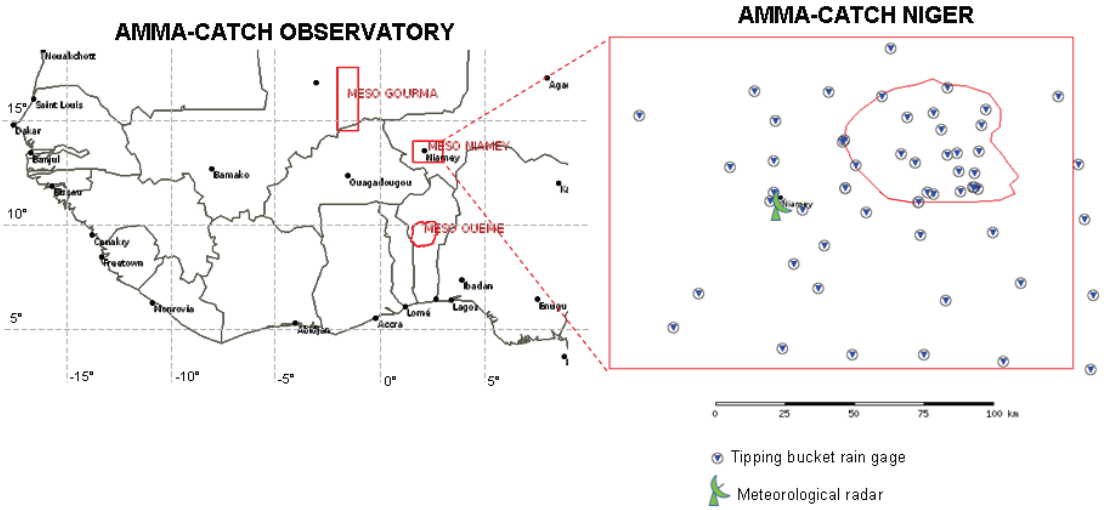


Figure 23 : Réseau pluviographique de l'Observatoire AMMA-CATCH Niger.

1.2. Données de pluie

Au sein de l'observatoire ACN on dispose d'un réseau pluviographique dense constitué de 30 pluviomètres à augets basculants fournissant des mesures depuis 1990 sur une surface de 16 800 km². Le réseau a été densifié pour certaines années comme par exemple entre 2005 et 2008 (56 stations installées) en lien avec la période d'observation intensive du programme AMMA. C'est sur cette période que se focalise le présent travail. Les données brutes de basculement ont été traitées pour estimer les intensités de pluie au pas de temps 5 minutes. Des critères spatio-temporels définis par Balme *et al.* (2006) ont permis de sélectionner 201 événements majeurs sur la période d'étude. Il est à noter qu'un radar météorologique a été opérationnel en 2006, fournissant des estimations de pluie pour quelques événements de la saison (Russell *et al.*, 2010).

2. Méthode

La méthode proposée pour simuler au pas de temps 5 minutes des champs de pluie conditionnés par les mesures pluviographiques repose sur la combinaison de deux méthodes géostatistiques qui ont déjà été évaluées de manière indépendante sur le réseau ACN (Vischel *et al.*, 2009, 2011).

2.1. Méthode A : Interpolation lagrangienne des champs de pluie à 5 minutes

Une des méthodes classiquement utilisées pour interpoler des champs de pluie à 5 minutes consiste à kriger indépendamment les intensités à chaque pas de temps. Vischel *et al.* (2011) ont montré que cette approche ne permet pas de reproduire la forte intermittence et la corrélation temporelle qui caractérisent les champs de pluie aux pas de temps fins. Ils ont proposé une méthode nommée krigeage lagrangien qui consiste à kriger les intensités dans un repère qui suit le système précipitant en propagation (repère lagrangien). Vischel *et al.* (2011) montrent que la prise en compte de la cinématique du système pluviométrique permet d'améliorer les performances d'interpolation. En revanche, le cadre théorique du krigeage lagrangien ne permet pas d'estimer de façon triviale les incertitudes d'interpolation et n'est donc pas directement adapté pour générer des champs de façon stochastique.

2.2. Méthode B : Simulation stochastique conditionnée par les mesures pluviométriques à l'échelle événementielle

La seconde méthode permet de simuler des champs de pluie stochastiques à l'échelle événementielle (cumul sur la durée de l'événement). Cette méthode est basée sur la simulation de champs gaussiens anamorphosés et peut être conditionnée par des mesures ponctuelles. Elle a été appliquée et évaluée sur l'observatoire ACN par Vischel *et al.* (2009).

Vischel *et al.* (2009) montrent que les champs simulés reproduisent correctement la distribution spatio-temporelle des cumuls événementiels. En revanche la méthode n'est pas adaptée aux pas de temps infra-événementiels car elle s'accommode mal de la forte accumulation de valeurs non pluvieuses et la corrélation temporelle entre deux champs de pluie successifs n'est pas prise en compte.

2.3. Combinaison méthodes A et B : Simulation stochastique des champs de pluie à 5 minutes

Aucune des deux méthodes A et B ne permettant directement la simulation stochastique de champs de pluie à 5 minutes, on se propose ici de les combiner. Pour un événement donné, le principe est le suivant : (i) au pas de temps 5 minutes, on interpole les champs de pluie par la méthode A, (ii) au pas de temps événementiel, on simule un ensemble de champs de pluie conditionnés aux stations par la méthode B, (iii) sur chaque pixel de la grille et pour chaque réalisation on désagrège le cumul événementiel simulé via la méthode B par le hyétogramme issu de l'interpolation de la méthode A. Pour un pixel donné de la grille de simulation, cela se traduit par la formule suivante :

$$R_{sim_5\min,k}(t_i) = \begin{cases} \dfrac{R_{sim_evt,k}}{\sum_{i=1}^{N} R_{kri_5\min}(t_i)} \times R_{kri_5\min}(t_i) & si \sum_{i=1}^{N} R_{kri_5\min}(t_i) \neq 0 \\ 0 & si \sum_{i=1}^{N} R_{kri_5\min}(t_i) = 0 \end{cases} \quad \text{(Eq. 1)}$$

où $R_{sim_evt,k}$ est le cumul événementiel de la $k^{\text{ème}}$ réalisation simulée par la méthode B, $R_{kri_5min}(t_i)$ est l'intensité de pluie interpolée au pas de temps t_i par la méthode A. $R_{sim_5min,k}(t_i)$ est la $k^{\text{ème}}$ réalisation de l'intensité de pluie simulée au pas de temps t_i,

Appliquée à tous les pixels, la procédure permet (i) de respecter le cumul événementiel simulé par la méthode B en tout point du domaine de simulation, (ii) de conserver la cinématique temporelle modélisée par la méthode A, (iii) de conserver la forme du hyétogramme interpolé par la méthode A.

2.4. Evaluation de la qualité des champs de pluie simulés

Les champs de pluie produits à partir des 201 événements de la période 2005-2008 sont évalués par une méthode de validation croisée équivalente à celle décrite par Vischel *et al.* (2011). Les deux principaux critères d'évaluation de la qualité des champs sont (i) la reproduction de la distribution des intensités pluvieuses, (ii) la reproduction de la structure spatiale des champs.

3. Résultats

3.1. Evaluation qualitative sur l'événement du 22 juillet 2006

Sur la figure 2 sont comparés des champs de pluie estimés à partir de différentes méthodes pour l'événement du 22 juillet 2006. La figure 2a montre les champs estimés à partir du radar en place en 2006 sur l'observatoire.

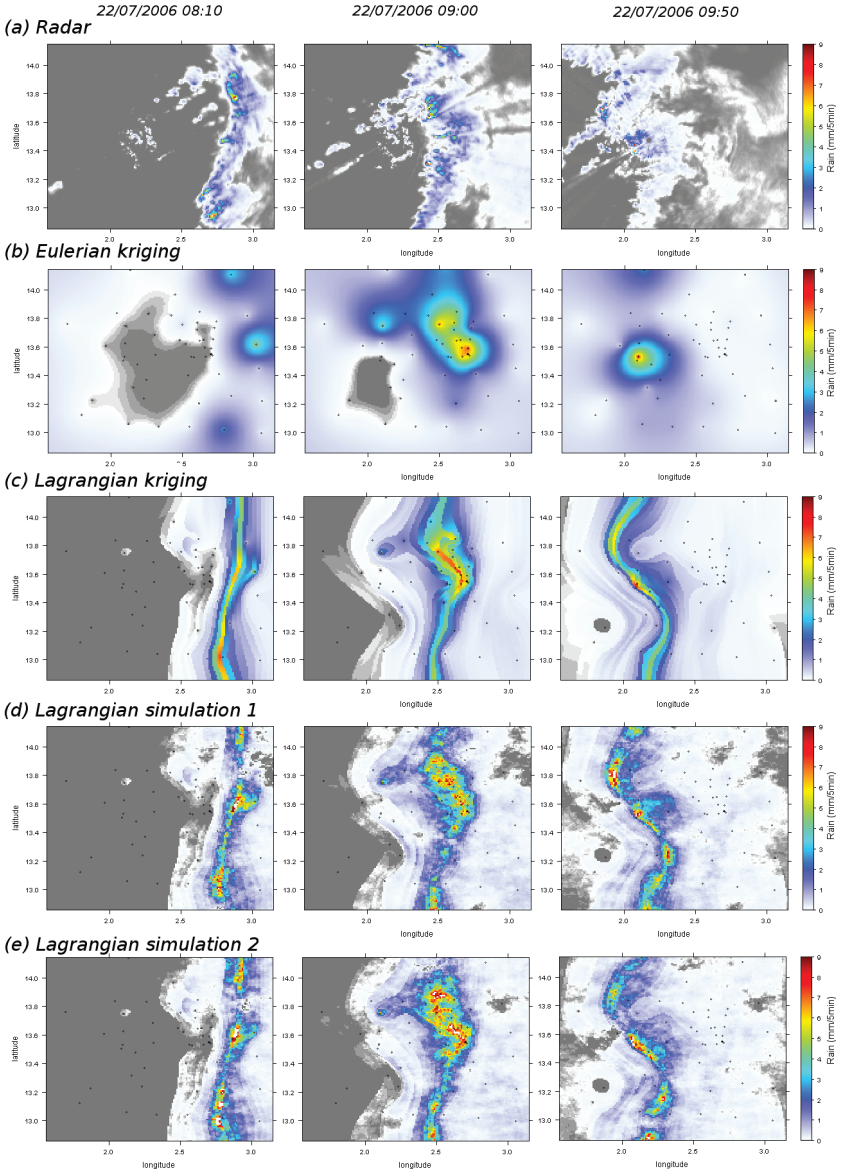


Figure 24 : Evénement du 22 juillet 2006 sur le réseau AMMA-CATCH Niger.

Etant donné les fortes incertitudes liées à la mesure indirecte des intensités de pluie par radar, ces champs ne peuvent en aucun cas être considérés comme des références. En

revanche, ils permettent d'avoir une bonne idée de l'organisation spatiale des champs de pluie issus du passage du système pluvieux sur la zone d'étude. On remarque en particulier que les champs de pluie à 5 minutes sont caractérisés par trois propriétés majeures (i) une forte intermittence liée aux zones non pluvieuses à l'avant du système, (ii) une forte variabilité des intensités de pluie au sein du système, (iii) entre deux pas de temps successifs, la forme des zones de pluie sont assez semblables, signe d'une forte corrélation temporelle entre les champs.

Sur la figure 2b on constate immédiatement qu'une interpolation classique par krigeage eulérien ne retranscrit correctement aucune des trois propriétés précitées. En revanche l'interpolation lagrangienne (figure 2c) fournit des champs beaucoup plus réalistes respectant de façon satisfaisante l'intermittence et la corrélation temporelle entre les champs. Toutefois le champ des intensités au sein du système reste très lisse comparé aux images radars, ce lissage est une caractéristique connue de l'interpolation par krigeage. La combinaison simulation événementielle/krigeage lagrangien est présentée sur les figures 2d et 2e pour deux réalisations stochastiques. La méthode permet de conserver les propriétés d'intermittence et de cinématique des champs lagrangiens en y ajoutant une variabilité réaliste des intensités au sein de la zone pluvieuse. Contrairement au krigeage qui lisse les intensités de pluie, l'approche stochastique permet de reproduire des structures pluvieuses dont les échelles de variabilité kilométriques correspondent clairement aux cellules convectives visibles sur les images radars.

3.2. Evaluation quantitative sur les 201 événements de la période 2005-2008

Les graphiques quantile-quantile (QQPlot) dans la partie gauche de la figure 3 permettent de comparer la distribution observée et modélisée des intensités pluvieuses. Sur la partie droite de la figure 3 sont tracés les variogrammes qui caractérisent la structure spatiale des champs. A l'échelle événementielle, on constate que les simulations stochastiques permettent de retranscrire de façon très satisfaisante la distribution des intensités pluvieuses ainsi que la structure spatiale des champs de pluie. Ce n'est pas le cas du krigeage qui sous-estime de façon systématique les intensités de pluie les plus fortes et ne respecte pas la structure spatiale des champs.

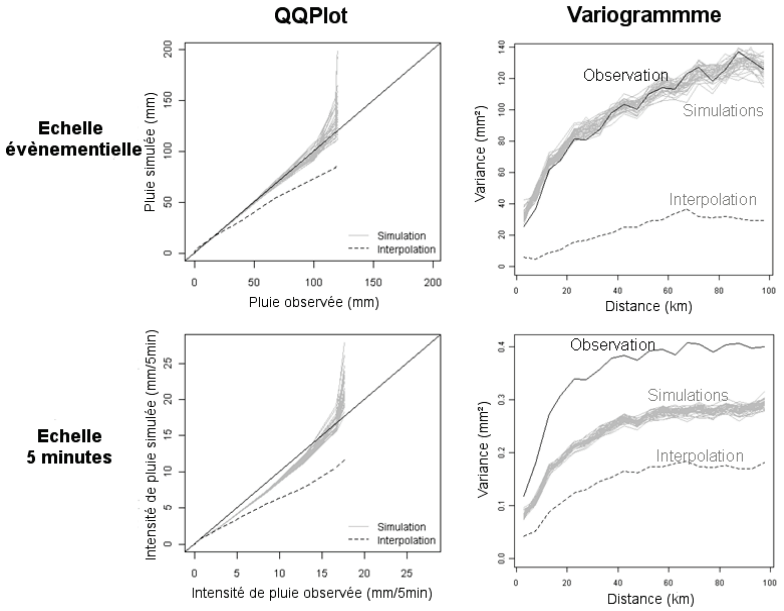


Figure 25 : Comparaison des distributions statistiques (QQPlot) et des variogrammes observés et simulés aux pas de temps événementiel et 5 minutes.

A l'échelle 5 minutes, les champs krigés ne reproduisent pas correctement la distribution des intensités de pluie et sous estiment très fortement la variance du variogramme. La méthode de simulation stochastique proposée permet d'améliorer les caractéristiques des champs générés. La distribution des intensités de pluie simulées est beaucoup plus satisfaisante. La sous-estimation du variogramme est diminuée de moitié. On remarquera en revanche que le palier de variance reste de plus d'un quart inférieur au palier observé. Ce comportement nécessite d'être approfondi mais il est très certainement lié aux décalages temporels de la cinématique modélisée par le krigeage lagrangien.

Conclusion

Cet article propose une méthode originale de simulation stochastique de champs de pluie à haute résolution spatio-temporelle conditionnée par des mesures pluviographiques. La méthode se base sur la désagrégation d'une simulation conditionnée à l'échelle événementielle par une interpolation lagrangienne à l'échelle 5 minutes.

Appliquée à la modélisation de champs de pluie sahéliens, cette méthode permet de retranscrire de façon satisfaisante les propriétés d'intermittence, de corrélation temporelle et de variabilité spatiale qui caractérisent les champs de pluie à haute résolution. Comparée à l'interpolation par krigeage qui lisse les intensités de pluie, elle améliore la retranscription de la distribution des intensités de pluie et la structure spatiale des champs produits.

Grâce à l'approche stochastique un ensemble de champs a été produit sur l'année 2005. Cet ensemble de champs est actuellement utilisé pour évaluer l'impact de l'incertitude du forçage pluviométrique sur les sorties d'un modèle de surface implanté sur la zone d'étude.

Remerciements : Ce travail a été financé par l'IRD dans le cadre du programme ORE AMMA-CATCH. Basé sur une initiative française, le programme AMMA a été construit par un groupe scientifique international et est actuellement financé par un grand nombre d'agences, en particulier de France, du Royaume-Uni, des États-Unis d'Amérique et d'Afrique. Il a été le bénéficiaire d'une contribution majeure du 6ème Programme-cadre de recherche et développement de la Communauté européenne. Des informations détaillées sur la coordination scientifique et le financement sont disponibles sur le site d'AMMA International (www.amma-international.org).

Références bibliographiques

Balme M., T. Vischel, T. Lebel, C. Peugeot and S. Galle, 2006 : Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff: Part 1: Rainfall variability analysis. *Journal of Hydrology*, 331, 336-348.

Lebel T. and Coauthors, 2009 : AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375, 3-13.

Russell B. and Coauthors, 2010 : Radar/rain-gauge comparisons on squall lines in Niamey, Niger for the AMMA. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 136, 289-303, doi:10.1002/qj.548.

Vischel T., T. Lebel, S. Massuel and B. Cappelaere, 2009 : Conditional simulation schemes of rain fields and their application to rainfall–runoff modeling studies in the Sahel. *Journal of Hydrology*, 375, 273-286, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.028.

Vischel T., G. Quantin, T. Lebel, J. Viarre, M. Gosset, F. Cazenave and G. Panthou, 2011 : Generation of high resolution rainfields in West Africa: evaluation of dynamical interpolation methods. *J. Hydrometeor*, 110426113802000, doi:10.1175/JHM-D-10-05015.1

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET RISQUES PATHOLOGIQUES DANS LA COMMUNE LACUSTRE DES AGUÉGUÉS AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

Expédit Wilfrid VISSIN

Laboratoire Pierre Pagney : Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement (LACEEDE). Université d'Abomey-Calavi. BP 526, Cotonou, République du Bénin. exlaure@yahoo.fr

Résumé : *La présente étude vise à analyser l'influence du climat sur les risques pathologiques des populations dans la commune lacustre des Aguégués. Les données climatologiques (pluie, température, humidité relative) couvrant la période de 1979 à 2010 et les statistiques des pathologies (paludisme, anémie, gastro-entérites, infections respiratoires aiguës et maladies diarrhéiques) de 2005 à 2010, utilisées ont permis de montrer les liens qui existent entre les facteurs climatiques et les différentes pathologies. Les résultats montrent que la variation et l'interaction entre les facteurs climatiques conditionnent la vie des êtres vivants et que les maladies inhérentes sont saisonnières. La recrudescence du paludisme, de l'anémie, les maladies diarrhéiques et des gastro-entérites s'enregistrent plus en saison pluvieuse.*

Mots-clés *: Humidité relative, Aguégués, Pathologies, gastroentérites.*

Abstract: Variability of climate and disease risk in the lake municipality of Aguégués in Benin (West Africa). *This study aims to analyze the effect of climate on disease risk of people in the lakeside municipality of Aguégués. Climatological data (rainfall, temperature, relative humidity) for the period from 1979 to 2010 and the statistics of diseases (malaria, anemia, gastroenteritis, acute respiratory infections and diarrheal diseases) from 2005 to 2010, have shown the links between climatic factors and various diseases. The results indicate that the variation and the interaction between climatic factors condition the life of living beings and the inherent diseases are seasonal. The resurgence of malaria, anemia, diarrhea and gastroenteritis are more records in the rainy season.*

Keywords*: Relative humidity, Aguégués, Pathology, gastroenteritis.*

Introduction

Des basses latitudes aux latitudes moyennes, l'homme vit sous des climats très diversifiés (Azé, 2011). Cependant, il arrive que le climat à travers ses différents facteurs (température, pluviométrie, humidité relative…) soit contraignant pour l'homme, entraînant même des répercussions sur sa santé. Le climat conditionne la vie des êtres vivants, en même temps qu'il intervient sur la destinée de leur groupement (Pagney, 1978). En effet, ses variations favorisent la prolifération de divers types de vecteurs responsables de plusieurs pathologies (Vissin *et al.*, 2007). Il est directement ou indirectement impliqué dans l'apparition de certaines pathologies (Alladayé, 1997). Les fortes précipitations par exemple accroissent les risques de prévalence du paludisme (Olayinka, 2006).

Au Bénin, elles se manifestent, entre autres, par une forte irrégularité interannuelle des précipitations tant dans leur ampleur que dans leur répartition (Boko, 1988). De ce fait, ces variations influencent le calendrier sanitaire et une réduction du rendement des méthodes de gestion des risques de santé. L'adaptation de l'homme aux conditions climatiques est nécessaire car les rapports entre le milieu et les pathologies sont très étroits (Orékan repris par Oba, 2008). Dans le domaine intertropical, plus que partout ailleurs, ces relations entre le climat et les pathologies sont plus étroites. De nombreuses pathologies sont strictement tropicales car ne se rencontrent que là où la chaleur est toujours élevée et l'humidité forte. La variation du climat est donc une composante non négligeable dont il faut tenir compte dans les stratégies de lutte et de prévention des pathologies en milieu tropical.

Située entre 6°24'04''N et 6°33'24''N, et entre 2°27'12''E et 2°35'56''E, avec une superficie de 103 km^2, la commune lacustre des Aguégués (figure 1), à l'instar des autres

communes du Bénin, est confrontée à d'énormes problèmes de santé publique liés à la variation et aux interactions entre les paramètres climatiques. La prévention des pathologies basée sur les liens entre ces dernières et les paramètres climatiques s'avère primordiale pour la santé.

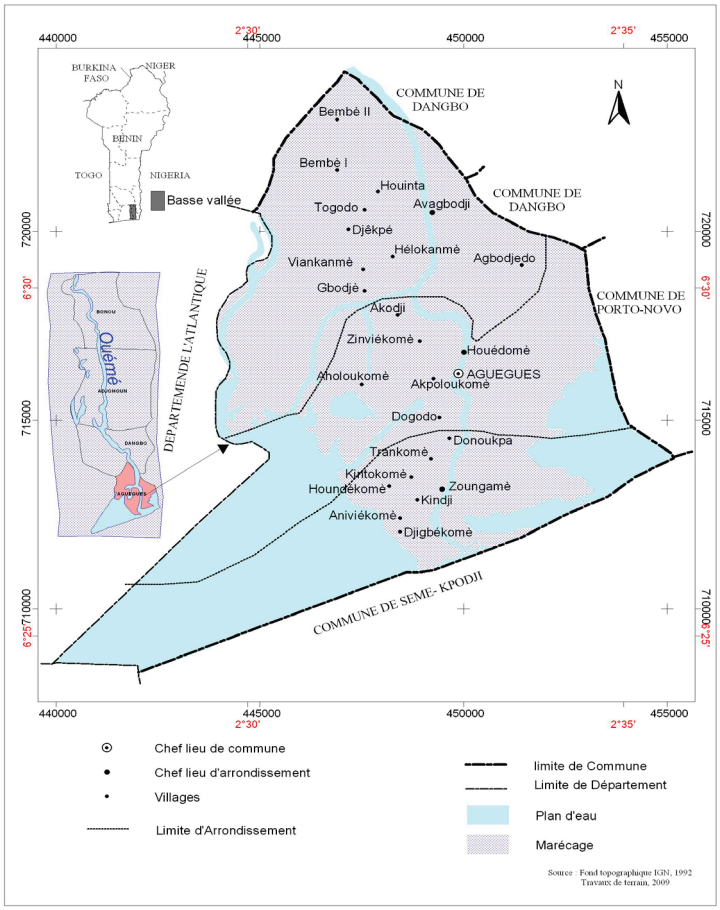


Figure 1 : Localisation de la commune des Aguégués.

La commune lacustre des Aguégués est traversée par un réseau hydrographique constitué du lac Nokoué, de la lagune de Porto-Novo et du fleuve Ouémé qui partagent la commune en un ensemble d'îlots d'accumulation alluviale logé dans la partie basse du fleuve Ouémé et arrosée par des pluies de trois à cinq mois par an (Missikpodé, 2010).

Dans cet article, nous présentons les résultats d'une analyse sur l'influence du climat sur les pathologies dans la commune des Aguégués.

1. Données et méthodes

1.1. Données

Les données climatiques concernent les données mensuelles et annuelles des hauteurs de pluie, de la température moyenne mensuelle, de la vitesse du vent et de l'humidité relative, relevées par l'ASECNA, à la station synoptique de Cotonou (à trente-cinq kilomètres environ de la commune des Aguégués), sur une période de trente ans (1979 à 2009) à cause des données disponibles.

Les données relatives aux pathologies sont les statistiques mensuelles et annuelles du paludisme, des Infections Respiratoires Aiguës (IRA), des maladies diarrhéiques, des gastroentérites et de l'Anémie, collectées dans la commune d'étude sur une période de six ans (2005 à 2009). Elles ont été fournies par la Zone Sanitaire de Porto-Novo.

1.2. Méthodes

Dans cette étude, les méthodes de traitement utilisées sont statistiques. Afin de donner quelques ordres de grandeurs (de position et de dispersion), nous avons calculé les moyennes et les coefficients de variation des différentes séries climatologiques (température, humidité relative et hauteur de pluie) et des données épidémiologiques. Pour l'étude de la relation entre les deux types de données (données climatiques et statistiques des maladies), nous avons calculé les coefficients de corrélation de Bravais-Pearson (r), montrant l'intensité et le sens de la relation.

2. Résultats

2.1. Variation saisonnière du paludisme, de l'anémie et des paramètres climatiques

Les figures 2 et 3 présentent respectivement la variation saisonnière des paramètres climatiques et du paludisme, et celle de l'anémie et des paramètres climatiques dans la commune des Aguégués. L'analyse de la figure 2 montre que le démarrage des pluies coïncide avec une augmentation progressive du nombre de cas de paludisme.

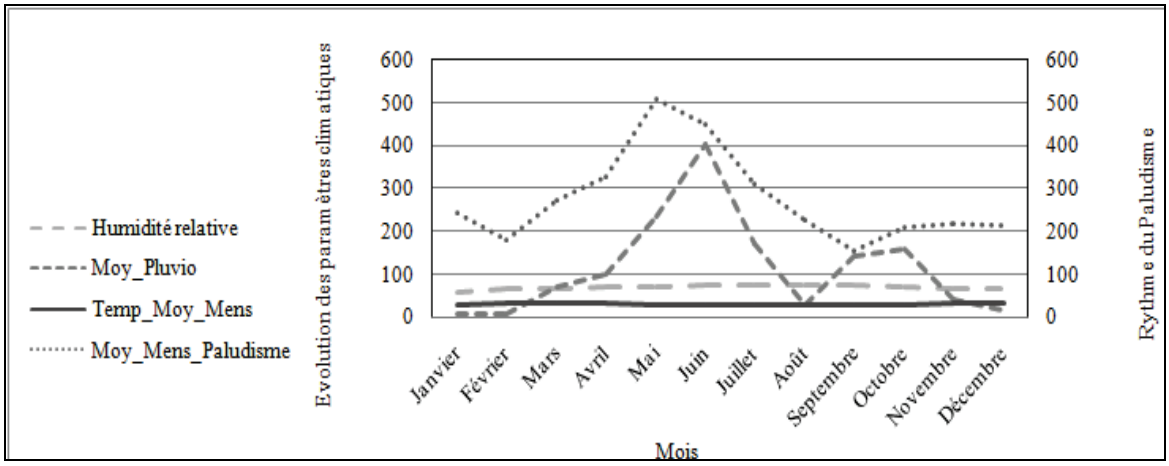


Figure 2 : Rythme saisonnier moyen du paludisme et des paramètres climatiques.

Le nombre de cas les plus élevés de paludisme s'enregistrent pendant les saisons pluvieuses. On note également une baisse thermique liée à la saison des pluies, ce qui serait donc favorable à la prolifération du vecteur du paludisme (l'anophèle). Le nombre élevé de cas de paludisme s'enregistre pendant les périodes de forte humidité relative. On pourrait supposer que la forte hygrométrie serait favorable de l'augmentation des cas de paludisme.

L'analyse de corrélation entre le paludisme et les paramètres climatiques révèle une très faible corrélation respectivement entre la température, soit r = -0,01 et une faible corrélation entre le paludisme et l'humidité relative, soit r = 0,21. En revanche, la corrélation est forte entre le paludisme et la pluviométrie, soit r = 0,73. On retient donc qu'il y a une dépendance entre le paludisme et les précipitations. La saison des pluies est donc la période favorable pour la prolifération des moustiques vecteurs du paludisme. En définitive, le coefficient de détermination R^2 est de 50,7 %, ce qui montre que la variation du paludisme est expliquée par la variation des facteurs climatiques dont la pluie (53,5 %) en particulier.

De l'analyse de la figure 3, il ressort que la fréquence de l'anémie évolue au rythme de la pluie avec un léger décalage entre les saisons. La température et l'humidité relative présentent quasiment la même allure et ont une variation saisonnière proche de celle de l'anémie.

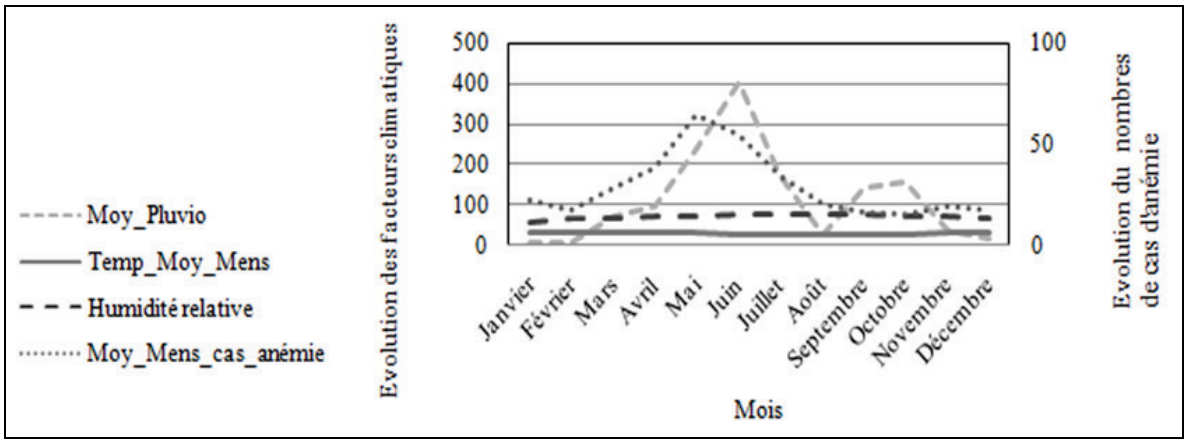


Figure 3 : Rythme saisonnier moyen de l'anémie et des paramètres climatiques.

L'analyse de corrélation entre l'anémie et les paramètres climatiques révèle une forte dépendance entre l'anémie et la pluie, soit r = 0,73. Par contre, on note une très faible dépendance entre la température et l'anémie, soit r = 0,02, et une faible corrélation entre l'humidité relative et l'anémie, avec r = 0,24. La pluviométrie intervient également dans la recrudescence de l'anémie avec une légère influence de la température. Somme toute, le pouvoir explicatif est de 50 %, ce qui montre que la variation de l'anémie est expliquée par la variation des facteurs climatiques dont la pluie (54,3%) en particulier.

2.2. Variation saisonnière des infections respiratoires aiguës, des maladies diarrhéiques et des paramètres climatiques

Les figures 4 et 5 présentent l'évolution des infections respiratoires aiguës, des maladies diarrhéiques et des paramètres climatiques. On retient de l'analyse de la figure 4 que les nombres de cas les plus importants des infections respiratoires aiguës coïncident avec les périodes de baisse pluviométrique. Ils augmentent lorsque la température moyenne est en hausse avec une diminution progressive de l'humidité relative.

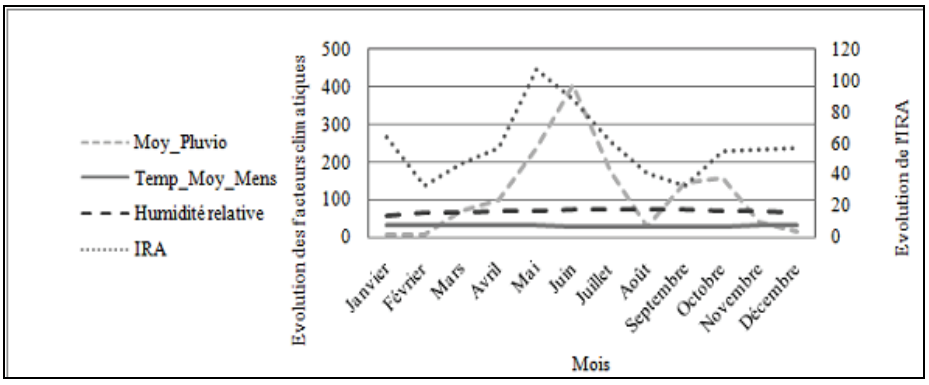


Figure 4 : Rythme des infections respiratoires aiguës et des paramètres climatiques.

L'analyse de la corrélation entre L'IRA et les paramètres climatiques révèle une forte dépendance entre la pluie et l'IRA, soit r = 0,67. En revanche, on observe une faible dépendance entre l'IRA et la température, soit r = 0,02 ainsi qu'entre l'humidité relative et l'IRA, soit r = 0,04. Le rythme de la pluviométrie est donc déterminant dans la manifestation des infections respiratoires aigües. En définitive, le pouvoir explicatif est de 49,5 %, ce qui montre que la variation des infections respiratoires aiguës est expliquée par la variation des facteurs climatiques, dont l'humidité relative (44,1 %) en particulier.

La figure 5 montre une augmentation du nombre de cas de diarrhées pendant la récession pluviométrique et une diminution desdits cas pendant les périodes de hausse pluviométrique. Le nombre des maladies diarrhéiques évolue également au rythme de la température et de l'humidité relative.

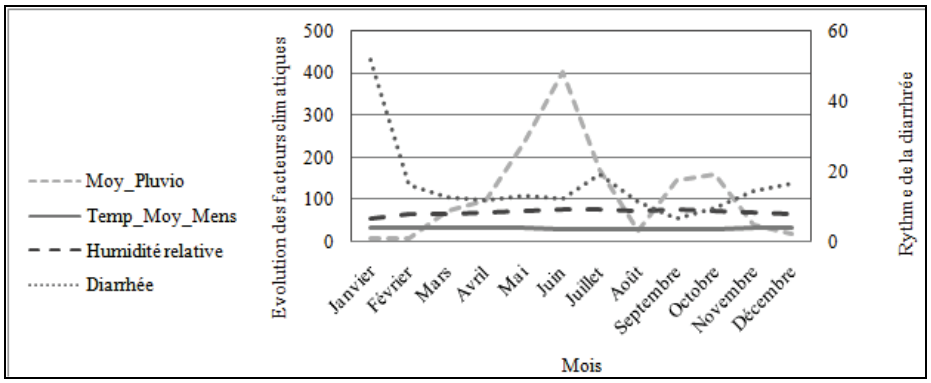


Figure 5 : Rythme des maladies diarrhéiques et des paramètres climatiques.

L'analyse de la corrélation entre la diarrhée et les paramètres climatiques révèle qu'il y a une faible dépendance entre la diarrhée et la pluie, soit r = 0,32 ainsi qu'entre la diarrhée et la température, soit r = 0,19. Par contre, on constate une forte dépendance entre la diarrhée et l'humidité relative avec r = 0,79. D'une manière générale, le coefficient de détermination est de 90,2 %, ce qui montre que la variation de la diarrhée est expliquée par la variation des facteurs climatiques dont l'humidité relative (62 %) en particulier.

2.3. Evolution des gastroentérites et des facteurs climatiques

La figure 6 montre l'évolution des gastroentérites et des facteurs climatiques. De son analyse, on constate que le maximum de nombre de cas de gastroentérites est enregistré au début de la période de hausses pluviométriques et évolue au rythme de l'humidité relative. Les gastroentérites se développent également pendant les périodes où la température est minimale.

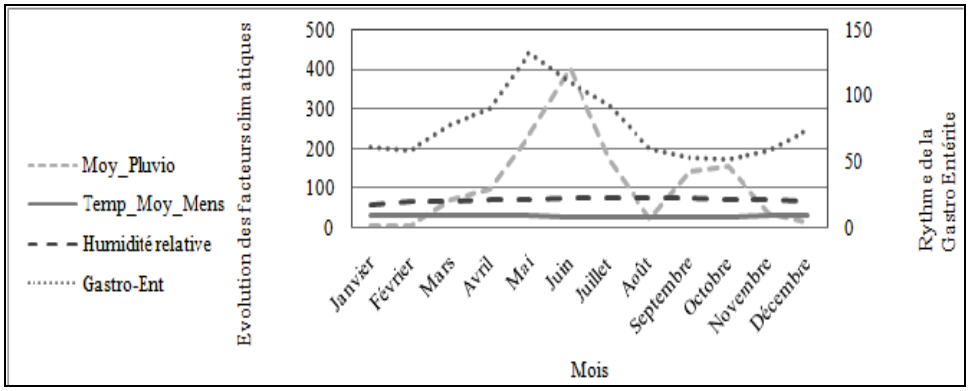


Figure 6 : Evolution des gastroentérites et des facteurs climatiques.

L'analyse des corrélations calculées entre les paramètres climatiques et les gastroentérites révèle qu'il existe une forte dépendance entre la pluie et les gastroentérites avec r = 0,66. En revanche, on note une faible dépendance entre l'humidité relative et les cas de gastroentérites, soit r = 0,22 et une très faible dépendance entre la température et les gastroentérites (r = 0,03). Les facteurs climatiques sont donc déterminants dans la manifestation de la gastroentérite, en particulier la pluie. D'une manière générale, le coefficient de détermination est de 39 %, ce

qui montre que la variation de la gastroentérite est expliquée par la variation des facteurs climatiques dont la pluie (44,6 %) en particulier.

Globalement, le léger décalage observé entre les pathologies et les facteurs climatiques peut s'expliquer soit par le temps mis par les différents vecteurs de chaque pathologie pour se développer ou soit par la qualité des données utilisées.

Conclusion

Au terme de cette étude, il convient de retenir que compte tenu des dépendances constatées entre les différents paramètres climatiques et les pathologies étudiées, le climat est déterminant dans l'apparition des pathologies (paludisme, anémie, gastroentérites, infections respiratoires aiguës et maladies diarrhéiques) dans la commune lacustre des Aguégués.

En plus des effets liés au climat pourraient s'ajouter l'insuffisance criante du personnel sanitaire dans la commune, certaines habitudes et comportements malsains des populations qui créent des conditions écologiques favorables au développement des germes et vecteurs pathogènes, fragilisant ainsi l'état sanitaire et le bien-être des populations dans la commune.

Références bibliographiques

Alladaye G., 1998 : *Types de temps et pathologies chez les enfants 0-5 ans dans la circonscription urbaine d'Abomey-Calavi*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UNB, 120 pages.

Aze N., 2011 : *Rythme climatique et rythme pathologique à Porto-Novo*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC, 68 pages.

Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales au Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse de Doctorat d'Etat. Dijon, université de Bourgogne, 605 pages.

Missikpode E., 2010 : *Etude des formes d'utilisation de l'eau et conflits d'usage dans la commune des Aguégués*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC, 87 pages.

Oba M., 2008 : *Climat et santé dans la commune de Kandi*. Mémoire de Master de Géographie, UAC, 52 pages.

Olayinka M., 2006 : *Rythmes pathologiques chez les enfants de la commune des Aguégués et gestion des risques sanitaires*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC, 103 pages.

Pagney P., 1978 : *La climatologie*. QSJ n°17, Presse Universitaire de France, 127 pages.

Vissin E. W., 2007 : *Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 311 pages.

Vissin E., Houssou C. et Boko M., 2007 : *Rythme climatique et évolution saisonnière des pathologies dans le département de Mono (Bénin, Afrique de l'Ouest)*. In : Actes du 1er colloque de l'UAC des sciences, cultures et technologies, géographique, 49-58.

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET CRUES TORRENTIELLES EN MONTAGNE : QUELLES RELATIONS ?

Bruno WILHELM, Fabien ARNAUD, Pierre SABATIER, Charline GIGUET-COVEX et Jean-Jacques DELANNOY

EDYTEM, Université de Savoie-CNRS, Pole Montagne, Campus Scientifique, Le Bourget du Lac, France, bruno.wilhelm@univ-savoie.fr

***Résumé** : Aujourd'hui une augmentation de l'intensité des extrêmes hydrologiques est attendue avec le réchauffement global. Cependant peu d'observations permettent d'étayer cette théorie alors que les crues torrentielles qui en résultent sont dangereuses pour les populations de montagne. L'évolution de la fréquence et de l'intensité des crues passées, reconstituée à partir de l'étude de séquences sédimentaires de lacs d'altitude, suggère que sur l'ensemble des Alpes françaises la fréquence de crue à l'échelle centennale à milléniale augmente en période froide, probablement en lien avec une cyclonicité plus importante. L'intensité des crues augmente également au cours des périodes froides dans les Alpes du Sud, en lien probablement avec des phases négatives de l'Oscillation Nord-Atlantique, alors que l'intensité augmente au cours des périodes chaudes dans les Alpes du Nord.*

***Mots-clés** : Crues torrentielles, fréquence et intensité de crue, changements climatiques, sédiments lacustres.*

Abstract: Climatic changes and mountain-torrent floods: what relations?
Today an increasing intensity of hydrological extremes is theoretically expected with the global warming. However, the lack of observations does not allow to backup this theory. Sedimentary sequences of high-elevation lakes are here used to reconstruct the past evolution of flood frequency and intensity. Results suggest that the flood frequency over a centennial-to-millennial time-scale increases during cold periods over the whole French Alps, probably owing to a more important cyclonic activity. In the Southern Alps, the flood intensity increases also during the colder periods, probably in link to negative phases of the North Atlantic Oscillation while the flood intensity increases in the Northern Alps during warmer periods.

***Keywords**: Mountain-torrent floods, flood frequency and intensity, climate changes, lake sediments.*

Introduction

Les crues torrentielles résultent de précipitations intenses et de courtes durées qui se concentrent très rapidement dans les bassins versants de montagne, de petite taille et à forte pente (Merz et Blöschl, 2003). La montée brutale des eaux, les forts débits et l'importante quantité de matériaux charriés rendent ces événements particulièrement dangereux et dommageables pour les populations de montagne (OCDE, 2007). Aujourd'hui, l'évolution de l'aléa torrentiel devient une question préoccupante (ONERC, 2008) dans un contexte d'augmentation attendue des événements extrêmes avec le réchauffement global (IPCC, 2007) et de densification du bâti dans les zones à risque, rendant les populations de montagne plus vulnérables (Béniston et Stephenson, 2004 ; OcCC, 2007). Cependant les rapports traitant de l'évolution des risques naturels dans les Alpes n'évoquent pas de tendance significative quant à l'évolution des crues torrentielles (OcCC, 2007), essentiellement par manque de données disponibles et la difficulté d'en acquérir (ONERC, 2008). En effet les précipitations à l'origine des crues torrentielles sont le plus souvent associées à des événements convectifs localisés, et nettement plus importantes en altitude où peu de stations météorologiques sont implantées (Kieffer-Weisse et Bois, 2001). De plus il n'existe pas de suivi continu de systèmes torrentiels, à l'exception de quelques bassins expérimentaux (ONERC, 2008).

Nous proposons ici d'étudier les sédiments de lacs d'altitude, conjointement aux archives historiques, pour évaluer le rôle des changements climatiques passés sur l'aléa torrentiel dans les Alpes françaises. Les lacs agissent comme des pièges à sédiment en retenant les matériaux charriés par le torrent. Au cours d'un événement de précipitations intenses, l'augmentation importante et brutale du débit d'un torrent entraîne une augmentation de sa capacité d'érosion

et de transport. Des particules plus nombreuses et de taille plus importante sont alors charriées jusqu'au centre du lac où vont se mettre en place des dépôts de crue caractérisés par une base grossière et une grano-décroissance. Il est à noter que des dépôts similaires peuvent également être générés par des glissements en masse des sédiments accumulés sur les pentes. Seule une étude approfondie de la spatialisation et de la granulométrie des dépôts permet de distinguer les dépôts issus d'une crue ou d'un remaniement gravitaire (par exemple Arnaud *et al.*, 2002 ; Wilhelm *et al.*, 2012a). La reconnaissance dans la séquence sédimentaire et la datation des dépôts de crue permettent alors la reconstitution de chroniques de crues torrentielles. Il est également possible de reconstituer l'intensité des crues à partir d'analyses granulométriques (Campbell, 1998 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012 ; Wilhelm *et al.*, 2012b), ou du volume sédimentaire transporté au cours de la crue (Wihelm *et al.*, 2012a). L'étude des sédiments lacustres semble ainsi être une approche particulièrement pertinente pour traiter de l'évolution des crues torrentielles en milieu alpin sur le temps long.

1. Sites d'étude et approche méthodologique

Pour estimer la variabilité régionale de l'activité torrentielle en réponse aux changements climatiques passés, 3 sites d'étude ont été sélectionnés dans les Alpes françaises selon un transect nord-sud : le Lac Blanc dans le massif des Aiguilles Rouges (BAR, 45°58'57"N, 6°53'20"E, 2352 m), le Lac Blanc dans le massif de Belledonne (BLB, 45°10'42''N, 5°58'20''E, 2160 m) et le lac d'Allos dans le massif du Haut-Verdon, Mercantour (ALO, 44°14'N, 6°42'30''E, 2230 m). Tous les bassins versants de ces lacs sont caractérisés par des surfaces réduites (< 1 km²) et de fortes pentes (> 10°). D'autre part, ils comportent tous un stock de matériel morainique important, facilement érodable à l'occasion de crue. Des études en cours tendent à montrer que ce stock peut être considéré comme « illimité » à l'échelle du dernier millénaire et que son érodibilité est indépendante des fluctuations glaciaires.

L'identification des dépôts de crue dans les séquences sédimentaires a dans un premier temps été réalisée à partir d'une description lithologique détaillée et d'analyses granulométriques. Ensuite, des analyses géochimiques par scanner de carotte ont permis d'acquérir des traceurs indirects de la granularité à haute résolution pour une identification exhaustive des dépôts de crue (Giguet-Covex *et al.*, 2012 ; Wilhelm *et al.*, 2012a, 2012b). La reconstitution de l'intensité des crues a été adaptée pour chaque site en fonction des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant, de la nature du matériel érodé et des processus de transfert du matériel vers le lac. Elle est basée sur deux approches différentes ; la granularité ou le volume de matériel transporté. En effet la fraction la plus grossière du dépôt de crue est généralement associée au débit maximal atteint au cours de la crue (Campbell, 1998). La datation des séquences sédimentaires a été réalisée à partir des méthodes classiques de mesures de radioéléments à courte demi-vie (^{210}Pb, ^{137}Cs, ^{241}Am) et de mesures ^{14}C. Des corrélations avec des séismes régionaux ou des contaminations historiques au plomb ont permis de contraindre ou de supporter les modèles d'âge (Arnaud *et al.*, 2002 ; Giguet-Covex *et al.*, 2012 ; Wilhelm *et al.*, 2012a, 2012b).

2. Les chroniques de crue reconstituées

A partir de l'approche précédemment décrite, nous avons pu obtenir 3 chroniques de crue couvrant les derniers siècles (BLB) aux derniers millénaires (BAR, ALO). Les chroniques sont constituées des dépôts de crue identifiés, datés et représentés par une barre dont la taille représente l'intensité reconstituée (figures 1 et 2). La bonne concordance entre les âges des dépôts de crues récents de BLB et ALO avec les dates de crues historiques qui ont affecté les villages de Sainte-Agnès et Allos, respectivement, supporte ces reconstitutions. Les dépôts que nous avons ainsi pu associer à des crues historiques sont marqués en rouge. Aucun village

n'est affecté par le torrent qui s'écoule depuis BAR. Il n'a donc pas été possible de comparer cette chronique avec des dates de crues historiques D'autre part, la chronique de BAR présente pour cette période un hiatus (de ~1950 à 1986) lié à un remaniement du sédiment par une avalanche majeure qui a également détruit l'étage supérieur du refuge situé sur l'exutoire.

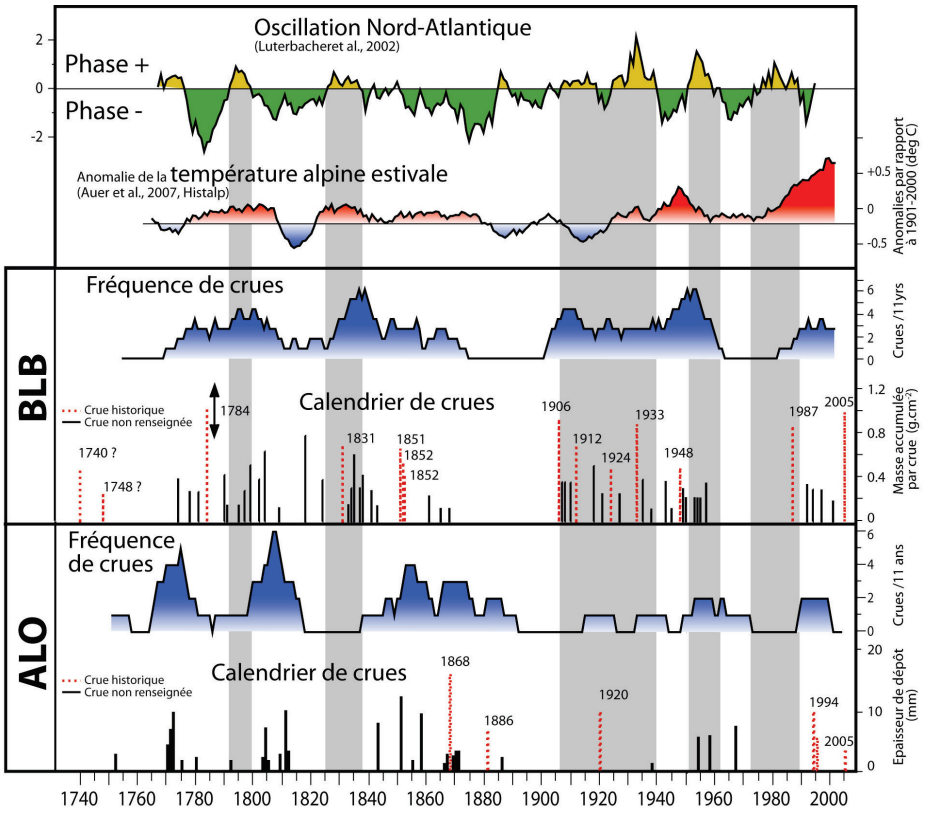


Figure 1 : Comparaison des chroniques de crue reconstituées à partir des lacs d'Allos (ALO) et Blanc du massif de Belledonne (BLB) avec l'évolution des température estivale (Auer *et al.*, 2007) et l'Oscillation Nord-Atlantique (Luterbacher *et al.*, 2002).

3. Les tendances observées

3.1. Au cours des derniers siècles

Pour mieux visualiser l'évolution de l'occurrence des crues, des fréquences sont calculées en appliquant des moyennes glissantes. Une fenêtre réduite de 11 ans est appliquée sur les trois derniers siècles car les incertitudes de datation sont inférieures à 10 ans sur cette période. Les fréquences ainsi calculées évoluent entre 0 et 6 crues par 11 ans (figure 1). Dans le détail l'évolution de la fréquence de crue entre BAR et BLB est très similaire sur les trois derniers siècles, ce qui supporte un enregistrement représentatif de l'évolution des crues pour les Alpes du Nord. Entre BLB et ALO, la fréquence semble par contre très différente, suggérant des changements de processus à l'origine des événements de précipitations intenses qui provoquent les crues torrentielles. Dans les Alpes du Nord, les événements de précipitations intenses sont principalement associés aux événements convectifs locaux d'été (Kieffer-Weisse et Bois, 2001 ; Merz et Blöschl, 2003). Dans les Alpes du Sud, les événements de précipitations intenses peuvent être générés par des événements convectifs locaux en été mais également par des événements de plus grande échelle liés aux remontées de masses d'air humide depuis la Méditerranée à l'automne (Buzzi et Foschini, 2000 ; Boudevillain *et al.*, 2009). Nous avons pu montrer sur la base de comparaisons avec des dates et des reconstitutions de crues historiques à Allos et pour l'Ubaye que les crues reconstituées à ALO

résultent principalement d'événements de précipitations automnaux, caractérisés par une forte intensité et une plus large surface (Wilhelm *et al.*, 2012b).

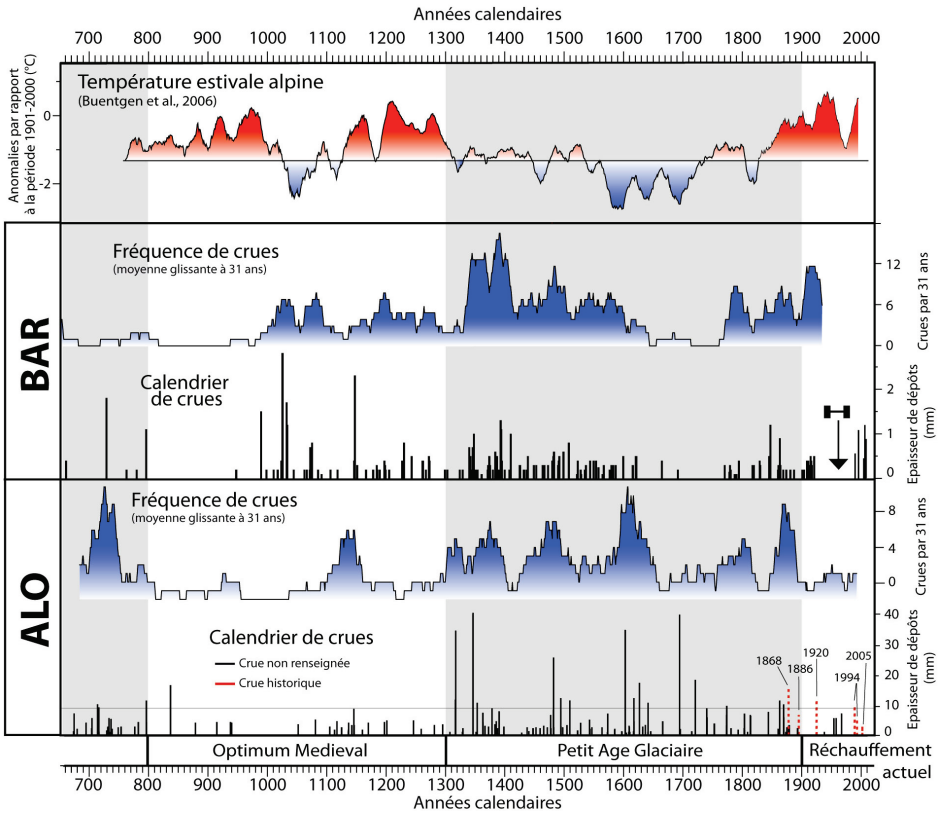


Figure 2 : Comparaison des chroniques de crue reconstituées à partir des lacs d'Allos (ALO) et Blanc du massif de Aiguilles Rouges (BAR) avec l'évolution des température estivale (Büntgen *et al.*, 2006).

Nous pouvons supposer que des apports d'humidité et des températures élevées favorisent la mise en place de systèmes convectifs dans les Alpes du Nord. Dans cette région, les apports d'humidité se font principalement par les flux d'ouest. Dans les Alpes du Sud, les événements à l'origine des crues semblent majoritairement favorisées par des circulations atmosphériques à l'automne. Aussi nous avons comparé les chroniques de BLB et ALO avec les températures estivales homogénéisées (Auer *et al.*, 2007) et l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) reconstitué par Luterbacher *et al.* (2002).

Nous observons des tendances très similaires entre la fréquence de crue de BLB et l'évolution de la température, avec notamment des périodes de froids marqués qui correspondent à des périodes de fréquence de crue très faible (1810, 1890, 1970), ou en diminution (1915). Nous observons également des pics ou périodes de haute fréquence de crue correspondent à des phases positives de la NAO. Enfin aucune relation entre la fréquence de ALO et la température n'est perceptible alors que les phases négatives de la NAO correspondent généralement bien aux hautes fréquences de crue, notamment au cours des périodes prolongées des phases négatives autour de 1780, 1810 et 1870. Ces observations semblent donc supporter nos hypothèses sur les forçages régionaux de la fréquence de crue torrentielle.

3.2. Au cours des derniers millénaires

La fenêtre de la moyenne glissante pour le calcul des fréquences de crue est agrandie à 31 ans pour les derniers millénaires où les incertitudes de datation sont plus grandes. Les fréquences obtenues évoluent entre 0 et 12 crues par 31 ans (figure 2). A cette échelle de

temps, nous pouvons constater que les crues sont peu fréquentes au cours de la période chaude de l'Optimum Médiéval et très fréquentes au cours du Petit Âge Glaciaire dans les Alpes du Nord et du Sud.

Cette hypothèse est en accord avec l'occurrence des événements les plus extrêmes au cours du Petit Âge Glaciaire dans les Alpes du Sud, région pour laquelle les événements de précipitations intenses semblent fortement liés aux circulations atmosphériques. À l'inverse, nous pouvons constater que les événements extrêmes se produisent au cours de l'Optimum Médiéval dans les Alpes du Nord. Cette observation est cohérente avec un rôle prédominant de la température dans un contexte de précipitations intenses principalement générées par des processus convectifs. À cette échelle pluriséculaire, plusieurs auteurs suggèrent que les périodes froides favorisent une intensification des flux d'ouest et de l'activité cyclonique (Magny *et al.*, 2003 ; Raible *et al.*, 2007 ; Bakke *et al.*, 2008).

Conclusion

Nos travaux montrent qu'il est possible de renseigner l'évolution passée de l'activité torrentielle aux cours des derniers siècles aux derniers millénaires à partir de l'étude de séquences sédimentaires de lacs d'altitude. Ces résultats permettent en outre d'investiguer le rôle des changements climatiques passés sur l'évolution de l'aléa torrentiel pour anticiper l'impact potentiel du réchauffement global actuel.

En premier lieu, nos résultats suggèrent des modèles régionaux de l'évolution de l'aléa torrentiel en fonction des forçages prédominant. Dans les Alpes du Sud, les événements de précipitations intenses semblent fortement liés aux circulations atmosphériques et à l'intensité de l'activité cyclonique. Les périodes froides prolongées semblent favoriser des hautes fréquences de crue et l'occurrence d'événements extrêmes, probablement en lien avec l'intensification des flux d'ouest. A une échelle décennale, la variabilité de la fréquence de crue semble de plus associée aux phases négatives de l'Oscillation Nord-Atlantique. Dans le contexte actuel du réchauffement global, ces résultats suggèrent une diminution générale de l'aléa torrentiel dans les Alpes du Sud pour les décennies à venir.

Dans les Alpes du Nord, le modèle d'évolution de l'activité torrentielle apparaît plus complexe et semble résulter d'interactions entre les apports d'humidité par les flux d'ouest et de l'évolution de la température. Comme pour les Alpes du Sud, l'intensification des flux d'ouest aux cours de périodes froides prolongées semble favoriser l'augmentation de la fréquence des crues. Cependant, à une échelle décennale, l'effet de la température et de l'oscillation nord Atlantique semble se surimposer. En effet, à cette échelle de temps, l'augmentation de température et les phases positives de l'Oscillation Nord-Atlantique semblent favoriser une augmentation de la fréquence des crues. Dans le contexte actuel du réchauffement global, ces résultats suggèrent plutôt une diminution de la fréquence des crues mais une augmentation significative de leur intensité dans les Alpes du Nord.

Références bibliographiques

Arnaud F., Lignier V., Revel M., Desmet M., Pourchet M., Beck C., Charlet F., Trentesaux A. et Tribovillard N., 2002 : Flood and earthquake disturbance of ^{210}Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova*, 14, 225-232.

Auer I., Böhm R., Jukovic A., Lipa W., Orlik A., Potzmann R., Schöner W., Ungersböck M., Matulla C., Briffa K., Jones P., Efthymiadis D., Brunetti M., Nanni T., Maugeri M., Mercalli L., Mestre O., Moisselin J.M., Begert M., Müller-Westermeier G., Kveton V., Bochnicek O., Stasny P., Lapin M., Szalai S., Szentimrey T., Szentimrey T., Cengar T., Dolinar M., Gajic-Capka M., Zaninovic K., Majstorovicp Z. et Nieplovaq E., 2007 : HISTALP – historical instrumental climatological surface time series of the Greater Alpine Region. *International Journal of Climatology*, 27, 17-46.

Bakke J., Lie Ø., Dahl S.O., Nesje A. et Bjune A.E., 2008 : Strength and spatial patterns of the Holocene wintertime westerlies in the NE Atlantic region. *Global and Planetary Change*, 60, 28-41.

Béniston M. et Stephenson D.B., 2004 : Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 44, 1-9.

Boudevillain B., Argence S., Claud C., Ducrocq V., Joly B., Lambert D., Nuissier O., Plu M., Ricard D., Arbogast P., Berne A., Chaboureau J.P., Chapon B., Crépin F., Delrieu G., Doerflinger E., Funatsu B.M., Kirstetter P.E., Masson F., Maynard K., Richard E., Sanchez E., Terray L. et Walfpersdorf A., 2009 : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne :origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 66, 18-28.

Büntgen U., Frank D.C., Nievergelt D. et Esper J., 2006 : Summer Temperature Variations in the European Alps, A.D. 755–2004. *Journal of Climatology*, 19, 5606-5623.

Buzzi A et Foschini L., 2000 : Mesoscale Meteorological Features Associated with Heavy Precipitation in the Southern Alpine Region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 72, 131-146.

Campbell C., 1998 : Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. *Quaternary Research*, 49, 96-101.

Giguet-Covex C., Arnaud F., Enters D., Poulenard J., Millet L., Francus P., David F., Rey P.J. Wilhelm, B. et Delannoy, J.J., 2012 : Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps. *Quaternary Research*, 77(1), 12-22.

IPCC, Kostaschuck R.A. et MacDonald G.M. (Intergovernmental Panel on Climate Change), 2007 : *Climate change 2007 - the physical science basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 389 p.

Kieffer-Weisse A. et Bois P., 2001 : Estimation de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises. *La Houille Blanche*, 1, 62-70.

Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Jones P.D. Davies T.D., Portis D., Gonzalez-Rouco J.F., von Storch H., Gyalistras D., Casty C. et Wanner H., 2002 : Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, 2, 114-124.

Magny M., Bégeot C., Guiot J. et Peyron O., 2003 : Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1589-1596.

Merz R. et Blöschl G., 2003 : A process typology of regional floods. *Water Resources Research*, 39(12), 1340.

OCDE (Organisation de Coopération et de Développement Economique), 2007 : *Changement climatique dans les Alpes européennes – Adapter le tourisme d'hiver et la gestion des risques naturels*. Sous la direction de Shardul Agrawala, Paris, 136 p.

ONERC (Observatoire National sur les Effets du Réchauffement Climatique), 2008 : *Changements climatiques dans les Alpes : Impacts et risques naturels*. Rapport Technique N°1 de l'ONERC, Paris, 87 p.

Raible C.C., Yoshimori M., Stocker T.F. et Casty C., 2007 : Extreme midlatitude cyclones and their implications for precipitation and wind speed extremes in simulations of the Maunder Minimum versus present day conditions. *Climate Dynamics*, 28, 409-423.

Wilhelm B., Arnaud F., Enters D., Allignol F., Legaz A., Magand O., Revillon S., Giguet-Covex C. et Malet E., 2012a (sous presse) : Does global warming favour the occurrence of extreme floods in European Alps? First evidences from a NW Alps proglacial lake sediment record. *Climatic Change*. DOI: 10.1007/s10584-011-0376-2

Wilhelm B., Arnaud F., Sabatier P., Crouzet C., Brisset E., Chaumillon E., Disnar J.R., Guiter F., Malet E., Reyss J.L., Tachikawa K., Bard E. et Delannoy J.J., 2012b (sous presse) : 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research*. DOI: 10.1016/j.yqres.2012.03.003

TENDANCES CLIMATIQUES ET MUTATIONS AGRICOLES DANS LE BASSIN DU ZOU AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)

Guy WOKOU, Euloge OGOUWALÉ, Ibouraïma YABI et Etienne DOMINGO

Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Écosystèmes et Développement'' (LACEEDE)
Université d'Abomey-Calavi, BP 1495, Abomey-Calavi, Bénin. wog79@yahoo.fr

Résumé : *Cette étude analyse les tendances climatiques et les mutations observées dans les pratiques agricoles dans le bassin du Zou au Bénin, et contribue à une meilleure connaissance de la vulnérabilité des ressources agricoles. Les données climatiques, notamment les hauteurs de pluie, les températures maximales et minimales de la période 1971-2010 sont analysées. L'analyse des données et des informations liées aux perceptions des effets du climat, aux changements culturaux et à l'affectation des rendements est réalisée grâce aux enquêtes socio-anthropologiques et aux données agricoles. Le résultat du diagnostic climatique établi atteste une forte fréquence des années de déficit et d'excès pluviométrique. Un tel contexte climatique engendre la baisse des rendements céréaliers (en moyenne, 5,48 %) ainsi que des revenus moyens agricoles. Face à cette situation, des changements se sont opérés dans les pratiques agricoles.*

Mots-clés *: Tendances climatiques, mutations agricoles, bassin du Zou, Bénin.*

Abstract*:* ***Climate trends and agricultural change in the Zou basin (Benin, Western Africa).***
This study analyzes climate trends and changes observed in agricultural practices in the basin of Zou, Benin. It also contributes to a better knowledge of the vulnerability of agricultural resources in the basin Zou against climate evolution. Climate data particularly rainfall amounts, the maximum and minimum temperatures of the 1971-2010 period were analyzed. Data analysis and information tied to the vision of the effects of climate, to cultural change and to crop yield allocation was made through the collection of socio-anthropological survey and agricultural data. The result of climate diagnosis confirms a high frequency deficit years and years of high rainfall. Such a climate context produces lower yields of cultures (average 5.48%) and average incomes in agriculture. Facing this situation, changes have taken place in the rank of agricultural practices.

Keywords: *Climate trends, agricultural changes, basin of Zou, Benin.*

Introduction

Au Bénin, le secteur agricole occupe une place de choix dans l'économie du pays, avec 70 % de la population active, contribuant pour environ 36 % au PIB, 88 % des recettes d'exportation et 15 % aux recettes de l'état (Issa, 2012). Ce secteur, fortement tributaire des paramètres climatiques, se trouve menacé par l'évolution du climat (Ogouwalé, 2006), notamment le changement dans la variabilité pluviométrique observé sur la période récente (Issa, 2012). Cette variabilité climatique relativement forte impose des contraintes d'ordre agronomique et induit des changements dans les pratiques agricoles et les techniques endogènes d'utilisation des terres (PADeCOM/Zou, 2004). Les différentes physionomies qui ont caractérisé le climat de ces trente dernières années ont perturbé les systèmes culturaux, bouleversé le calendrier agricole traditionnel et plongé le monde paysan dans le désarroi (Ogouwalé, 2006 ; Yabi et Afouda, 2006).

Cette étude vise à analyser les implications agricoles des tendances climatiques sur certains agrosystèmes béninois. En outre, elle identifie les motifs conduisant aux mutations des pratiques agricoles. Le bassin du Zou, situé entre 6°54' et 8°33' de latitude Nord, et entre 1°30' et 2°33' de longitude Est (figure 1), couvre une superficie de 8767 km^2, avec une altitude moyenne de 238 m, soit 12 m d'altitude minimale et 465 m d'altitude maximale.

1. Démarche méthodologique

Les données utilisées sont constituées des statistiques agricoles collectées au MAEP (Ministère de l'Agriculture, de l'Elevage et de la Pêche), ainsi que des données climatologiques des stations situées dans le bassin (Bohicon, Bantè, Dassa-Zoumè, Savalou,

Tchetti et Zagnanado) collectées à l'ASECNA. Ces statistiques ont été complétées par les informations recueillies lors de nos enquêtes de terrain en juin 2010 à l'aide des questionnaires et des guides d'entretien, ainsi que des grilles d'observation auprès des paysans sur les stratégies réactives adoptées comme réponses aux aléas du climat et sur la qualité des sols. Les tendances climatiques sont fondées sur le diagnostic des séquences pluvieuses et sèches et l'étude des écarts à la moyenne sur la période 1971-2010, pour caractériser les décennies humides ou sèches dans le bassin du Zou.

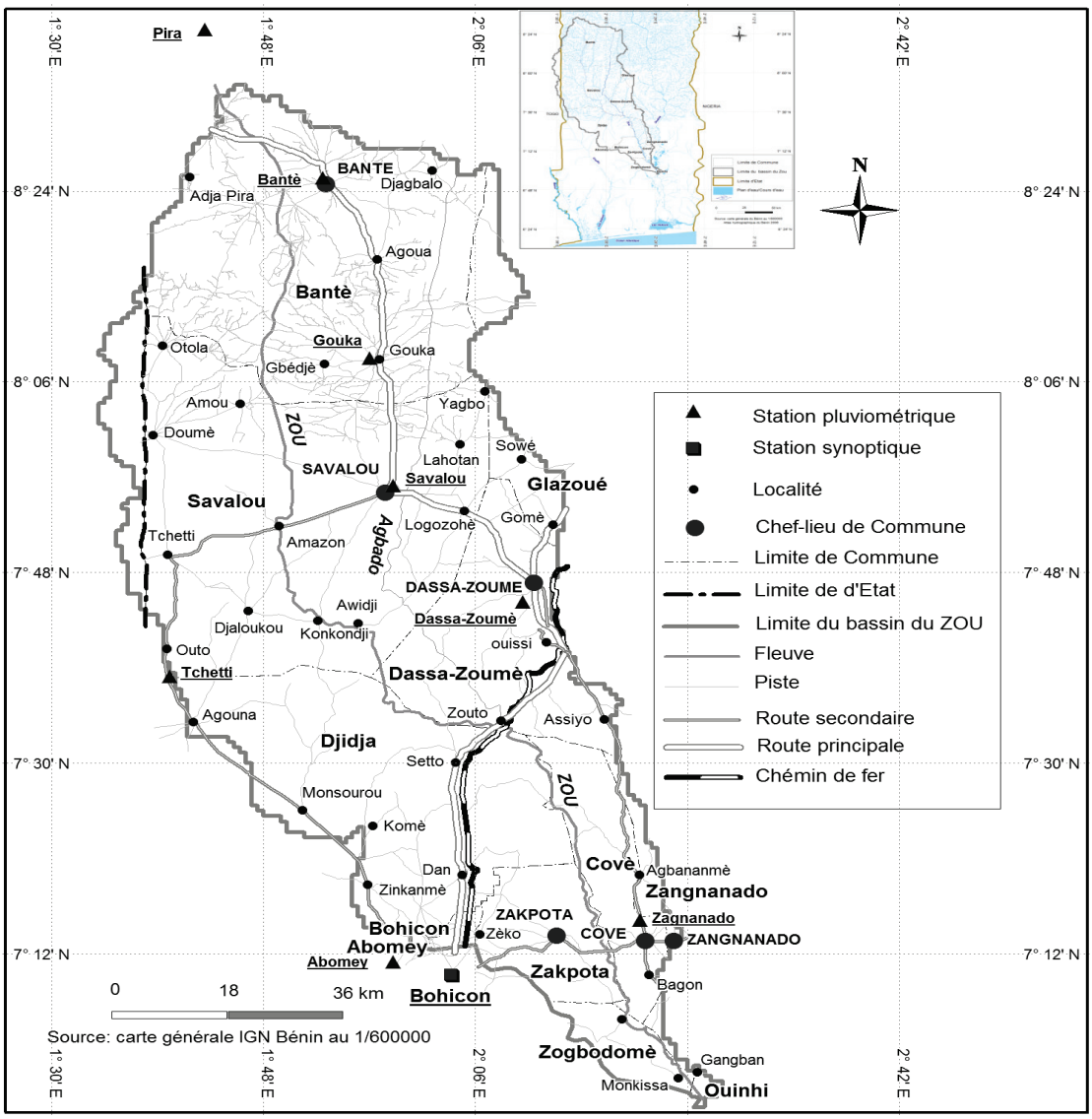


Figure 1 : Situation géographique du bassin du Zou au Bénin.

Les populations cibles sont les paysans qui ont au moins trente ans d'expériences dans le domaine. Le choix des personnes enquêtées est fondé sur la méthode des quotas. Les localités parcourues sont choisies sur la base des superficies emblavées et des rendements obtenus à l'hectare. Un total de 514 exploitants agricoles, 10 agents de l'INRAB, 6 autorités de la mairie, 2 agents du MAEP et 2 agents du CeRPA/Zou-Collines ont été enquêtés dans six localités du bassin. Au total, 534 personnes ont été enquêtées dans le bassin en juin 2010. Les entretiens individuels et de groupes, les focus-groups, la Méthode Accélérée de Recherche Participative (MARP), permettant de s'intéresser d'abord aux réalités paysannes (Ogouwalé, 2006 ; Yabi, 2008) ont été développées. Pour la détermination des indicateurs de la

vulnérabilité des cultures et leur capacité de résistance à la sécheresse climatique, le bilan climatique (BC), l'indice d'humidité (IH) et celui du stress agroclimatique (IAC) ont été calculés.

2. Résultats et discussions

2.1. Physionomie climatique dans le bassin étudié

La variabilité des précipitations annuelles au cours des quarante dernières années se manifeste par une évolution à la baisse, suivie d'une légère augmentation depuis les années 1990 (figure 2).

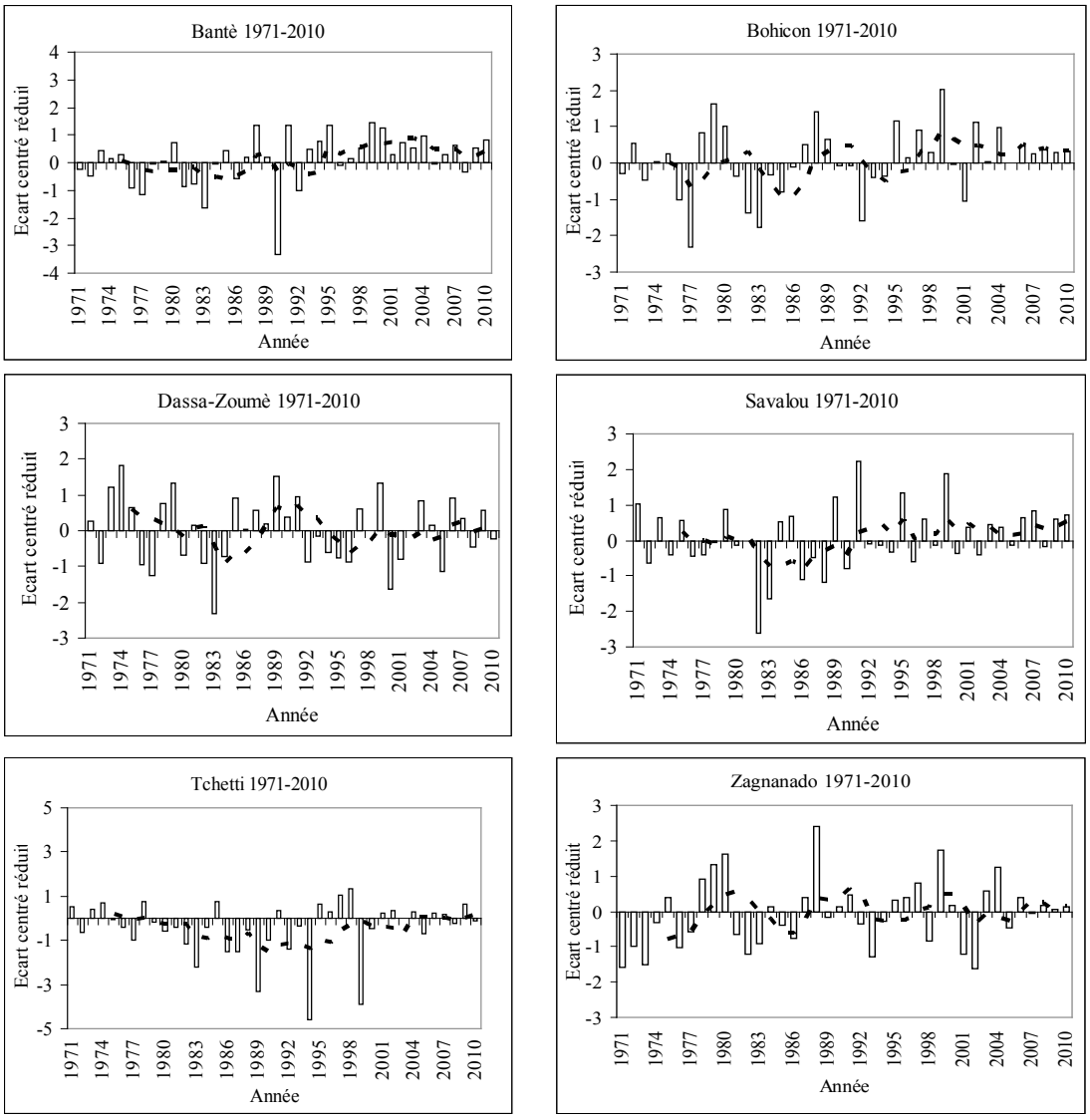


Figure 2 : Evolution pluviométrique annuelle (1971-2010) pour six stations du bassin du Zou (la moyenne mobile calculée sur une période de 5 ans est indiquée en pointillés).

La décennie 1980 concentre un grand nombre d'années déficitaires pour la plupart des stations. Les populations paysannes perçoivent ces variations qui s'opèrent au niveau de la pluviométrie, et ceci, d'autant plus que l'agriculture béninoise est essentiellement pluviale (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2006). Cette variation pluviométrique est doublée d'un réchauffement (figure 3), qui impose des contraintes d'ordre agronomiques (Wokou, 2011).

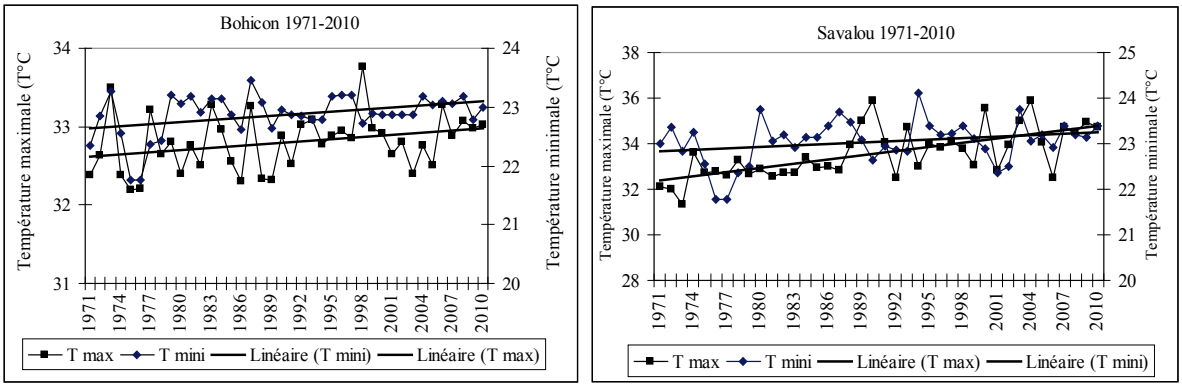


Figure 3 : Evolution comparée des températures minimales et maximales annuelles moyennes de deux stations du bassin du Zou : Bohicon et Savalou (1971-2010) ; la droite de régression linéaire est indiquée en trait plein.

Les températures maximales ont constamment augmenté (de 32,3 à 33,7°C à Bohicon et de 32,1 à 35,9°C à Savalou) au cours de la période 1971-2010. De même, les températures minimales ont aussi connu une évolution à la hausse. A Bohicon, ces dernières croissent par exemple légèrement plus vite que les températures maximales, avec une pente *a* de 0,01 contre 0,009.

Par ailleurs, l'indisponibilité des données de l'ETP sur la période 1971-2010 à la station synoptique de Bohicon, a conduit au choix de la série 1971-2000.

L'indice de stress agro-climatique indique une légère augmentation de valeur avec un coefficient légèrement à la hausse (0,03). Cette valeur, bien que faible, indique tout de même un degré d'influence sur certaines cultures. Ceci provoque l'insatisfaction des besoins en eau des cultures d'où la baisse des rendements céréaliers de l'ordre de 5,48 % en moyenne entre 1993 et 2009 (Wokou, 2011). Dans ce cas, les cultures telles que le riz, le maïs et l'arachide, surtout ceux à cycle long, sont les plus vulnérables puisque leur besoin en eau est plus important. Aussi, les résultats du bilan climatique confirment que les années 1976, 1977, 1980, 1982, 1983, 1984, 1996 et 2000 reçoivent particulièrement peu de précipitations, avec des déficits supérieurs à 500 mm de pluie par an par rapport à la moyenne. Ces différentes manifestations climatiques pourraient être tenues responsables des mutations agricoles.

2.2. Les mutations agricoles

Les superficies emblavées augmentent et il y a une réduction de la durée des jachères, du semis répété et échelonné, du sarclo-buttage, avec un réaménagement du calendrier traditionnel et l'adoption de nouvelles variétés. On observe aussi une mise en valeur des bas-fonds, avec l'utilisation d'engrais chimiques et de produits phytosanitaires. Une étude menée par Djogbénou (2008) ou Wokou (2011) complétée des investigations de terrain de juin 2010 confirment bien ces faits dont la variabilité des 40 dernières années serait en partie responsable. Certains de ces faits ont déjà été soulevés par PADeCOM/Zou en 2004.

2.2.1. L'augmentation des superficies emblavées et réduction de la durée des jachères

Selon les investigations en milieu réel en juin 2010 et les résultats de Djogbénou (2008) et Wokou (2011), les paysans augmentent les emblavures pour accroître la production agricole et parer aux aléas climatiques. Ainsi, les superficies emblavées varient selon les cultures et ont augmenté de l'ordre de 11,57 % pour le manioc, 7,85 % pour l'igname, 11,35 % pour le maïs et 11,33 % pour le riz entre 1993 et 2009 (CeRPA Zou-Collines, 2009). Selon 82 % des agriculteurs interrogés en juin 2010, la durée de la jachère a été réduite de 20 ans à seulement

5 ans, voire même 2 ans dans certains cas. Aussi, le Coefficient d'Allan qui est de 1,73, soit très largement inférieur à 5 (Wokou, 2011), traduit une baisse de la fertilité des sols.

2.2.2. Le semis répété et échelonné

Le semis répété figure parmi les pratiques culturales développées dans le bassin du Zou pour atténuer les impacts des aléas climatiques. Il consiste à semer la même variété de culture plusieurs fois sur la même parcelle au cours de la même saison culturale. Ce faisant, les paysans pensent qu'une génération de semis au moins aura la chance d'aller à maturité et procèdent au 'resemis'. Elle est pratiquée un peu partout dans le bassin, notamment à Bantè, Savalou, Glazoué, Za-kpota et Djidja. La technique de semis échelonné est pratiquée par 52 % des paysans interrogés en juin 2010.

2.2.3. Le sarclo-buttage et la mise en valeur des bas-fonds

La variabilité pluviométrique a amené les paysans du bassin, notamment dans la partie nord du bassin (Bantè, Savalou, Glazoué et Dassa-Zoumè) à pratiquer le sarclo-buttage. C'est un mode de labour qui consiste à augmenter la taille des buttes et des billons avec une bonne aération. Cette technique facilite le sarclage et permet une bonne percolation de l'eau plus que dans les billons ordinaires. Pour 87 % des paysans interrogés, les bas-fonds sont caractérisés par une humidité prolongée et par une fertilité des sols qui permettent les cultures de contre-saison. Il s'agit des produits maraîchers (gombo, tomate, crin-crin, légumes, etc.), de canne à sucre et principalement du riz.

2.2.4. Le réaménagement du calendrier traditionnel et l'adoption de nouvelles variétés

Le calendrier agricole traditionnel utilisé dans les années 1970, 1980 et 1990 par les agriculteurs du bassin est perturbé en raison des tendances climatiques. Ce calendrier a connu depuis 2000 un réaménagement, ce qu'attestent les résultats des recherches de Djobgénou (2008). Aussi, de nouvelles variétés de cultures sont de plus en plus adoptées (on citera par exemple le TOX 4008, le Nérica 14, le maïs DMR, le Pirsaback, le manioc BEN 86 052 ou RB 89509 ou NIAOULI 84, le coton biologique, le niébé Soja, le niébé IT 81 D-1137 et IT 82 E-32, etc.).

2.2.5. L'utilisation d'engrais chimiques et de produits phytosanitaires

Dans le bassin du Zou, les engrais chimiques comme le NPK (Azote, Phosphore, Potassium), l'urée, le TSP (Trisuper Phosphate) ou le KCL (Chlorure de potassium) sont utilisés pour accroître les rendements agricoles. Ces produits étaient autrefois peu utilisés. Mais, avec la baisse des rendements liée aux contraintes climatiques, les paysans l'utilisent sans précaution. Ces engrais sont utilisés sans respect de la dose normale et des conditions minimales prescrites (CeRPA-Zou/Collines, 2009). Ces résultats sont semblables à ceux obtenus par Djogbénou (2008) et Wokou (2009).

Conclusion

Le bassin du Zou connaît depuis 1971 une variabilité climatique avec un coefficient de régression de l'IH de 0,83 % et un IAT de 0,031 sur la période 1971-2000. Cela a engendré la baisse des rendements céréaliers et, par conséquent, une chute des revenus agricoles. En réaction à une telle situation, les agriculteurs ont dû modifier les pratiques culturales. Ces pratiques agricoles sont fondées sur le recours à plusieurs techniques telles que l'augmentation des emblavures, le semis répété et échelonné, le sarclo-buttage, le réaménagement du calendrier traditionnel et l'adoption de nouvelles variétés, ainsi que la mise en valeur des bas-fonds et l'utilisation des produits chimiques de synthèse.

Références bibliographiques

Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans le Bénin Central et Septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leur relation avec le milieu de la savane africaine.* Thèse de doctorat NR, Sorbonne, 428 p.

Boko M., 1988 : *Climat et communautés rurales du Bénin : Rythmes climatiques et rythme de développement*. Thèse d'Etat ès lettre, Paris IV, 2 volumes, Dijon, 607 p.

CeRPA Zou-Collines, 2009 : *Compendiums des statistiques agricoles de plusieurs campagnes*. Abomey, 48 p.

Djogbénou F., 2008 : *Impacts environnementaux des stratégies d'adaptation de l'agriculture a l'évolution du climat dans le département des Collines.* Mémoire de Maîtrise en Géographie, Université d'Abomey-Calavi, FLASH, Bénin, 86 p.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide, diagnostic et modélisation : L'exemple du Bénin.* Thèse de doctorat unique, Université de Bourgogne, Dijon, 341 p.

Issa M.S., 2012 : *Changements climatiques et agrosystèmes dans le moyen Bénin : Impacts et stratégies d'adaptation.* Thèse de doctorat unique, Université d'Abomey-Calavi, FLASH, Bénin, 278 p.

Ogouwalé E., 2006 : *Changements climatiques dans le Bénin méridional et central : Indicateurs, Scénarios et Prospective de la Sécurité Alimentaire.* Thèse de doctorat Unique, Université d'Abomey-Calavi, FLASH, Bénin, 302 p.

PADeCOM/Zou, 2004 : *Gestion des risques hydro-climatiques et développement économique durable dans le bassin du Zou.* Rapport, UAC/LECREDE, 52 p.

Wokou G., 2009 : *Agriculture et environnement sur le plateau d'Agonlin : Systèmes culturaux et mutations environnementales.* Mémoire de DEA de Gestion de l'environnement, UAC/FLASH/EDP, 92 p.

Wokou G., 2011 : Changements climatiques et dégradation de l'environnement dans le bassin du Zou au Bénin (Afrique de l'Ouest). *Actes du 24ème Colloque de l'AIC 2011,* Rovereto, Italie, 591-596.

Yabi I., et Afouda F., 2006 : Variabilité des hauteurs et du nombre de jours de pluie dans la région de transition climatique béninoise. *Publication LECREDE*, 1, 2, 16-24.

Yabi I., 2008 : *Etude de l'agroforesterie à base de l'anacardier et des contraintes climatiques à son développement dans le Centre du Bénin*. Thèse de doctorat unique de géographie, UAC/FLASH/EDP, 239 p.

MIGRATIONS DE L'ÉQUATEUR MÉTÉOROLOGIQUE ET PRÉCIPITATIONS AU SÉNÉGAL EN 2008 ET 2009

Madiop YADE, Pascal SAGNA et Pierre Corneille SAMBOU

Laboratoire de Climatologie et d'Environnement (LCE), Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD), Sénégal.
yademadiop@hotmail.com ; pascalsagna@hotmail.com ; piero0036@yahoo.fr

Résumé : *Au Sénégal, la présence de la mousson, qui est associée aux migrations de l'Equateur Météorologique, entraîne des manifestations pluvieuses liées à l'hivernage. L'analyse de ces déplacements de l'Equateur Météorologique, essentiellement à partir des cartes synoptiques des stations du Sénégal, montre qu'en 2009, l'ensemble des zones climatiques a connu une fréquence de mousson d'environ 50 % de plus qu'en 2008. Pour autant, à part les zones nord-soudanienne et sahélienne qui ont noté des excédents de 18 et 101 mm en 2009, la zone sud-soudanienne a enregistré davantage de pluie en 2008, avec un surplus de 189 mm. En somme, les résultats obtenus montrent des divergences entre les migrations de l'Equateur Météorologique, les fréquences de présence de la mousson et les précipitations enregistrées.*

Mots-clés : *Migrations, Equateur Météorologique, précipitations, Sénégal.*

Abstract: Migrations of the Meteorological Equator and rainfall in Senegal in 2008 and 2009.
In Senegal, monsoon presence, which is associated to the migrations of the Meteorological Equator, cause rainfalls. The analysis of these Meteorological Equator migrations, essentially from the synoptic meteorological maps of the stations of Senegal, show that in 2009, all the climatic zones have around 50 % of monsoon frequency more than 2008. However, apart the north-soudanian and sahelian zones which received 18 and 101 mm of surplus in 2009, the south-soudanian zone get more rainfall in 2008, with an excess of 189 mm. In short, the results show differences between migrations of Meteorological Equator and rainfalls recorded.

Keywords: *Migrations, Meteorological Equator, rainfalls, Senegal.*

Introduction

Le Sénégal subit encore les effets de la sécheresse qui frappe depuis plusieurs décennies maintenant toute la zone sahélienne avec des conséquences importantes sur la sécurité alimentaire. Les précipitations enregistrées, variant entre moins de 300 mm au nord et plus de 1000 mm au sud, connaissent de fortes fluctuations spatio-temporelles et une grande variabilité interannuelle qui sont souvent associées à une diminution du nombre de jours de pluie. Face à une telle situation, il nous est apparu important de mener une réflexion sur les mécanismes de la pluviométrie au Sénégal, sur la base de deux années différentes, 2008 et 2009, afin de rechercher une relation entre la présence de la mousson et les précipitations enregistrées dans les stations du Sénégal. Or, la mousson est le principal vecteur du potentiel précipitable utilisé par les différentes perturbations. C'est pourquoi, l'analyse de sa présence sur le territoire sénégalais, constitue un élément fondamental de compréhension des mécanismes de la pluviométrie au Sénégal et d'explication de la variabilité interannuelle de celle-ci.

1. Méthodologie

La démarche méthodologique adoptée s'est tout d'abord basée sur une analyse des cartes synoptiques météorologiques du Service de Prévisions de l'Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar (ASECNA) afin de suivre les migrations journalières de l'Equateur Météorologique et partant l'installation de la mousson. Elle s'est ensuite appesantie sur l'analyse des images Météosat pour étudier le déroulement des deux hivernages au Sénégal. Elle s'est enfin appuyée sur les Tableaux Climatologiques Mensuels afin d'obtenir les quantités de précipitations déversées.

Nous avons aussi utilisé les différents domaines climatiques du Sénégal pour caler notre analyse entre la présence de la mousson et les précipitations enregistrées (figure 1). Ces domaines ont ensuite été regroupés en trois zones dont la zone sud-soudanienne avec comme stations Kédougou, Simenti, Kolda, Ziguinchor et Cap-Skiring, la zone nord-soudanienne qui comprend Tambacounda, Kaolack et Diourbel et la zone sahélienne où on retrouve Matam, Linguère, Dakar, Podor et Saint-Louis. L'ensemble des données exploitées concerne les années 2008 et 2009.

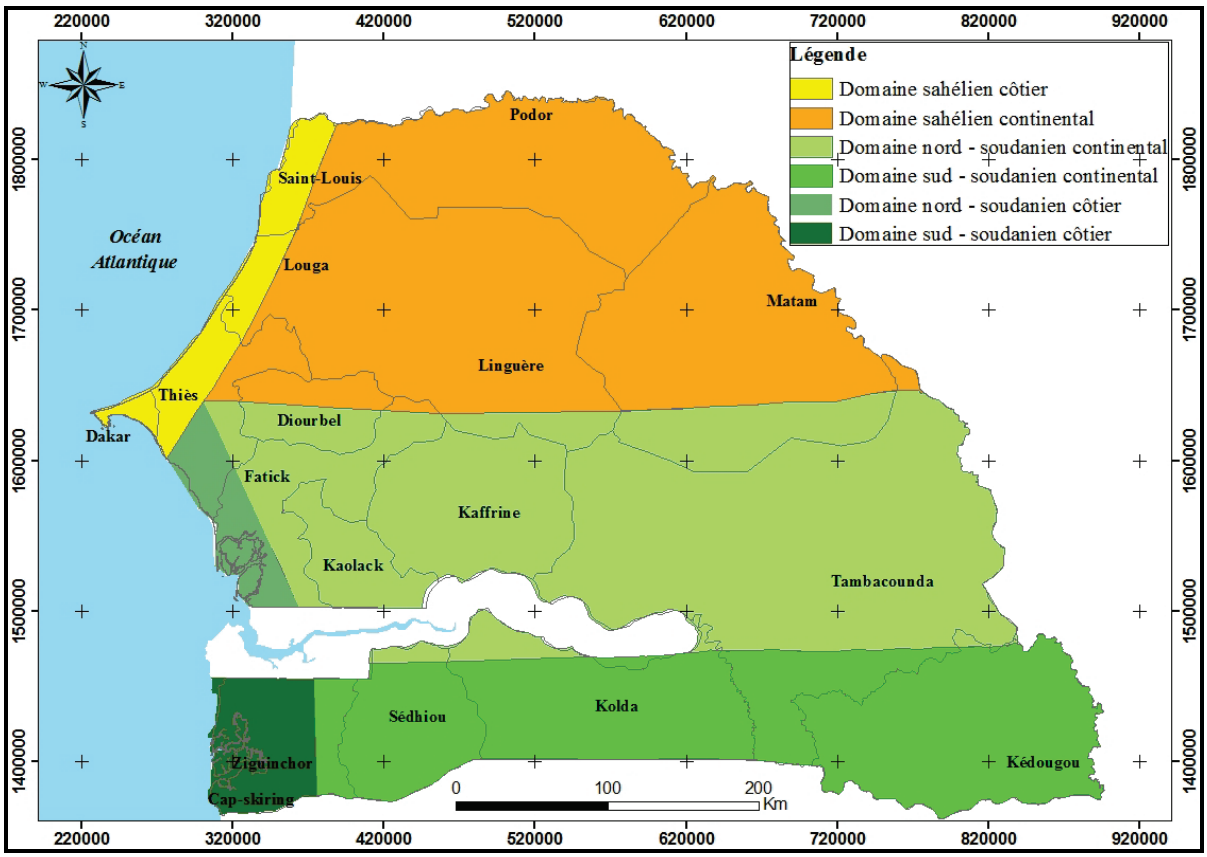


Figure 26 : Domaines climatiques du Sénégal (Sagna, 2008).

2. Résultats

Les résultats auxquels nous sommes parvenus concernent en premier lieu, les migrations de l'Equateur Météorologique et les fréquences de présence de la mousson qui en résultent au niveau des stations du Sénégal durant les hivernages 2008 et 2009 et, en second lieu, leurs impacts sur les précipitations de ces deux années.

2.1. Fréquences de la mousson en fonction des migrations de l'Equateur Météorologique en 2008 et 2009

Le mois de mai marque le début de l'hivernage au Sénégal avec la pénétration de l'Equateur Météorologique au Sud du pays. Seule la zone sud-soudanienne est concernée par la présence de la mousson (figures 2 et 3). La migration de l'Equateur Météorologique se poursuit vers le nord en juin, juillet et août, mois qui marque sa position la plus septentrionale. A partir du mois de septembre, on observe un recul de cette discontinuité, qui se poursuit en octobre et s'achève au sud du pays entre la fin du mois d'octobre et le début du mois de novembre. Ce schéma est globalement valable pour les années 2008 et 2009, mais il présente des particularités d'une année à l'autre au niveau des stations du Sénégal en termes

de présence effective de la mousson par rapport aux différentes observations réalisées sur les cartes météorologiques. Ces particularités se traduisent par des fréquences différentes dans l'apparition de la mousson.

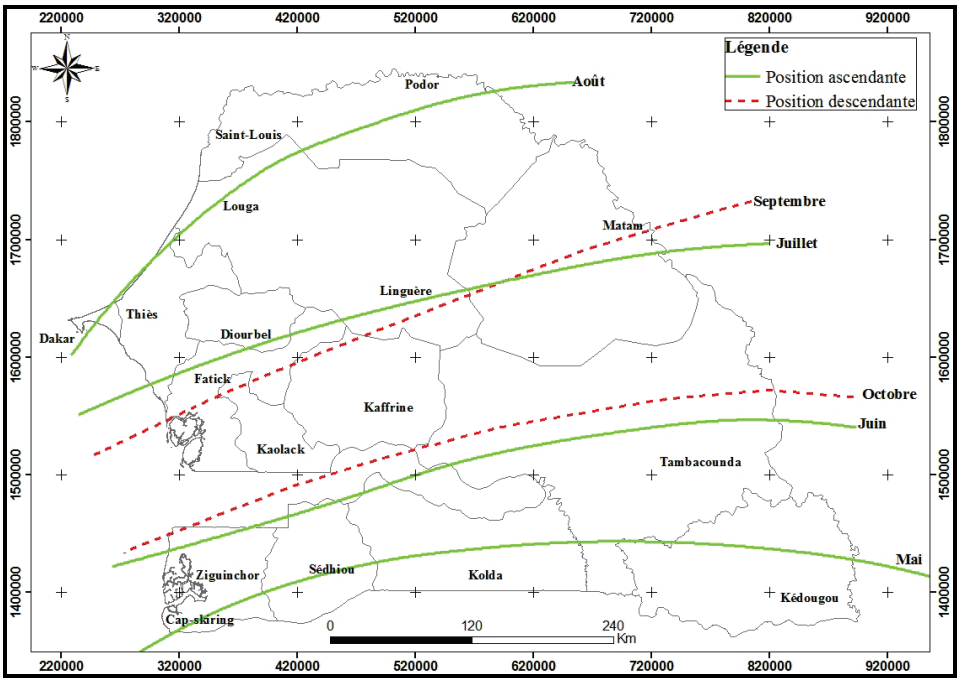


Figure 27 : Migrations de l'Equateur Météorologique en 2008 au Sénégal.

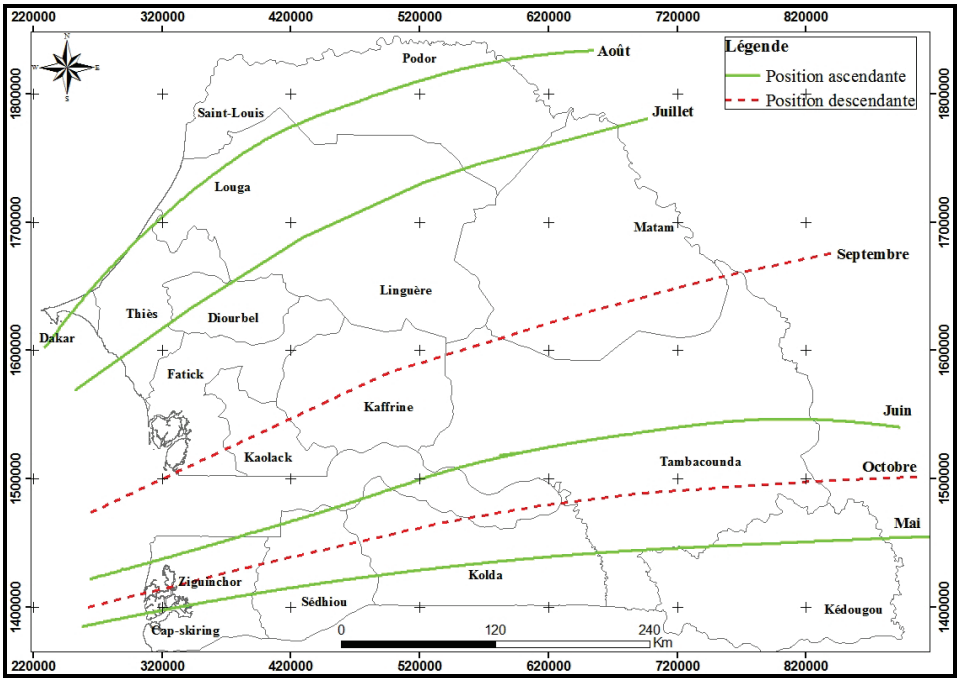


Figure 28 : Migrations de l'Equateur Météorologique en 2009 au Sénégal.

Ainsi, l'analyse des fréquences de présence de la mousson entre les deux années montre, dans la zone sud-soudanienne, une présence plus importante de la mousson en 2009, de mai à août avec des surplus respectifs de 14,6, 1,6, 14,8 et 5,2 % (figure 4). La situation se renverse pour le reste des mois avec une meilleure fréquence de la mousson en 2008 en septembre et octobre pour 8 et 3,4 %. Cette situation se reproduit dans la zone nord-soudanienne. De mai à

août, la présence de la mousson domine en 2009 avec des taux de 5, 1, 20,3 et 1,4 %. L'année 2008 enregistre des fréquences plus grandes pour les mois de septembre et d'octobre avec 3,3 et 2 %. Contrairement aux deux zones méridionales, la zone sahélienne voit une fréquence de la mousson plus élevée de mai à juillet 2009. Celle-ci est de 1,2, 2,2 et 12,8 %. En revanche, les mois d'août et de septembre 2008 ont des fréquences plus importantes qu'en 2009 avec 10,2 et 4,4 %. En octobre, avec un écart négligeable, 2009 note une présence plus importante de la mousson avec une fréquence de 0,6 %.

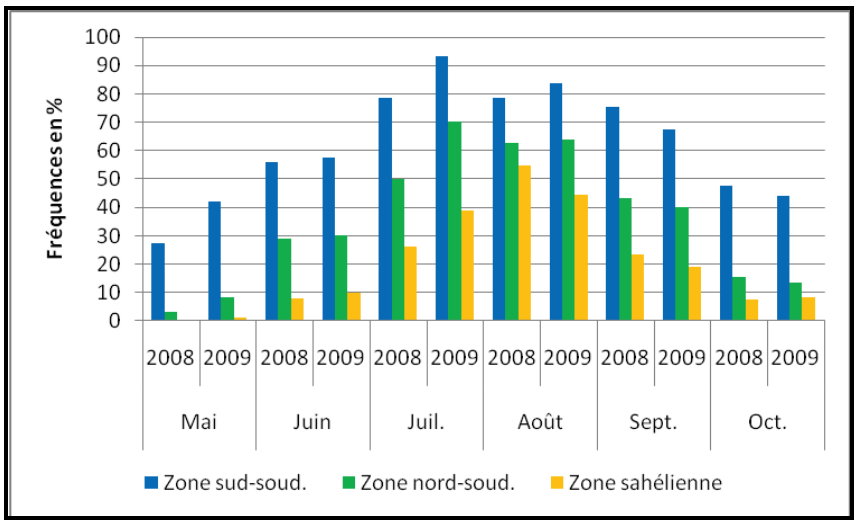


Figure 29 : Fréquences zonales et intra-saisonnière de la mousson en 2008 et 2009 au Sénégal.

Globalement, de mai à juillet, nous observons une prédominance de la présence de la mousson en 2009. Cette situation s'estompe au mois d'août, qui semble marquer une transition à la faveur de l'année 2008 jusqu'au mois d'octobre. Nous observons ainsi un recul plus rapide de l'Equateur Météorologique en 2009.

2.2. Impacts des migrations de l'Equateur Météorologique sur les précipitations de 2008 et 2009

L'analyse des impacts des migrations de l'Equateur Météorologique sur les précipitations de 2008 et de 2009, révèle dans la zone sud-soudanienne une meilleure situation pluviométrique en 2008 (figure 5).

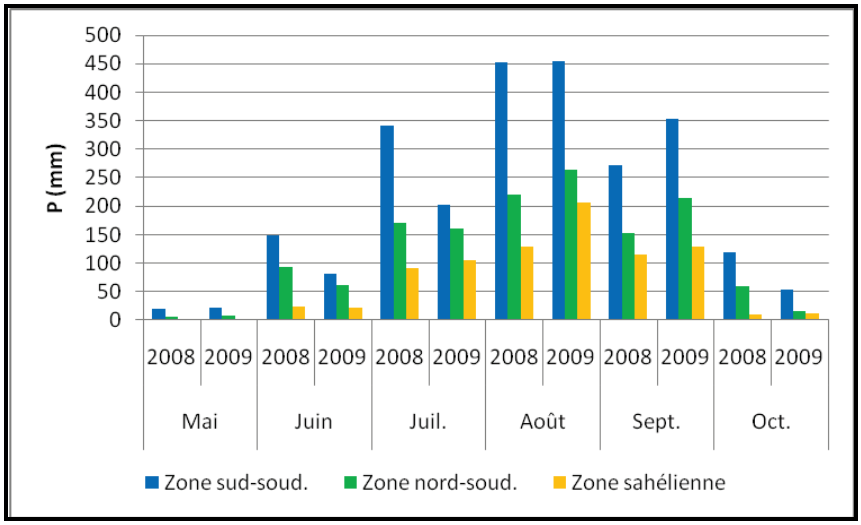


Figure 30 : Précipitations zonales mensuelles de 2008 et 2009, au Sénégal.

Au cours des mois de juin, juillet et octobre, nous notons en 2008 des surplus dépassant 50 mm avec 67,6, 138,6 et 66,6 mm par rapport à 2009. Le reste des mois, 2009 prend le dessus avec de légers écarts en mai et en août et un décalage saillant en septembre. Les quantités supplémentaires recueillies sont de 1,3, 2,2 et 80,4 mm. Pareillement à la zone précédente, la zone nord-soudanienne observe les mêmes mois dominants au niveau des deux années. Toutefois, les quantités de pluie obtenues en 2009 sont plus importantes que celles reçues en 2008. Nous y notons des surplus de quantités de pluie faibles en mai avec 0,9 mm et plus importants en août et septembre avec 42,7 et 61 mm. Les autres mois sont en faveur de 2008 avec des écarts n'excédant pas 100 mm au total. La zone sahélienne semble connaître le même comportement pluviométrique que la zone nord-soudanienne. En effet, les précipitations y sont plus abondantes en 2009 qu'en 2008. Juin est le seul mois favorable à 2008 avec un surplus de 1,6 mm. A part août qui reçoit un avantage de plus de 50 mm, le reste des mois observe des écarts inférieurs à 15 mm.

En définitive, les précipitations reçues en 2008 sont supérieures à celles enregistrées en 2009 au niveau de la zone sud-soudanienne avec en moyenne 1354,3 mm en 2008 et 1165,4 mm en 2009. Les zones nord-soudanienne et sahélienne ont, à l'opposé, recueilli plus de pluie en 2009, avec en moyenne 723,1 et 470,2 mm, qu'en 2008 avec 705,1 et 369,4 mm (figure 6).

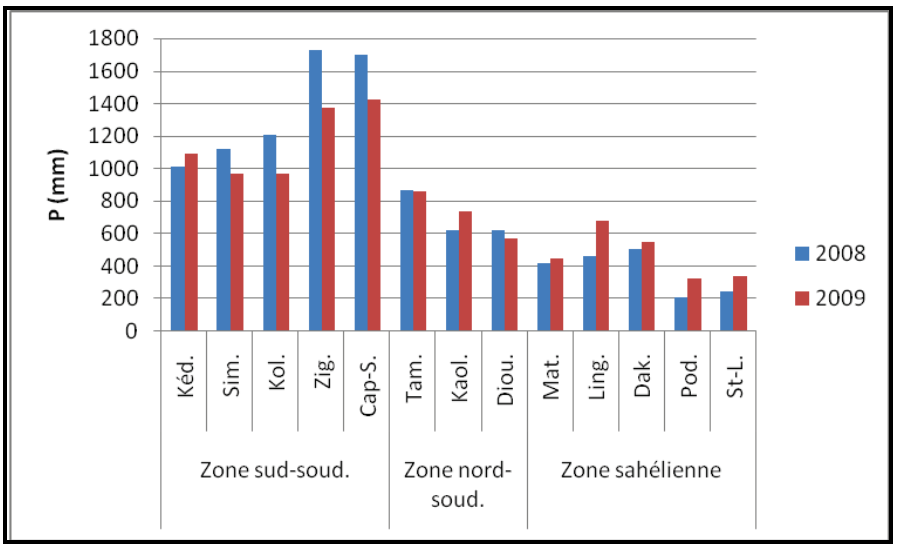


Figure 31 : Précipitations reçues en 2008 et 2009 par zone climatique au Sénégal.

Conclusion

Malgré son rôle capital dans le déroulement de l'hivernage, la mousson à elle seule ne peut être retenue comme la condition nécessaire et suffisante pour une bonne pluviométrie. Cette étude, menée durant les hivernages 2008 et 2009, a démontré qu'une forte présence de mousson (observée notamment en 2009) ne rime pas nécessairement avec des précipitations abondantes (observées plus particulièrement en 2008) et inversement. D'où toute la complexité qui existe dans la relation entre la mousson et les précipitations, à travers une analyse des migrations de l'Equateur Météorologique.

Ainsi, l'hypothèse selon laquelle un affaiblissement des centres anticycloniques de l'hémisphère Nord et leur translation vers les hautes latitudes des mois d'avril/mai, auguraient d'une bonne rentrée de mousson et d'une bonne saison pluvieuse peut être remise en cause. On sait que l'existence d'un potentiel précipitable n'est qu'une des conditions de la pluie et qu'il n'y a pas de relation directe entre ce potentiel et l'eau effectivement précipitée (Leroux, 2002). N'étant qu'un vecteur d'eau précipitable, la mousson a besoin donc que les

perturbations remplissent leur fonction pluviogène pour le déclenchement des précipitations. En effet, la précipitation de l'eau contenue dans l'air exige, en plus de l'existence de ce potentiel précipitable apporté par la mousson, l'intervention d'un facteur déclenchant qui provoque l'ascendance indispensable à la pluviogénèse, mais aussi l'existence d'une structure aérologique favorable aux ascendances (Leroux, 1996).

Références bibliographiques

Leroux M., 1996 : *La dynamique du temps et du climat*. Editions Masson, 310 p.

Leroux M., 2002 : Global Warming : mythe ou réalité, l'évolution réelle de la dynamique du temps. *Annales de géographie*, vol 111, n° 624, 115-137.

Sagna P., 2008 : L'évolution du climat au Sénégal. *Forum régional sur les changements climatiques en Afrique de l'Ouest*, Dakar, 6 et 7 septembre 2008.

LES SÉCHERESSES DES DERNIÈRES DÉCENNIES DANS LA PLAINE ROUMAINE

Liliana ZAHARIA [1], Gérard BELTRANDO [2], Gabriela IOANA-TOROIMAC [1], Gabriel MINEA [1] et Florina GRECU [1]

[1] *Université de Bucarest, Faculté de Géographie, 1 Boulevard Nicolae Bălcescu, secteur 1, 010041 Bucarest, Roumanie. zaharialili@hotmail.com, gabriela_toroimac@yahoo.com, florinagrecu@yahoo.com, gabriel.minea@gmail.com*

[2] *Université Diderot, Sorbonne Paris Cité, UMR 8586 (PRODIG) du CNRS (c.c. 7001) 5 rue Watt, 75013 Paris, France. beltrando@univ-paris-diderot.fr*

Résumé : *Ce travail a pour objectif de caractériser la variabilité temporelle et spatiale de la sécheresse dans la plaine roumaine (la principale région agricole du pays) à partir du cumul pluviométrique (mensuel et saisonnier) et du nombre de jours secs, puis d'établir le lien entre les précipitations/sécheresses et les rendements agricoles. L'analyse repose sur des données quotidiennes de 6 stations de mesure de la pluviométrie (période 1961-2008) et montre que les deux dernières décennies ont été, généralement, marquées par plus d'événements secs et durables que les décennies antérieures, mais que se sont surtout les précipitations faibles de printemps qui ont eu un impact négatif sur les rendements des cultures agricoles annuelles (maïs, blé, seigle…).*

Mots-clés *: Sécheresses, précipitations, variabilité, plaine roumaine.*

Abstract: Droughts in recent decades in the Romanian plain.
This paper aims to characterize the temporal and spatial variability of drought in the Romanian Plain (the main agricultural region of the country), considering the total rainfall (monthly and seasonal), and the number of dry days; finally it relate between rainfall/droughts and crop yields. The paper is based on daily data from six weather stations (period 1961-2008) and shows that the last two decades were generally marked by more and durable dry events than previous decades, but mainly the low spring rains had a negative impact on annual agricultural crops (corn, wheat, rye ...).

Keywords: *Droughts, rainfall, variability, Romanian plain.*

Introduction

Les déficits pluviométriques et les sécheresses sont des aléas climatiques pouvant avoir des impacts négatifs importants pour les sociétés, notamment sur les productions agricoles et les ressources en eau des régions de plaine. Ce travail a pour objectif l'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations afin de mettre en évidence les particularités régionales et les éventuelles tendances dans la variabilité des sécheresses dans la plaine roumaine, la principale région agricole de la Roumanie. Il a aussi pour objectif d'identifier le lien entre les précipitations/sécheresses et les rendements agricoles. Compte tenu de l'importance de cette problématique pour l'économie, elle a déjà fait l'objet de plusieurs études, aussi bien dans un contexte plus large (risques climatiques) à l'échelle du pays (Bogdan et Marinică, 2007 ; Bogdan et Niculescu, 1999), qu'à l'échelle régionale (Minea et Stângă, 2004 ; Ghioca, 2009 ; Holobâcă, 2010 ; Bogdan et Marinică, 2010 ; Şerban et Dragotă, 2010 ; Dina (Toma), 2011). Cette étude porte sur l'ensemble de la plaine roumaine, par rapport à d'autres travaux ayant des problématiques similaires, mais focalisées généralement sur des sous-régions de cette vaste plaine.

1. Région d'étude, données et méthodes

La plaine roumaine s'étale au sud du pays, le long du Danube inférieur (qui la borde au sud et à l'est ; figure 1). Elle représente environ 1/5 de la superficie de la Roumanie et grâce à ses bonnes conditions naturelles, elle est un espace densément peuplé (la densité moyenne de la population y est de 155 habitants/km^2, supérieure à la moyenne nationale, d'environ 90

habitants/km^2), avec des activités socio-économiques bien développées, notamment dans le domaine agricole. Ces éléments expliquent sa vulnérabilité particulière au déficit pluviométrique.

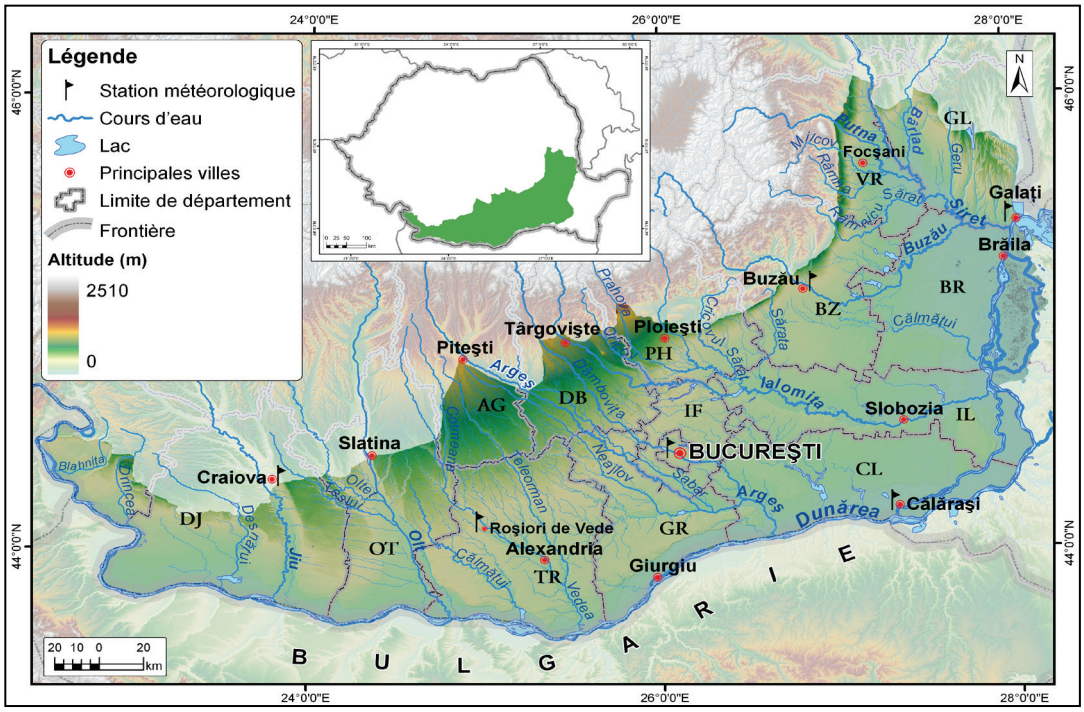


Figure 1 : Localisation de la plaine roumaine et des 6 stations météorologiques utilisées (source du fond de carte : http://earth.unibuc.ro/download/datele-srtm90-reproiectate-in-stereo70).

La base de données est constituée principalement des précipitations journalières (provenant de la base de données de l'ECAD – European Climate Assessment & Dataset, pour la période 1961-2009) de 6 stations météorologiques reparties sur l'ensemble de la plaine : Craiova, Roşiori de Vede, Bucureşti-Băneasa, Buzău, Călăraşi et Galaţi. Afin d'identifier l'influence des sécheresses sur les rendements agricoles, nous avons utilisé les données statistiques de 4 productions végétales (blé, seigle, mais, tournesol) provenant de l'Institut National de Statistique (INS). Cette analyse porte sur la période 2000-2001, à l'échelle du département de Teleorman (TR), situé dans la partie centrale de la plaine (figure 1).

Les méthodes englobent des analyses statistiques classiques et de tendances (basées sur le test de Mann-Kendall). A partir des précipitations journalières, nous avons calculé pour chaque année le nombre de jours secs (*i.e.* avec des précipitations $\leq$ 0,1 mm) à l'échelle annuelle, pour la saison froide (de octobre à mars) et pour la saison chaude (d'avril à septembre), ainsi que le nombre de séquences de sécheresse, définies comme au moins 10 jours secs consécutifs durant la période avril-septembre et 14 jours durant la période octobre-mars ou avec des pluies n'excédant pas 0,1 mm (selon Bogdan et Niculescu, 1999). En appliquant le critère de Hellman qui permet d'établir les différents types climatiques mensuels (Bogdan et Niculescu, 1999), nous avons identifié pour chaque année, la fréquence des mois : excessivement secs, très secs, secs, peu secs, normaux, pluvieux, peux pluvieux, très pluvieux et excessivement pluvieux.

Le contexte atmosphérique associé aux principaux épisodes secs et durables est observé à partir des situations météorologiques quotidiennes à 0 h UTC en surface et en altitude (géopotentiels 850 et 500 hPa), en utilisant les cartes de pression archivées par le Wetterzentrale (Allemagne).

2. Résultats

La plaine roumaine, de par sa position géographique, a un climat au caractère continental marqué (hiver rigoureux, été chaud et souvent humide, forts contrastes saisonniers…). La pluviométrie, essentiellement estivale (souvent sous forme d'orage), se caractérise par des valeurs cumulées qui restent modérées (500-600 mm/an), ce qui n'empêche pas l'apparition de périodes sèches préjudiciables à la production agricole.

2.1. Une pluviométrie relativement faible et un nombre important de jours secs, mais sans tendances significatives

Pour l'ensemble de la plaine roumaine, le cumul annuel de précipitations est inférieur à la normale à l'échelle nationale (647 mm, pour la période 1961-1990, conformément a M.E.G.E., 2006, cité par Zaharia *et al.*, 2006). Les précipitations moyennes annuelles (pour la période 1961-2009) varient de 488 mm/an (à Galați) à 608 mm (à Bucureşti) (figure 2). En général, il y a une diminution des précipitations de l'ouest à l'est au fur et à mesure que la continentalité s'accentue. Durant les années les plus sèches (comme en 1992 et 2000), les cumuls de précipitations ont été inférieurs à 300 mm (255 mm en 1992 et 271 mm en 2000 à Roşiori de Vede). Annuellement, il y a en moyenne 254 à 264 jours sans pluie (plus de 70 % de jours de l'année), leur nombre augmentant de l'ouest vers l'est. Le maximum annuel absolu de jours secs varie sur l'ensemble de la région de 287 à 302 (figure 2). Il y a un relatif équilibre dans la répartition de nombre moyen de jours secs par les deux saisons, froide et chaude : à part la station de Buzău, où il y a une différence de 10 jours entre les deux saisons, pour les autre stations, la différence est au maximum de 4 jours (figure 3).

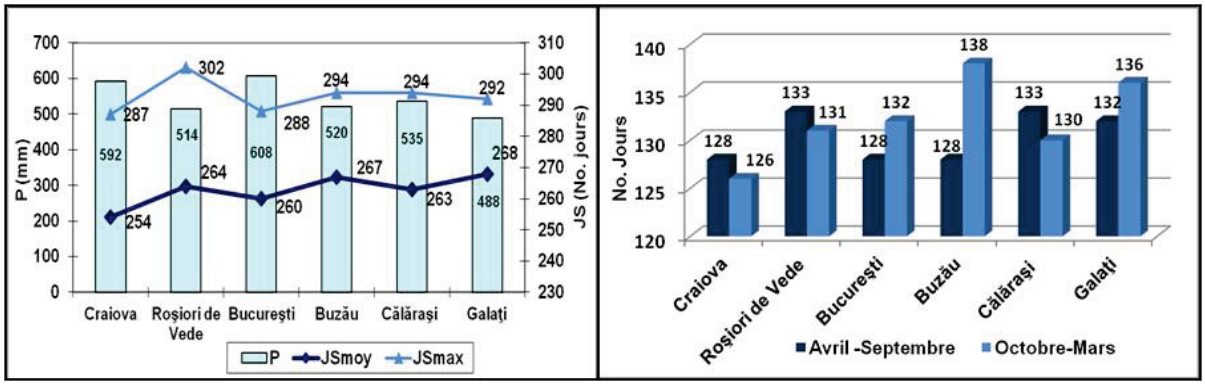


Figure 2 (gauche) : Cumul annuel des pluies (P), nombre moyen (JSmoy) et nombre maximum (JSmax) de jours secs dans 6 stations météorologiques de la plaine roumaine (1961-2009).
Figure 3 (droite) : Nombre moyen de jours secs pour la période chaude (avril-septembre) et froide (octobre-mars) dans 6 stations météorologiques de la plaine roumaine (1961-2009).

L'analyse de la variabilité de la pluviométrie annuelle et du nombre de jours secs par an et par saison (chaude et froide) n'a pas mis en évidence des tendances statistiquement significatives, à l'exception de deux stations : 1) Roşiori de Vede où une tendance à l'augmentation a été identifiée en octobre-mars et à l'échelle annuelle, pour respectivement des niveaux de significativité (α) de 0,05 et 0,1 ; 2) Călăraşi, où une tendance à la diminution a été identifiée en avril-septembre (à un niveau de significativité de 0,05). Des études à l'échelle nationale menées dans le cadre de l'Administration Nationale de Météorologie ont identifié pour certaines régions de la plaine Roumaine des tendances à la diminution des précipitations (pour un niveau de confiance d'au moins 90 %) en hiver, et des tendances à l'augmentation en automne (Busuioc *et al.*, 2009), tandis qu'au printemps et en été, il n'y a pas de tendances significatives. La même étude a indiqué une variabilité plus importante des précipitations d'une année à l'autre après l'année 2000.

2.2. Nombre de jours secs consécutifs et de périodes sèches relativement important

Aux stations analysées, le nombre maximal de jours consécutifs sans précipitations a varié, durant la période 1961-2009, de 39 (à Galaţi, en avril-mai 1963) à 58 (à Craiova, de décembre 1988 à février 1989). Ce nombre diminue progressivement de l'ouest vers l'est. Quant au nombre des périodes sèches (définies comme mentionnées au chapitre 2), elles sont en moyenne de 4-5 par an (le nombre maximum a été de 9 à 11) (figure 4). Le test de Mann-Kendall a indiqué des tendances à l'augmentation du nombre annuel de périodes sèches aux stations de Bucureşti et Buzău (pour le seuil de signification $\alpha = 0,1$). A ces stations, ainsi qu'à Roşiori de Vede, la décennie 1991-2000 a été marquée par plus de périodes sèches (figure 5).

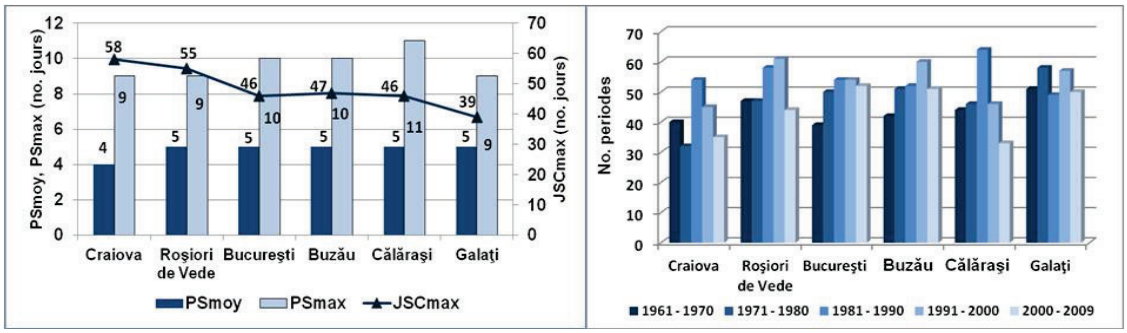


Figure 4 (gauche) : Variabilité spatiale du nombre maximum de jours secs consécutifs (JSCmax) et du nombre annuel moyen (PSmoy) et maximum (PSmax) de périodes sèches dans la plaine roumaine.
Figure 5 (droite) : Variabilité spatiale du nombre de périodes sèches par décennies dans la plaine roumaine.

2.3. Un pourcentage « élevé » de mois secs selon le critère de Hellman

La fréquence des mois caractérisés par un déficit pluviométrique dans la plaine roumaine est mise en évidence par la classification selon le critère de Hellman qui, en fonction des écarts (E, en %) des cumuls mensuels de pluies par rapport à la moyenne multi-annuelle (ici 1961-2009), considère les mois comme : excessivement pluvieux ($E > 50,1$), très pluvieux ($30,1 < E < 50,0$), pluvieux ($20,1 < E < 30,0$), peux pluvieux ($10,1 < E < 20,0$), normaux ($-0,0 < E < 10,0$), peu secs ($-20,0 < E < -10,1$), secs ($-30,0 < E < -20,1$), très secs ($-50,0 < E < -30,1$) et excessivement secs ($E < -50,1$) (Bogdan et Niculescu, 1999). En regroupant les mois en trois grandes classes (pluvieux, normaux et secs), pour l'ensemble de la plaine roumaine, parmi les 588 mois de la période d'analyse, plus de 50 % ont été des mois secs, 35–37 % ont été pluvieux et 11-13 % normaux (figure 6A). Plus d'un quart (25-29 %) ont été des mois excessivement secs et 12-13 % très secs (figure 6B). Ces chiffres, montrant un nombre relativement important de mois secs, ne font que traduire l'existence certaines années de forts abats pluviométriques (d'origine orageuse).

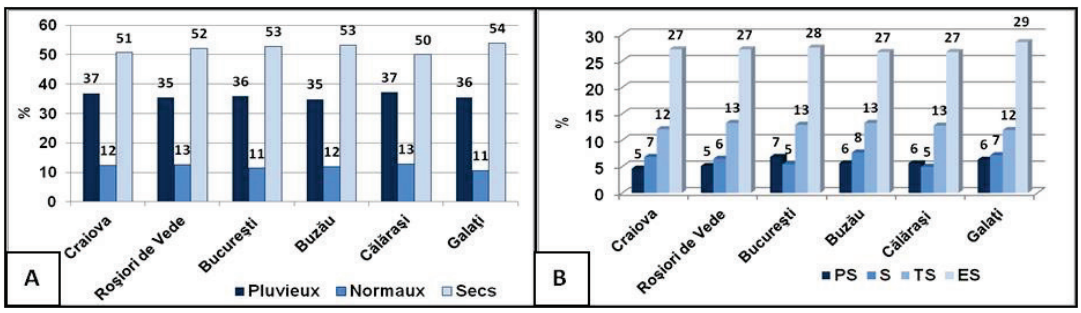


Figure 6 : Fréquence de différents types de mois selon le critère de Hellman, dans 6 stations météorologiques de la plaine roumaine (période 1961-2009) : A. Mois pluvieux, normaux et secs ; B. Mois peu secs (PS), secs (S), très secs (TS) et excessivement secs (ES).

2.4. Les principaux épisodes secs sur l'ensemble de la plaine roumaine

Six périodes communes (pour l'ensemble de la plaine) sans précipitation durant au moins 10 jours (avril - septembre) ou 14 jours (octobre - mars) ont été détectées (sur la période 1961-2009), à partir de l'analyse des données quotidiennes fournies par les 6 stations considérées : deux concernent le printemps, durant la période pendant laquelle les besoins pour les plantes annuelles sont essentielles (du 1er mars au 7 avril 1990 et du 29 avril au 25 mai 2003) ; les autres durant la saison estivale : du 1er au 11 juillet et du 20 au 30 juillet 2000 (sauf la station de Galaţi), ainsi que du 29 juillet au 9 août et du 19 août au 12 septembre 2008. Ces épisodes correspondent à des périodes anticycloniques durables (situation de blocage). Ainsi, entre le 29 avril et le 25 mai 2003, lorsqu'aucune station n'a enregistré de précipitations, une puissante cellule de hautes pressions est en place sur la région.

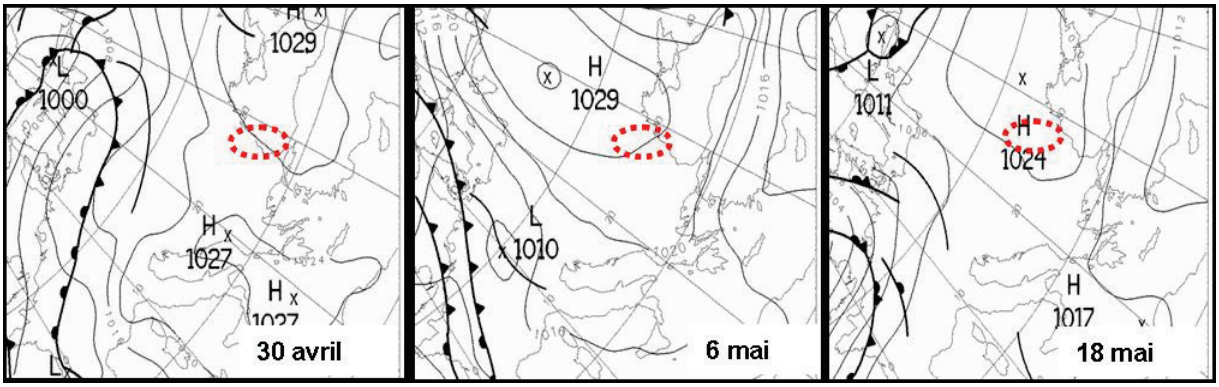


Figure 7 : Situation météorologique en surface le 30 avril, le 5 et le 18 mai 2003 (source : extrait de Met Office ©, disponible sur le site Wetterzentrale.com) ; en pointillé est indiquée la position de la plaine roumaine.

2.5. L'influence des sécheresses sur les rendements agricoles

L'analyse comparative de la variabilité des productions des principales plantes agricoles cultivées (blé, seigle, maïs, tournesol) dans le département de Teleorman (indiqué TR sur la carte de la figure 1) et des cumuls pluviométriques de mars à mai (période pendant laquelle les plantes ont besoin de quantités importantes d'eau), à Roşiori de Vede (station météorologique située approximativement au centre du département, cf. figure 1), pour la période 2000-2009, montre, qu'en général, pour les années avec des pluies de printemps faibles et avec un nombre de jours secs importants (comme en 2000, 2003, 2007), les rendements agricoles sont réduits (figure 8).

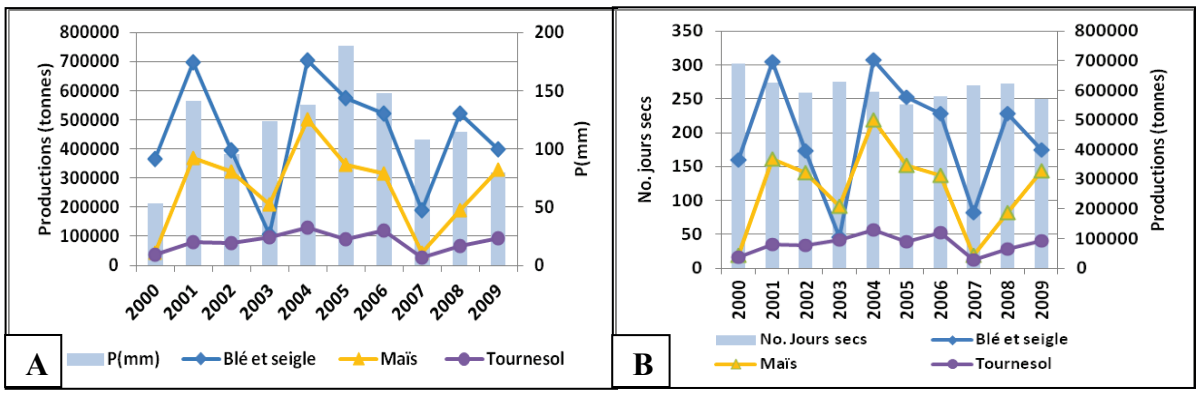


Figure 8 : Production agricole (en tonnes) dans le département de Teleorman et variations pluviométriques de 2000 à 2009 à la station de Roşiori de Vede. A) pour les cumuls pluviométriques (P) de printemps (mars à mai) ; (B) pour le nombre annuel de jours secs.

Les trois années ont été considérées à l'échelle nationale excessivement sèches, aussi si bien par les quantités réduites de précipitations, que par la durée des périodes sèches et l'extension des surfaces touchées par la sécheresse. Par conséquent, les productions agricoles végétales de ces années ont diminué de manière significative. Comme suite aux conséquences économiques très importantes de la sécheresse de l'année 2007 (qualifiée en Roumanie comme la plus grave de derniers 60 ans), en 2008 une nouvelle stratégie nationale pour la réduction des effets de la sécheresse a été adoptée (Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural, 2008).

Conclusion

Ces tout premiers résultats montrent que la plaine roumaine est marquée par une pluviométrie moyenne relativement faible et par un nombre important de jours/périodes secs, ce qui influe fortement sur la production agricole des cultures non irriguées. Aucune tendance significative n'a été détectée dans la variabilité du nombre de jours secs, mais les deux dernières décennies ont toutefois connu plus d'événements secs et durables par rapport aux décennies antérieures. Le critère d'Hellman n'est pas très bien adapté à la région d'étude, surtout pour la saison chaude qui est caractérisée par une pluviométrie essentiellement orageuse. Les 6 stations considérées semblent insuffisantes pour avoir une bonne évaluation de l'ampleur des sécheresses, car des précipitations peuvent apparaître sans qu'elles soient bien prises en compte par le réseau d'observation au sol, ce qui montre les limites d'une telle analyse qui devra être complétée par d'autres types de données, notamment pour évaluer le déficit en eau des sols.

Références bibliographiques

Bogdan O., Marinică I., 2007 : *Hazarde meteo-climatice din zona temperată. Factori genetici şi vulnerabilitate cu aplicaţii în România*. Editura *Lucian Blaga* Sibiu, 422 pages.

Bogdan O., Marinică I., 2010 : *Considerations Upon The Droughts Of Oltenia And Their Effects*. BALWOIS - Ohrid, 10 pages, http://www.balwois.com/balwois/administration/full_paper/ffp-1315.pdf.

Bogdan O., Niculescu E., 1999 : *Riscurile climatice din România*. Academia Română, Institutul de Geografie, 279 pages.

Busuioc A., Caian M., Bojariu R., Boroneanţ C., Cheval S., Baciu M., Dumitrescu A., 2009 : *Scenarii de schimbare a regimului climatic in Romania in perioada 2001 – 2030.* Administraţia Naţională de Meteorologie, 27 pages. http://www.mmediu.ro/protectia_mediului/schimbari_climatice/4_Adaptarea/Schimbare_Regim_Climatic_2001-2030.doc.

Dina (Toma) F. M., 2011 : *Fenomene hidrice extreme în Câmpia Română dintre Olt şi Argeş*. Thèse de doctorat, Universitatea "Babeş-Bolyai" Cluj-Napoca, 263 pages.

Ghioca M., 2009 : Drought monitoring using self-calibrating Palmer's indices in the southwest of Romania. *Romanian Reports in Physics, 6, 1,* 151-1649, http://www.infim.ro/rrp/2009_61_1/art13Ghioca.pdf.

Holobâcă I. H., 2010 : *Studiul secetelor din Transilvania*, Presa Universitară Clujeana. Cluj-Napoca, 242 pages.

Institutul Naţional de Statistică (INS), Direcţia Judeţeană de Statistică Teleorman, 2012 : *Producţia agricolă vegetală la principalele culturi,* http://www.teleorman.insse.ro/main.php?lang=fr&pageid=423.

Minea I., Stângă C., 2004 : Analiza variabilităţii spaţiale a unor indici de apreciere a secetelor. *Riscuri şi Catastrofe*, 3, 1, 138-149, http://riscurisicatastrofe.reviste.ubbcluj.ro/Volume/III_Nr_1_2004/PDF/Minea_Stanga.pdf.

Ministère de l'Agriculture et du Développement Rural, 2008 : *Strategia Naţională privind reducerea efectelor secetei, prevenira şi combaterea degradării terenurilor şi deşertificării, pe termen scurt, mediu şi lung,* 59 pages, http://www.madr.ro/pages/strategie/strategie_antiseceta_update_09.05.2008.pdf.

Şerban E., Dragotă C.-S., 2010 *: The Frequency of the Rainy and Drought Spells in the Western Romanian Plain*, *North of Mureş River*. BALWOIS - Ohrid, 9 p. http://balwois.com/balwois/administration/full_paper/ffp-1626.pdf.

Zaharia L., Beltrando G., Nedelcu G., Boroneanţ C., Ioana-Toroimac G., 2006 : Les inondations de 2005 en Roumanie. *Actes du XIXème Colloque International de Climatologie*, 557-562.

ANALYSE DE QUELQUES CARACTÉRISTIQUES DE LA SAISON DES PLUIES DANS LE DÉPARTEMENT DU BORGOU (BÉNIN, AFRIQUE DE L'OUEST)

Soufouyane ZAKARI [1, 2], Ibouraïma YABI [2], Euloge OGOUWALÉ [2] et Michel BOKO [2]

[1] *Laboratoire de Cartographie (LaCarto), Université d'Abomey-Calavi, 10 BP 1082 Cotonou, Cadjèhoun, Bénin. soufouyanez@yahoo.fr*
[2] *Laboratoire Pierre Pagney 'Climat, Eau, Ecosystèmes et Développement' (LACEEDE), Université d'Abomey-Calavi, BP 922, Abomey-Calavi, Bénin.*

Résumé : *La présente étude analyse l'évolution de quelques caractéristiques intra-saisonnières de l'hivernage dans le département du Borgou (Bénin) entre 1946 et 2005. Les données pluviométriques journalières de cinq stations (Tchaourou, Parakou, Nikki, Ina et Bembèrèkè) ont été analysées à l'aide de méthodes statistiques simples (analyse fréquentielle, coefficient de variation, test de Pettitt). Les résultats des analyses montrent qu'il existe de fortes nuances d'une station à une autre ; mais globalement, on note un retard de plus en plus avéré dans le démarrage de la saison des pluies, une fréquence de plus en plus élevée de longs épisodes secs au cœur de l'hivernage et un rétrécissement de la saison des pluies.*

Mots-clés *: Saison des pluies, analyse fréquentielle, Bénin, Borgou.*

Abstract: Analyze of few characteristics of the rainy season in the Department of Borgou (Benin, West Africa).
The present study analyzes the evolution of some intra-seasonal characteristics of the rainy season in the department of Borgou (Benin) between 1946 and 2005. The daily rainfall data of five stations (Tchaourou, Parakou, Nikki, Ina and Bembèrèkè) were analyzed using simple statistical methods (frequential analyzes, coefficient of variation, test of Pettitt). The results show that there are strong nuances between stations; but overall one notes a increased delay in the starting of the rainy season, an increasingly high frequency of long dry episodes in the heart of the wintering and the reduction of the rain season.

Keywords*: Rainy season, frequential analyzes, Benin, Borgou.*

Introduction

L'agriculture occupe une place prépondérante dans l'économie béninoise : 70 % de la population active, 39 % du PIB et 90 % des recettes d'exportation du pays (Monde, 2008). La variabilité des précipitations est l'un des principaux facteurs de vulnérabilité de cette agriculture essentiellement pluviale comme plusieurs travaux l'ont déjà montré à différentes échelles spatio-temporelles du pays (Boko, 1988 ; Afouda, 1990 ; LECREDE, 1995 ; Houndénou, 1999 ; Ogouwalé, 2001). Globalement, les manifestations de cette variabilité pluviométrique mises en évidence par ces travaux sont les déficits pluviométriques, la réduction du nombre de jours pluvieux ou encore, la réduction de la durée de la saison pluvieuse. Mais le caractère fortement hétérogène de la variabilité pluviométrique et la nécessité d'une adaptation de l'agriculture, requièrent une analyse approfondie et continue de la saison des pluies. Le présent travail a donc pour objectif d'analyser l'évolution de quelques caractéristiques intra-saisonnières (dates de début et fin de saison, fréquence des classes de pluie et de séquences sèches, …) de l'hivernage dans le département du Borgou, une des principales régions agricoles du pays.

1. Cadre de l'étude

Le département du Borgou, objet de l'étude, est situé au nord-est du Bénin entre les latitudes 8°55' et 10°53'N, et les longitudes 2° et 3°50'E. Il couvre une superficie de 25 856 km^2 soit 23 % du territoire béninois (figure 1). Le climat du Borgou est de type soudanien avec une seule saison des pluies. L'économie de la région repose essentiellement sur l'agriculture (cultures vivrières et coton) et l'élevage. A l'instar des autres régions du Bénin,

le Borgou connaît des dérèglements climatiques caractérisés surtout par une forte instabilité de la saison des pluies. C'est cette variabilité qui est analysée dans le présent travail à travers quelques caractéristiques telles que le début, la fin et la durée de la saison des pluies, le nombre de jours de pluie et la fréquence des séquences sèches.

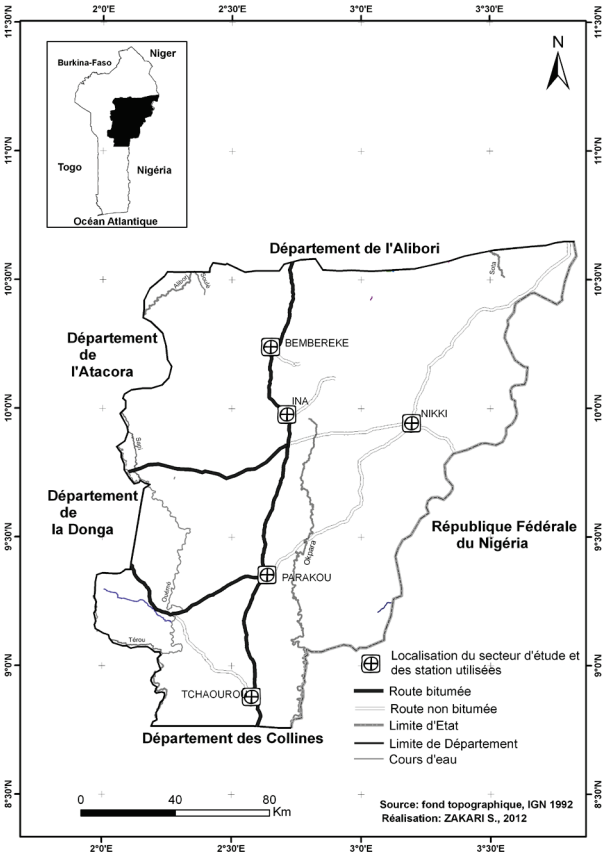


Figure 1 : Localisation du département du Borgou (Bénin).

2. Données et méthodes de l'étude

Les hauteurs pluviométriques journalières de 1946 à 2005 de cinq stations (Tchaourou, Parakou, Nikki, Ina et Bembèrèkè) réparties dans le département du Borgou ont été analysées. Une typologie des précipitations quotidiennes a ainsi été établie, de même qu'une classification des séquences sèches. La typologie des précipitations journalières s'est inspirée de celle proposée par Kouassi et *al.* (2010). Les différentes classes de précipitations sont définies ainsi :

- P1 = somme des précipitations journalières comprises entre 0,1 et 10 mm ;
- P2 = somme des précipitations journalières comprises entre 10,1 et 30 mm ;
- P3 = somme des précipitations journalières comprises entre 30,1 et 50 mm ;
- P4 = somme des précipitations journalières >50 mm.

La typologie des séquences sèches s'est inspirée des travaux de Sané *et al.* (2008). Ici, l'état journalier est considéré comme sec si la quantité d'eau tombée est inférieure à 0,1 mm. Les séquences sèches sont classées selon leur durée en quatre classes comme suit :

- S1 = classe des séquences sèches de durée comprise entre 1 et 3 jours ;
- S2 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 4 et 7 jours ;
- S3 = classe de séquences sèches de durée comprise entre 8 et 14 jours ;
- S4 = classe de séquences sèches de durée supérieure à 14 jours.

Le choix de cette typologie paraît judicieux et se justifie par le fait que le secteur d'étude est situé au Nord-Bénin, où les pluies ont une corrélation positive avec celles des régions du Sahel atlantique (Houndénou et Hernandez, 1998).

La détermination du début, de la fin et de la longueur de la saison sèche s'est faite selon les critères de Guèye et Sivakumar (1992). Ainsi, la date de début de la saison des pluies (DSP) est le premier jour après le 1er mai, lorsque la pluviométrie cumulée avec celle des deux jours précédents atteint 20 mm et plus, sans qu'il ne soit suivi pendant les 30 jours suivants d'une séquence sèche excédant 7 jours. La fin de la saison pluvieuse (FSP) correspond au jour où, après le 1er septembre, il n'y a plus de pluie pendant deux décades consécutives. La longueur de la saison pluvieuse (LSP) correspond à la différence en jours entre les dates de fin et de début des pluies.

L'analyse fréquentielle du DSP, de la FSP et de la LSP a été faite aux fréquences 8 années sur 10, 5 années sur 10 et 2 années sur 10 en calculant la fréquence cumulée par la formule :

$$F(x) = \frac{i-0,5}{N}$$

avec i = rang de l'observation et N le nombre d'observations.

La variabilité du nombre de jours de pluie total (NJPT) et des différentes classes de précipitations (P1, P2, P3, P4) et de séquences sèches (S1, S2, S3, S4) a été analysée d'une part par le calcul du coefficient de variation et, d'autre part, par l'application aux différentes séries du test non-paramétrique de Pettitt (1979), capable d'estimer la position d'un changement de moyenne (point de rupture) dans une série (Ozer *et al*., 2006).

3. Résultats et discussion

3.1. Analyse du début et la fin de la saison des pluies (DSP et FSP)

Le tableau 1 indique les dates de début et de fin de la SP. La saison des pluies dans le Borgou connaît un début et une fin très variables d'une station à une autre. En situation moyenne, la saison des pluies commence entre le 16 mai (Parakou) et le 15 juin (Tchaourou). Le DSP est précoce (par rapport à la moyenne) aux fréquences 2 années sur 10 et 5 années sur 10. Par contre, à la fréquence 8 années sur 10, c'est la situation contraire.

Tableau 1 : Fréquence d'occurrence du début et de la fin de la saison pluvieuse dans le Borgou (DSP : Début de la saison des pluies, FSP : Fin de la saison des pluies ; CV : coefficient de variation).

	Début et fin de la saison des pluies (date)									
	Moyenne				2 années sur 10		5 années sur 10		8 années sur 10	
Station	DSP	CV	FSP	CV	DSP	FSP	DSP	FSP	DSP	FSP
Tchaourou	15 juin	18,0	9 oct.	5,1	23 mai	27 sept	12 juin	10 oct.	8 juil.	20 oct.
Parakou	16 mai	12,6	29 oct.	4,2	3 mai	18 oct.	11 mai	29 oct.	1 juin	8 nov.
Nikki	25 mai	13,1	18 oct.	6,2	6 mai	9 oct.	24 mai	22 oct.	8 juin	30 oct.
Ina	20 mai	14,2	23 oct.	5,2	6 mai	12 oct.	15 mai	25 oct.	28 mai	3 nov.
Bembèrèkè	24 mai	13,6	20 oct.	4,1	4 mai	10 oct.	21 mai	23 oct.	7 juin	31 oct.

La fin de la saison des pluies (FSP) varie en moyenne du 9 octobre (Tchaourou) au 29 octobre (Parakou). Pour toutes les stations étudiées, la FSP est précoce pour la fréquence 2 années sur 10 et tardive pour la fréquence 8 années sur 10. Pour toutes les stations, le coefficient de variation est au moins deux fois plus élevé pour le DSP que pour la FSP, ce qui signifie que la FSP est plus stable que le DSP dans le Borgou. De même, on peut noter que c'est à Tchaourou que le DSP est le plus instable.

3.2. Analyse de la longueur moyenne de la saison des pluies (LSP)

On peut noter que c'est à Parakou que la saison des pluies est la plus longue, avec une durée moyenne de 167 jours (figure 2) ; et c'est à Tchaourou qu'elle est la plus courte, avec une durée moyenne de 117 jours. Les valeurs du coefficient de variation indiquent que c'est à Tchaourou que la LSP est la moins stable (CV = 27,2 %) et la plus stable à Parakou (CV = 11,9 %). L'application du test de Pettitt, montre dans l'ensemble qu'on assiste à une réduction de la durée de la saison des pluies. Ce résultat est similaire à celui obtenu par Houndénou et Hernandez (1998) dans l'Atacora (Nord-Ouest du Bénin).

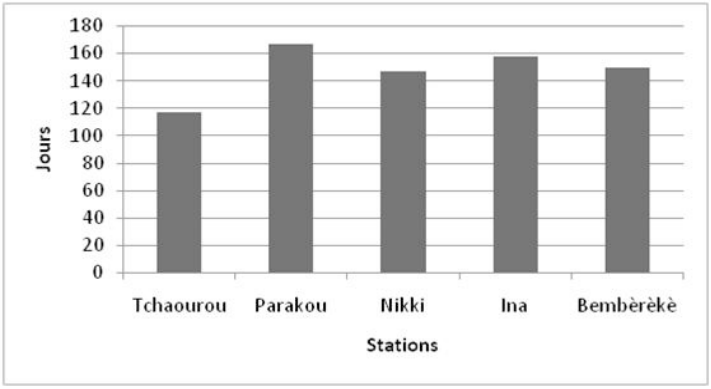


Figure 2 : Longueur moyenne de la saison des pluies dans le Borgou entre 1946 et 2005.

3.3. Relation entre le début et la longueur de la saison des pluies

Les valeurs calculées du coefficient de corrélation *r* montrent que la longueur de la saison des pluies est fortement corrélée à la date de démarrage des pluies. En effet, pour toutes les stations étudiées, les coefficients *r* sont significatifs au seuil de 5 %, avec respectivement des valeurs de -0,70 (Tchaourou), -0,77 (Parakou), -0,71 (Nikki), -0,81 (Ina) et -0,84 (Bembèrèkè). Les valeurs négatives indiquent que les deux variables (DSP et LSP) évoluent en sens inverse, ce qui veut autrement dire qu'une saison des pluies précoce est longue. Diop (1996) est parvenu au même résultat dans une étude similaire au Sénégal.

3.4. Analyse du nombre de jours de pluie (NJP)

Le nombre de jour de pluie total (NJPT) et les différentes classes de précipitation ont connu des évolutions diverses pour les stations étudiées (figure 3). L'application du test de Pettitt à la série du NJPT indique une absence de rupture à la station de Tchaourou ; alors qu'il en apparaît une significative à la baisse pour les stations de Nikki, de Ina et de Bembèrèkè, ainsi qu'une rupture significative à la hausse pour la station de Parakou.

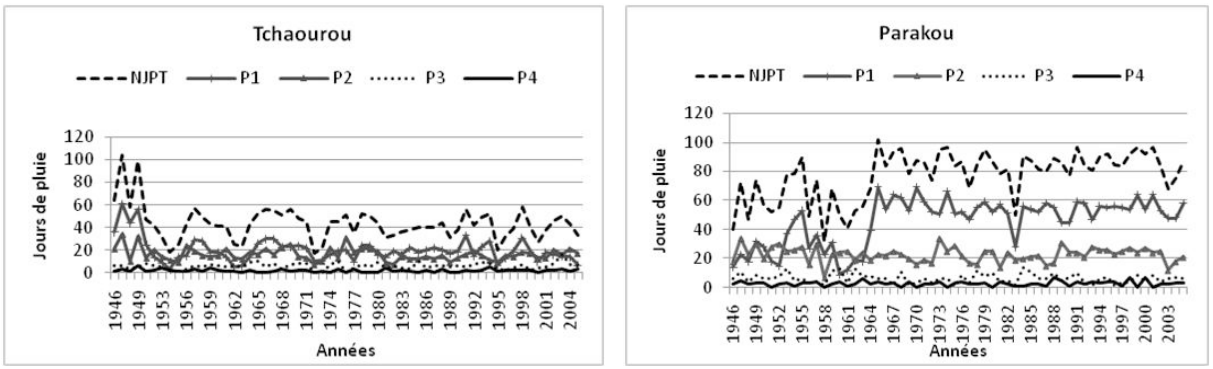


Figure 3 : Evolution du nombre de jours de pluies aux stations de Tchaourou et de Parakou dans le Borgou. Nombre de jours de pluie total (NJPT) ; nombre de jours de précipitations comprises entre 0,1 et 10 mm (P1), 10,1 et 30 mm (P2), 30,1 et 50 mm (P3), et > 50 mm (P4).

Les autres classes du NJP, à savoir P1, P2, P3 et P4, ont connu des variabilités encore plus importantes et des ruptures de stationnarité, sauf la classe P4 qui n'a enregistrée aucune rupture à l'échelle de toutes les stations analysées.

3.5. Analyse des fréquences de séquence sèches

Au cours de la saison des pluies, selon les résultats d'analyse, ce sont les classes de séquences sèches S1 et S2 qui représentent de loin (moyenne d'environ 90 %) les types de « pauses pluviométriques » rencontrés dans le Borgou. C'est seulement à Tchaourou qu'une rupture à la hausse est enregistrée et concerne S3, ce qui signifie une augmentation de la durée des pauses pluviométriques. Par contre, à Parakou, les deux ruptures enregistrées (S2 et S3) correspondent à une baisse, de même celle du S1 à Nikki.

Par ailleurs, on peut noter que dans la distribution mensuelle des séquences sèches (figure 4), c'est surtout en début (mai) et fin de saison (octobre) que les épisodes secs les plus sévères se rencontrent dans le Borgou.

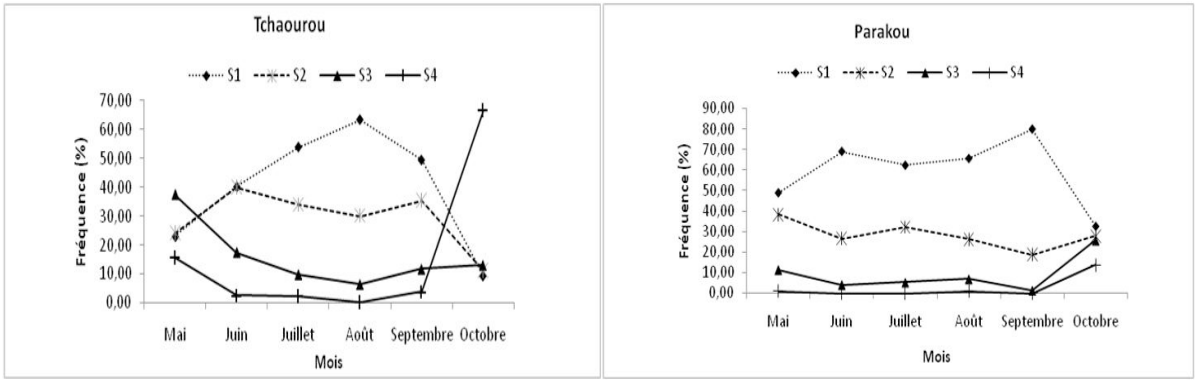


Figure 4 : Fréquence des séquences sèches au cours des mois de mai à octobre aux stations de Tchaourou et de Parakou dans le Borgou. Séquences sèches de durée comprise entre 1 à 3 jours (S1), 4 à 7 jours (S2), 8 à 14 jours (S3), > 14 jours (S4).

C'est ce qui explique en partie les nombreux échecs enregistrés dans les semis et qui a amené les cultivateurs à adopter des pratiques de semis multiple comme stratégie d'adaptation à la persistance des épisodes secs au démarrage de la saison des pluies.

Conclusion

L'analyse de quelques caractéristiques de la saison des pluies dans le Borgou confirme dans l'ensemble la dégradation de la saison des pluies dans cette partie du Bénin. L'analyse de la longueur de la saison des pluies atteste globalement de son raccourcissent. Parallèlement, on note une baisse du nombre de jours de pluie aux stations de Nikki, Ina et Bembèrèkè, contrairement à la station de Parakou où une hausse du nombre de jours de pluie est enregistrée. Aucune rupture du nombre de jours de pluies n'a été enregistrée à Tchaourou bien que ce soit à cette station que la longueur de la saison des pluies soit la plus instable. Toutes les classes de séquences sèches et de précipitations journalières ont connu des ruptures diverses, sauf la classe de précipitations journalières supérieures à 50 mm.

En somme ces résultats montrent que dans une même région, d'une station à une autre, la variabilité pluviométrique présente des nuances qu'il est important de connaître pour maximiser les chances de réussir la saison agricole.

Références bibliographiques

Afouda F., 1990 : *L'eau et les cultures dans le Bénin central et septentrional : étude de la variabilité des bilans de l'eau dans leurs relations avec le milieu rural de la savane africaine*. Thèse de doctorat, Université de Paris IV Sorbonne, 428 pages.

Boko M., 1988 : *Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement*. Thèse d'Etat, URA 909 CNRS, Université de Bourgogne, Dijon, 607 pages.

Diop M., 1996 : A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, 7, 7-15.

Guèye M. et Sivakumar M.V.K., 1992 : *Analyse de la longueur de la saison culturale en fonction de la date de début des pluies au Sénégal*. Compte rendu des travaux n°2, Niamey (Niger) : centre sahélien de l'ICRISAT, 16 pages.

Houndénou C. et Hernandez K., 1998 : Modification de la saison pluvieuse dans l´Atakora (1961-1990) : un exemple de sécheresse au nord-ouest du Bénin. *Sécheresse*, 9 (11), 23-34.

Houndénou C., 1999 : *Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : l'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation*. Thèse de doctorat de Géographie, Université de Bourgogne, Centre de recherche de climatologie, Dijon, 341 pages.

Kouassi A.M., Kouamé K.F., Koffi Y.B., Dje K.B., Paturel J.E. et Sekouba Oulare S., 2010 : Analyse de la variabilité climatique et de ses influences sur les régimes pluviométriques saisonniers en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. *Cybergeo* : *European Journal of Geography*, Environnement, Nature, Paysage, document 513, mis en ligne le 07 décembre 2010. URL : http://cybergeo.revues.org/index23388.html

LECREDE 1995 : *Récession pluviométrique et mutations socio-économiques dans le Haut-Borgou*. Travaux et documents du Laboratoire de Climatologie, N°1, 77 pages.

Monde H.M.P., 2008 : *Évaluation des besoins en information agricole*. In 'Les états du groupe Afrique-Caraïbes-pacifique (ACP)', Afrique, Étude sur le Bénin, 198 pages.

Ogouwalé E., 2001 : *Vulnérabilité/Adaptation de l'agriculture aux changements climatiques dans le Département des Collines*. Mémoire de maîtrise de Géographie, UAC/FLASH, Abomey-Calavi, 119 p.

Ozer P., Bodart C. et Tychon B., 2006 : Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *Cybergeo : European Journal of Geography*, Environnement, Nature, Paysage, document 308, mis en ligne le 02 mai 2005. URL : http://cybergeo.revues.org/index3338.html

Sané T., Diop M. et Sagna P., 2008 : Etude de la qualité de la saison des pluvieuse en Haute-Casamance (Sud Sénégal). *Sécheresse*, 19 (1), 23-8.

Tables des matières

Introduction 5

Préambule : 25 ANS DE RECHERCHES CLIMATIQUES À GRENOBLE (1967-1992)
Annick DOUGUÉDROIT *11*

LE PROJET AMMA, UN EXEMPLE D'ÉTUDE INTEGRÉE ET MULTIDISCIPLINAIRE SUR UN SYSTÈME CLIMATIQUE RÉGIONAL
Thierry LEBEL, Jean-Luc REDELSPERGER et Serge JANICOT *15*

UN EXEMPLE D'IMPACT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : LE VIGNOBLE DE LAVAUX (LAC LÉMAN, SUISSE), PATRIMOINE DE L'UNESCO
Martin BENISTON *29*

VARIABILITÉ HYDRO-PLUVIOMÉTRIQUE ET DYNAMIQUE DU COUVERT VÉGÉTAL DANS LE BASSIN DE L'OUÉMÉ À BÉTÉROU (BÉNIN, AFRIQUE DE L'OUEST)
Djafarou ABDOULAYE, Martin ASSABA, Expédit Wilfried VISSIN, François Cohovi TCHIBOZO et Michel BOKO *39*

ETUDE CLIMATOLOGIQUE DES LONGUES SÉRIES DES PRÉCIPITATIONS DANS LE NORD-OUEST DE L'ITALIE
Fiorella ACQUAOTTA et Simona FRATIANNI, avec la collaboration de Roberto AJASSA *45*

PARAMÉTRISATION PHYSIQUE DU MODÈLE ETA : PRÉVISION MÉTÉOROLOGIQUE EN ALGÉRIE
Abd El Hamid ADANE, Bachir HAMADACHE, Rabah NAILI et Kamel CHIKHAR *51*

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET PALUDISME A KARA, UNE VILLE DU NORD-TOGO
Essotalani ADEWI et Vincent DUBREUIL *57*

PLUIE MAXIMALE PROBABLE (PMP) : SYNTHÈSE DES DIFFÉRENTES MÉTHODES, ANALYSE DE LA MÉTHODE D'HERSHFIELD ET RETOUR D'EXPÉRIENCE D'ARTÉLIA
Lucie ALAZARD, Christian ODEYER et Luc BAZERQUE *63*

VARIATION SPATIO-TEMPORELLE DES FLUX SÉDIMENTAIRES DANS LA BASSE VALLÉE MONO-COUFFO (GOLFE DE GUINÉE)
Ernest AMOUSSOU, Michel BOKO, Pierre CAMBERLIN et Gil MAHE *69*

CARACTÉRISATION DES ÉVÈNEMENTS PLUVIOMÉTRIQUES EXTRÊMES DANS LE MOYEN ATLAS ET SES MARGES
Mhamed AMYAY, Zeineddine NOUACEUR, Abdellatif TRIBAK, Khalid OKBA et Ali TAOUS *75*

CHUTES DE GRÊLE ET PRÉVENTION DANS LE SUD DU BASSIN AQUITAIN (FRANCE)
Fernand AVILA *81*

RÉDUCTION DE LA VULNÉRABILITE DES SOLS AU STRESS HYDRIQUE PAR LES PRATIQUES DE L'AMENDEMENT ORGANIQUE
Abdoulaye BADIANE, Dominique MASSE et Ndèye Y. BADIANE NDOUR *87*

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET FEUX EN NOUVELLE-CALÉDONIE
Renaud BARBERO et Vincent MORON *93*

LES MODÈLES GLOBAUX PROJETTENT-ILS PLUS DE BLOCAGES ANTICYCLONIQUES EN EUROPE POUR LE FUTUR ?
Alexandre BELLEFLAMME, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM *99*

SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'AIR EN SITUATIONS ANTICYCLONIQUES DANS LA RÉGION DU GRAND TUNIS
Rim BEN ABDALLAH et Jmaiel EL HAJRI *105*

GESTION DES CONDITIONS CLIMATIQUES EXTRÊMES EN MILIEU MEDITERRANÉEN : LE CAS DES FORTES CHALEURS EN TUNISIE
Habib Ben BOUBAKER et Ali GHARB *111*

PRÉVISION DES PRÉCIPITATIONS MENSUELLES PAR TIME DELAY NEURAL NETWORK
Khalida BENMAHDJOUB, Zohra AMEUR, Abd El Hamid ADANE et Soltane AMEUR *117*

LES BIAIS SYSTÉMATIQUES DES INDICATEURS GLOBAUX DE PRÉCIPITATION EN ZONES ARIDES ET MONTAGNEUSES : UN ESSAI D'ANALYSE RÉGIONALE
Jean-Claude BERGES et Gérard BELTRANDO *123*

IMPACTS DES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUE ET HYDROLOGIQUE SUR L'APPROVISIONNEMENT EN EAU POTABLE DANS LA COMMUNE D'ADJOHOUN (BÉNIN)
Modestine V. BESSAN, Expédit W. VISSIN et Christophe S. HOUSSOU *129*

STRATÉGIES D'ADAPTATION AUX EFFETS DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU DE SURFACE DANS LE BASSIN DE LA MÉKROU AU NORD-BÉNIN
Michel BOKO, Ernest AMOUSSOU, Expédit W. VISSIN, Sidonie C. HEDIBLE, Eugénie E. KEKE et Peter WESSIE *135*

ESTIMATION DU RETRAIT DE GLACIERS ALPINS DU NORD-OUEST ITALIEN SUR LE 21ème SIÈCLE À L'AIDE D'UN MODÈLE EMPIRIQUE RÉGIONAL
Riccardo BONANNO, Antonello PROVENZALE, Christian RONCHI et Barbara CAGNAZZI *141*

APPORT DE LA MODÉLISATION CLIMATIQUE MÉSO-ÉCHELLE POUR ÉVALUER LE CHANGEMENT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE : APPLICATION VITICOLE (2041-2050)
Valérie BONNARDOT, Sylvie CAUTENET, Guy CAUTENET et Hervé QUÉNOL *147*

ÉVALUATION HYDROLOGIQUE EN TEMPS PRÉSENT DE LA CHAINE MODÈLE DE CIRCULATION GÉNÉRALE / MÉTHODES DE DESCENTE D'ÉCHELLE STATISTIQUE
Marie BOURQUI, Thibault MATHEVET, Benoît HINGRAY, Joël GAILHARD, Frédéric HENDRICKX, Matthieu LAFAYSSE et Abdelkader MEZGHANI *153*

VARIABILITÉ INTRA-SAISONNIÈRE ET DIURNE DE LA PLUIE SIMULÉE PAR LES MODÈLES CLIMATIQUES DU PROGRAMME CORDEX EN AFRIQUE DE L'OUEST
Moctar CAMARA, Arona DIEDHIOU, Bamol Ali SOW, Samo DIATTA et Ibrahima MBAYE *159*

LA RÉGIONALISATION DES TYPES DE TEMPS EN FRANCE MÉTROPOLITAINE
Olivier CANTAT, Edwige SAVOURET et Abdelkrim BENSAID *165*

L'ENNEIGEMENT EXCEPTIONNEL DE FÉVRIER 2012 DANS LA RÉGION DE MOLISE (ITALIE CENTRALE)
Antonio CARDILLO, Massimiliano FAZZINI, Gérard BELTRANDO et Vincenzo ROMEO *171*

MODÉLISATION STATISTIQUE ET PHYSIQUE DE LA TEMPÉRATURE DANS L'AGGLOMÉRATION DE TUNIS : ÉTUDE COMPARATIVE
Sami CHARFI, Pierre CARREGA et Christophe YOHIA *177*

ANALYSE DES RELATIONS ENTRE LA VARIABILITÉ DE LA PLUVIOMÉTRIE ET LA DYNAMIQUE DE LA VÉGÉTATION : CAS DU FERLO (SÉNÉGAL)
Soukèye CISSÉ, Laurence EYMARD, Françoise PINSARD, Jacques André NDIONE et Amadou Thierno GAYE *183*

RISQUE DE POLLUTION ATMOSPHÉRIQUE SUR LA CÔTE SUD DE L'AGGLOMÉRATION DE SFAX (TUNISIE) : SENSIBILITÉ DE LA POPULATION VULNÉRABLE
Salem DAHECH et Riadh BOUAZIZ *189*

INTRODUCTION À UNE CLIMATOLOGIE FRACTALE
André DAUPHINÉ *195*

TENDANCES ET RUPTURES DES SÉRIES PLUVIOMÉTRIQUES DANS LA RÉGION MÉRIDIONALE DE L'AMAZONIE BRÉSILIENNE
Nathan DEBORTOLI, Vincent DUBREUIL, Carlos HENKE et Saulo RODRIGUES FILHO *201*

VALIDATION PAR TÉLÉDÉTECTION SPATIALE DE L'ENNEIGEMENT DANS LES ALPES AUTRICHIENNES POUR L'APPROVISIONNEMENT EN EAU DE LA VILLE DE VIENNE
Jean-Pierre DEDIEU, Christophe RANDIN et Massimiliano ZAPPA *207*

INFLUENCE DES SURFACES TERRESTRES SUR L'ERREUR D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS QUOTIDIENNES PAR SATELLITE EN AMAZONIE BRÉSILIENNE
Florian DELAHAYE, Vincent DUBREUIL, Luiz A. T. MACHADO, Pierre-Emmanuel KIRSTETTER et Romulo A. J. OLIVEIRA *213*

VARIABILITÉ BASSE-FREQUENCE DES PRÉCIPITATIONS AU SAHEL ET DES TEMPÉRATURES DE SURFACE DE L'OCÉAN ATLANTIQUE AU COURS DU DERNIER SIÈCLE
Bastien DIEPPOIS, Alain DURAND, Matthieu FOURNIER, Arona DIEDHIOU, Bernard FONTAINE, Nicolas MASSEI, Zeineddine NOUACEUR et David SEBAG.....*219*

LES SIGNATURES SPECTRALES DE L'ATMOSPHÈRE SOUMISE À L'INFLUENCE DES LIGNES DE GRAINS DANS LA ZONE SAHÉLIENNE
Bouya DIOP et Abdou Karim FAROTA.....*225*

VARIABILITÉ DE L'ACTIVITÉ VÉGÉTALE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUÉMÉ (BÉNIN) : COMPARAISON ENTRE LES DONNÉES MODIS ET ÉCOCLIMAP-2 (2005-2007)
Thao T. P. DO et Sylvain BIGOT.....*231*

VARIATION DES EXTRÊMES PLUVIO-HYDROLOGIQUES DANS LE BASSIN INFÉRIEUR DU FLEUVE OUÉMÉ : DIAGNOSTIC ET MANIFESTATION
Blaise DONOU, Euloge OGOUWALE, Expédit VISSIN et Michel BOKO.....*237*

IMPACTS POTENTIELS DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LES CULTURES DU MAÏS ET DU COTON ET STRATÉGIES D'ADAPTATION DANS L'OUHAM EN CENTRAFRIQUE
Bertrand DOUKPOLO, Euloge OGOUWALE, Sylvain NDJENDOLE et Michel BOKO.....*243*

ÉVOLUTION DU COMPORTEMENT DU VENT ET DE SON POTENTIEL POUR LA PRODUCTION D'ÉNERGIE ÉOLIENNE DURANT LES 30 DERNIÈRES ANNÉES : LE CAS DE LA BELGIQUE
Sébastien DOUTRELOUP, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM.....*249*

LE LAC LAUVITEL : UN GUETTEUR ALPIN DES MODIFICATIONS ENVIRONNEMENTALES (MASSIF DES ÉCRINS, FRANCE)
Dominique DUMAS et Denis FIAT.....*255*

PRÉCIPITATIONS ANNUELLES À TUNIS CARTHAGE ET INDICES DE RADIOSONDAGES
Taoufik El MELKI.....*261*

COMPARAISON ENTRE ENREGISTREMENTS D'HYDROMÉTÉORES PROVENANT DE DISDROMÈTRES À LASER ET CUMULS DE PRÉCIPITATIONS PROVENANT DE PLUVIOGRAPHES TOTALISATEURS - EXEMPLES CHOISIS DANS DEUX SITES DISTANTS DE MOINS DE 40 KM EN RÉGION À RELIEF CONTRASTÉ ET EN CLIMAT TEMPÉRÉ OCÉANIQUE (CFB)
Michel ERPICUM, Nicolas JORION, Xavier PIRARD, Alexandre BELLEFLAMME, Bruno FRANCO, Sébastien DOUTRELOUP, Charlotte LANG, Arnaud SOUGNEZ, Xavier FETTWEIS.....*267*

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE ET DES ACCUMULATIONS D'AIR FROID SUR LES TEMPÉRATURES MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES EN SUISSE
Jean-Michel FALLOT.....*273*

SUR LES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES DE L'AUTOMNE 2011 EN LIGURIE : ANALYSE MÉTÉO-CLIMATIQUE DES ÉVÈNEMENTS ET FACTEURS AGGRAVANTS
Massimiliano FAZZINI, Gérard BELTRANDO, Carlo BISCI, Mario BARBANI et Vincenzo ROMEO.....*279*

LES AMBIANCES CLIMATO-TOURISTIQUES DE L'EXTRÊME NORD-OUEST DE LA TUNISIE
Mohamed FEKI.....*285*

VARIABILITÉ TEMPORELLE DE L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN DANS L'AGGLOMÉRATION RENNAISE À PARTIR DES PROJECTIONS DES MODÈLES RÉGIONAUX DE 2030 À 2100
Xavier FOISSARD, Vincent DUBREUIL et Hervé QUÉNOL.....*291*

CHANGEMENTS DE LA PROPORTION DE NEIGE REÇUE DURANT LA SAISON HIVERNALE EN GASPÉSIE DEPUIS 1970
Guillaume FORTIN et Bernard HÉTU.....*297*

LA VALEUR DE L'EAU STOCKÉE : UNE SIGNATURE CLIMATOLOGIQUE POUR LES ÉTUDES D'IMPACTS DU CHANGEMENT GLOBAL
Baptiste FRANCOIS, Benoit HINGRAY, Frédéric HENDRICKX et Jean-Dominique CREUTIN.....*303*

ANALYSE CLIMATIQUE DE L'ENNEIGEMENT ET ÉVALUATIONS DES ÉVÉNEMENTS EXTRÊMES SUR LES ALPES OCCIDENTALES D'ITALIE DANS LE CONTEXTE DU PROJET INTERREG STRADA
Simona FRATIANNI et Silvia TERZAGO, avec la collaboration de Marco CORDOLA.....*309*

TRANSPORT DE LA NEIGE PAR LE VENT EN TERRE ADÉLIE (ANTARCTIQUE). OBSERVATION ET MODÉLISATION AVEC LE MODÈLE ATMOSPHÉRIQUE RÉGIONAL (MAR)
Hubert GALLÉE, Alexandre TROUVILLIEZ, Cécile AGOSTA, Christophe GENTHON, Vincent FAVIER et Florence NAAIM-BOUVET *315*

UTILISATION DES INDICATEURS DU DÉFICIT HYDRIQUE DANS LES SYNTHÈSES BIOCLIMATIQUES MÉDITERRANÉENNES
Amor Mokhtar GAMMAR et Zouheir HLAOUI *321*

ANALYSE DE LA SÉRIE CLIMATIQUE DE TURIN DE 1870 À 2010 ET CONSIDÉRATIONS SUR L'ÎLOT DE CHALEUR URBAIN
Diego GARZENA, Simona FRATIANNI, Fiorella ACQUAOTTA et João Afonso ZAVATTINI *327*

LA BASSE TROPOSPHÈRE AU DÔME C, ANTARCTIQUE. MODÉLISATION AVEC LE MODÈLE ATMOSPHÉRIQUE RÉGIONAL (MAR)
Hubert GALLÉE, Christophe GENTHON et Delphine SIX *333*

LE NRC : UNE DÉCENNIE DE MESURES DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU MANTEAU NEIGEUX DANS LES MASSIFS MONTAGNEUX FRANÇAIS
Frédéric GOTTARDI, Paul CARRIER, Emmanuel PAQUET, Marie-Thérèse LAVAL, Joël GAILHARD et Rémy GARCON *337*

APPORTS DE LA TÉLÉDÉTECTION À LA VALIDATION HYDROLOGIQUE D'UN MODÈLE DE SURFACES CONTINENTALES : APPLICATION AUX RÉGIONS CIRCUM-ARCTIQUES
Isabelle GOUTTEVIN, Annett BARTSCH, Gerhard KRINNER *343*

LES PRÉCIPITATIONS – FACTEUR DE LA DYNAMIQUE DES VERSANTS DANS LE DÉFILÉ DU DANUBE (ROUMANIE)
Florina GRECU, Sorin CARABLAISĂ, Liliana ZAHARIA et Gabriela IOANA-TOROIMAC *349*

LA DYNAMIQUE DE L'EAU BIOCLIMATIQUE DANS LES GRANDS BASSINS DE CULTURES DU CAP BON-TUNISIE : ÉTUDE PRÉLIMINAIRE
Jmaiel EL HAJRI *355*

CONDITIONS MÉTÉOROLOGIQUES PROPICES AU DÉCLENCHEMENT DES AVALANCHES AU QUÉBEC : UNE ANALYSE À PARTIR DES ACCIDENTS CONNUS DEPUIS 1872
Bernard HÉTU et Guillaume FORTIN *361*

LES CYCLONES TROPICAUX INTENSES DE DEUX BASSINS OCÉANIQUES PROCHES, L'ATLANTIQUE NORD ET L'EST DU PACIFIQUE NORD (1980-2009)
Karl HOARAU, Florence PIRARD-HOARAU et Ludovic CHALONGE *367*

LES EFFETS DU RÉCHAUFFEMENT RÉCENT SUR LES GLACIERS DE L'ELBROUS (CAUCASE DU NORD)
Iulian-Horia HOLOBÂCĂ *373*

STRATÉGIES DE GESTION DES ÉCOSYSTÈMES VULNÉRABLES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BASSIN-VERSANT DU COUFFO
Constant HOUNDENOU, Henri S. V. TOTIN et Ernest AMOUSSOU *379*

LES OBSERVATEURS LOCAUX DU TEMPS HIVERNAL AU PETIT ÂGE GLACIAIRE : EXEMPLES FRANÇAIS ET HOLLANDAIS
Pierre HUAT et Alexis METZGER *385*

SCÉNARIO CLIMATIQUE ET RENDEMENTS DES CULTURES DANS LE MOYEN-BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)
Maman-Sani ISSA, Euloge OGOUWALE et Constant HOUNDENOU *391*

VERS UNE MEILLEURE CARTOGRAPHIE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR EN ZONE DE MONTAGNE
Eric JABOT, Isabella ZIN, Thierry LEBEL, Alain GAUTHERON et Charles OBLED *397*

ANALYSE D'UNE ANNÉE D'ENREGISTREMENTS DES TEMPÉRATURES À PAS HORAIRE POUR ÉTABLIR UN MODÈLE SPATIAL D'INTERPOLATION
Daniel JOLY, Christian DEBORD et Marc RAYNAL *403*

LA VARIABILITÉ INTRA-SAISONNIÈRE DE LA CONVECTION DANS LE GOLFE DE GUINÉE : ANALYSE D'UN MODE DE VARIABILITÉ AUTOUR DE 15 JOURS
Pierre-Honoré KAMSU-TAMO, Serge JANICOT, David MONKAM et André LENOUO *409*

PRÉVISIBILITÉ DES HAUTES EAUX AVEC LE MODÈLE CONCEPTUEL GR2M DANS LE BASSIN-VERSANT DU ZOU AU BÉNIN (AFRIQUE L'OUEST)
Domiho Japhet KODJA, Expédit W. VISSIN, Ernest AMOUSSOU et Michel BOKO *415*

HOMOGÉNÉISATION ET RECONSTITUTION DE LONGUES SÉRIES HYDRO-CLIMATIQUES SUR LE BASSIN DE LA DURANCE
Anna KUENTZ, Thibault MATHEVET, Joël GAILHARD, Rémy GARÇON , Christian PERRET et Vazken ANDRÉASSIAN *421*

MODÈLES DE DESCENTE D'ÉCHELLE STATISTIQUE POUR LES ÉTUDES D'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE : TRANSFÉRABILITE TEMPORELLE ET INCERTITUDES ASSOCIÉES DANS LES PROJECTIONS HYDROLOGIQUES FUTURES
Matthieu LAFAYSSE, Benoît HINGRAY, Abdelkader MEZGHANI, Joël GAILHARD et Laurent TERRAY . *427*

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES SITUATIONS THERMIQUES EXTRÊMES DANS LA TUNISIE CENTRALE : CAS DES STATIONS DE MONASTIR ET DE KAIROUAN
Leila LAHMAR et Latifa HENIA *433*

ÉVALUATION DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX WRF ET MAR SUR LE SVALBARD
Charlotte LANG, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM *439*

CONTRAINTES PÉDO-CLIMATIQUES ET STRATÉGIES D'ADAPTATION PAYSANNES DANS LA DÉPRESSION MÉDIANE D'ISSABA AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)
Mathieu C. LANOKOU, Eulogе OGOUWALE et Fulgence AFOUDA *445*

MÉTHODOLOGIE POUR L'ÉTABLISSEMENT DU BILAN HYDRIQUE D'UNE TOURBIÈRE DE MONTAGNE : LE CAS DE LA TOURBIÈRE OMBROTROPHE DU LUITEL, ISÈRE, FRANCE
Jean-Paul LAURENT, Simon GERARD et Carole DESPLANQUE *451*

LE PORTAIL drias[CLIMAT] : MISE À DISPOSITION D'INFORMATIONS CLIMATIQUES RÉGIONALISÉES POUR LES ÉTUDES D'IMPACT ET D'ADAPTATION
Julien LÉMOND, Philippe DANDIN, Christian PAGÉ, Serge PLANTON, Robert VAUTARD, Michel DÉQUÉ, Laurent FRANCHISTÉGUY, Maryvonne KERDONKUFF, Laurent LI et Thomas NOEL *457*

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE VA-T-IL DESTABILISER LA FILIÈRE VITI-VINICOLE DANS LE ROUSSILLON ?
Anne-Laure LEREBOULLET, Gérard BELTRANDO, Douglas K. BARDSLEY et Eric ROUVELLAC *463*

VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DE LA TEMPÉRATURE DE L'AIR (1950-2009) DANS LE DÉPARTEMENT DE LA DRÔME (RÉGION RHÔNE-ALPES, FRANCE)
Eve LEROY, Sandra ROME et Sylvain BIGOT *469*

IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR L'ENNEIGEMENT DE MOYENNE MONTAGNE : L'EXEMPLE DU SITE DU COL DE PORTE EN CHARTREUSE
Bernard LESAFFRE, Yves LEJEUNE, Samuel MORIN, Jean-Michel PANEL et Daniel PONCET *475*

CONDITIONS MÉTÉO-MARINES RESPONSABLES DES SUBMERSIONS MARINES EN MANCHE ORIENTALE : MÉTHODES INDUCTIVE ET NATURALISTE
Pauline LETORTU, Stéphane COSTA et Olivier CANTAT *481*

RÉSEAU DE COLLABORATIONS SCIENTIFIQUES ET THÈMES DE RECHERCHE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE CLIMATOLOGIE
Malika MADELIN *487*

TYPES DE CIRCULATION ASSOCIÉS AU FLUX DES ÉTÉSIENS DANS LA MER ÉGÉE
Panagiotis MAHERAS, Konstantia TOLIKA, Christina ANAGNOSTOPOULOU et Fotini KOLYVA-MACHERA *493*

LES TERRITOIRES DU RISQUE ET LE CLIMAT À LAVAL (1480-1537)
Jean-Pierre MARCHAND et Valérie BONNARDOT *499*

RÉGIONALISATION DES MODÉLISATIONS DE TEMPÉRATURES EN FRANCE POUR LA PÉRIODE 2071-2100 À PARTIR DU MODÈLE ARPÈGE-CLIMAT POUR LES SCÉNARIOS A1B, A2 ET B1
Nicolas MARTIN, Pierre CARREGA et Cyriel ADNES *505*

ÉLÉMENTS CLIMATIQUES, INDICES BIOCLIMATIQUES ET SAISON GRIPPALE 2010-2011 DE L'AGGLOMÉRATION DE SFAX (TUNISIE MÉRIDIONALE) : COMPRÉHENSION ET RELATION
Wahida MEJRI *511*

LES INONDATIONS URBAINES À CURITIBA (BRÉSIL)
Francisco MENDONÇA *517*

MODÉLISATION CLIMATIQUE EN HIMALAYA AVEC LE MODÈLE MAR : APPORT D'UNE SIMULATION RÉGIONALE POUR L'ANALYSE DES CHAMPS DE PRÉCIPITATION ET DE COUVERTURE NEIGEUSE
Martin MENEGOZ, Hubert GALLÉE et Hans-Werner JACOBI *523*

VARIABILITÉ SPATIALE DU POUVOIR EXPLICATIF DE DIFFÉRENTS PRÉDICTEURS ATMOSPHÉRIQUES POUR L'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES SUR LE TERRITOIRE FRANÇAIS
Abdelkader MEZGHANI, Benoit HINGRAY et Matthieu LAFAYSSE *529*

LE RÔLE DES BRISES THERMIQUES SUR LA VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE DES PM10 EN PAYS VENÇOIS (ALPES-MARITIMES, FRANCE)
Nicolas MICHELOT et Pierre CARREGA *535*

APPORT DE L'IMAGERIE SATELLITALE À L'ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION RÉELLE JOURNALIÈRE DANS LE DELTA DE LA MEJERDA EN TUNISIE
Mustapha MJEJRA, Latifa HENIA et Vincent DUBREUIL *541*

ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS PAR IMAGERIE SATELLITAIRE BASÉE SUR LA MÉTHODE TAMSAT
Fatiha MOKDAD et Boualem HADDAD *547*

LE RÉGIME DE PLUIE D'UNE RÉGION MONTAGNEUSE MÉDITERRANÉENE : ANALYSE STATISTIQUE À FAIBLE PAS DE TEMPS
Gilles MOLINIÉ, Davide CERESETTI, Sandrine ANQUETIN, Jean-Dominique CREUTIN et Brice BOUDEVILLAIN *553*

PRÉCIPITATIONS TROPICALES : QUELLE PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE À L'ÉCHELLE INTRASAISONNIÈRE ET LOCALE ?
Vincent MORON, Pierre CAMBERLIN, Nathalie PHILIPPON, Andrew W. ROBERSTON *559*

LE DÉFICIT D'HUMIDITÉ DANS LE SOL ET SON IMPACT SUR LES ACTIVITÉS AGRICOLES DANS LA HAUTE PLAINE SITUÉE ENTRE LES VALLÉES DES RIVIÈRES ARGEŞ ET PRAHOVA (ROUMANIE) – ÉTUDE DE CAS (AOÛT-NOVEMBRE 2011)
Ovidiu MURĂRESCU, Gica PEHOIU, George MURĂTOREANU et Rareş ŢURLOIU *565*

INDICES BIOMÉTÉOROLOGIQUES DANS LA RÉGION DU PIÉMONT (ITALIE) : ÉVALUATION DE L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE AVEC DES MODÈLES CLIMATIQUES RÉGIONAUX
Mariaelena NICOLELLA et Daniele CANE *571*

LES VAGUES DE CHALEUR DANS LA RÉGION LILLOISE DE 1950 À 2009 : LE CAS DU 15 AU 20 AOÛT 2009
Caroline NORRANT-ROMAND *577*

ÉVALUATION DES RÉCENTS CHANGEMENTS CLIMATIQUES SUR LE LITTORAL ATLANTIQUE MAURITANIEN
Zeineddine NOUACEUR, Benoit LAIGNEL et Bastien DIEPPOIS *583*

VULNERABILITÉ ÉCONOMIQUE DES POPULATIONS PAYSANNES AUX CHANGEMENTS CLIMATIQUES DANS LE BÉNIN MÉRIDIONAL ET CENTRAL (AFRIQUE DE L'OUEST)
Euloge OGOUWALE, Maman-Sani ISSA et Akibou A. AKINDELE *589*

ÉVOLUTION RÉCENTE DES EXTRÊMES PLUVIOMÉTRIQUES EN AFRIQUE DE L'OUEST
Gérémy PANTHOU, Théo VISCHEL, Thierry LEBEL, Guillaume QUANTIN et Anne-Catherine FAVRE *595*

IMPACT DES VARIATIONS CLIMATIQUES SUR LA PHÉNOLOGIE AU SEIN DE DEUX ZONES ATELIERS : ALPES ET ARMORIQUE
Benoît PERRIMOND, Sylvain BIGOT et Hervé QUENOL *601*

LE CHANGEMENT CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE DE LA DRÔME : ANALYSE ET ÉVALUATION DES PROJECTIONS CLIMATIQUES ISSUES DU PROGRAMME SCAMPEI
Félix PHILIPPE, Sylvain BIGOT et Sandra ROME.....607

INFLUENCE DE L'ENSO SUR LES PRÉCIPITATIONS DE LA RÉGION À PLUIES D'HIVER D'AFRIQUE DU SUD
Nathalie PHILIPPON, Mathieu ROUAULT, Yves RICHARD, Alice FAVRE.....613

RECOURS À UNE CAMPAGNE DE MESURES TOPOCLIMATIQUES APPLIQUÉE POUR UNE ÉTUDE COMPARATIVE DE VARIABLES MÉTÉOROLOGIQUES CONCOMITANTES PROVENANT DES STATIONS MÉTÉOROLOGIQUES DE BRUGGE ET DU MONT RIGI EN BELGIQUE
Xavier PIRARD, Nicolas JORION, Sébastien DOUTRELOUP, Xavier FETTWEIS et Michel ERPICUM...619

SÉCHERESSES ET DÉFICIENCE HYDRIQUE DES SOLS DANS DES ZONES AGRICOLES DE LA SARDAIGNE DURANT LA PÉRIODE 1951-2010
Maria Antonia PULINA.....625

SUIVI PAR TÉLÉDÉTECTION DE L'ÉVOLUTION DES SURFACES GLACIAIRES ET DE L'ALTITUDE DE LA LIGNE D'ÉQUILIBRE POUR LES ALPES FRANÇAISES : SENSIBILITÉ AUX PARAMÈTRES MORPHO-CLIMATIQUES POUR LA PÉRIODE 1984-2010
Antoine RABATEL, Jean-Pierre DEDIEU, Anne LETREGUILLY et Delphine SIX.....631

ÉTUDE DE L'IMPACT SUR LES RESSOURCES EN EAU DE LA SÉCHERESSE PERSISTANTE RÉCENTE EN ALGÉRIE
Jean-Luc RAHUEL, Khier BOUGUERRA, Olivier CAYLA et Anne-Sophie JARDIN.....637

CARACTÉRISATION INTERANUELLE ET SAISONNIÈRE DU RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE DEPUIS 1973 DANS LA VALLÉE DU ZONGO ET L'ALTIPLANO (BOLIVIE)
Cinthya RAMALLO, Jean-Emmanuel SICART, Thierry LEBEL et Thomas CONDOM.....643

LACUNES ET COMBLEMENT DES MESURES DE PLUIES : QUEL IMPACT POUR LA SIMULATION DE RENDEMENTS AGRICOLES EN ZONE SAHÉLIENNE ?
Johanna RAMAROHETRA, Philippe ROUDIER et Benjamin SULTAN.....649

INFLUENCE DE LA TOPOGRAPHIE ET DE L'OCCUPATION DU SOL SUR L'INTENSITÉ ET LA SUPERFICIE DES CELLULES DE PLUIES INTENSES : PREMIERS RÉSULTATS SUR LE CENTRE-EST FRANÇAIS
Florent RENARD et Jacques COMBY.....655

LES PAROXYSMES BIO-THERMIQUES DANS LA RÉGION DE LA TUNISIE DU NORD
Mustapha RIAHI.....661

MODÈLES DE CLIMATS RÉGIONAUX : POTENTIELS ET LIMITES
Yves RICHARD, Pascal ROUCOU, Julien CRETAT, Thierry CASTEL et Benjamin POHL.....667

PRÉCIPITATIONS ET RENDEMENTS DES OLIVIERS DANS LA PROVINCE DE JAÉN (ANDALOUSIE), 1955-2009
Josyane RONCHAIL, Céline MORCEL, Marianne COHEN et David LABAT.....673

ANALYSE SPATIALE ET TEMPORELLE DE LA VARIABILITÉ À MÉSO-ÉCHELLE DU RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE SAHÉLIEN DEPUIS LES ANNÉES 1950
Aurélien ROSSI, Théo VISCHEL et Thierry LEBEL.....679

ÉLABORATION DES TEMPÉRATURES MENSUELLES À PARIS À PARTIR DES PLUS ANCIENNES OBSERVATIONS THERMOMÉTRIQUES
Daniel ROUSSEAU.....685

PRÉCIPITATIONS ET ÉMERGENCE DU RISQUE D'INONDATIONS À ZIGUINCHOR (SUD-OUEST DU SÉNÉGAL)
Tidiane SANE, Oumar SY et El Hadji Balla DIEYE.....691

PROJECTION DES RENDEMENTS ARACHIDIERS AU SÉNÉGAL À L'HORIZON 2040 AVEC UN MODÈLE D'ARBRE DE RÉGRESSION ET DE CLASSIFICATION
Mamadou Adama SARR, Ousmane SEIDOU, Christopher BRYANT et Jacques COMBY.....697

MICROCLIMAT D'UNE COMBE FROIDE DU JURA (RÉGION DU MARCHAIRUZ, VAUD, SUISSE)
Philippe SCHOENEICH.....703

ÉTUDE DES VARIATIONS CLIMATIQUES DE LA RÉGION CENTRE DU MAROC
Abdelali SEBBAR, Mohamed HSAINE, Hassan FOUGRACH et Wadi BADRI.....709

COMPARAISON DES MÉTHODES LOCALES D'ESTIMATION DES PRÉCIPITATIONS EXTRÊMES EN FRANCE EN CONTEXTE DE CHANGEMENT CLIMATIQUE
Jean-Michel SOUBEYROUX, Romain FANTIN, Jean-Michel VEYSSEIRE, François BORCHI, Federico GARAVAGLIA et Patrick ARNAUD.....715

IMPACT DE LA TEMPÉRATURE DE SURFACE DE LA MER SUR LES VENTS CÔTIERS
Bamol SOW, Patrick MARCHESIELLO, Moctar CAMARA, Christophe MESSAGER et Samo DIATTA.....721

LA VILLE DE DOUALA : ENTRE BAISSE DES PRÉCIPITATIONS ET HAUSSE DES TEMPÉRATURES
Gratien TCHIADEU, Joseph Magloire OLINGA OLINGA.....727

RELATIONS ENTRE LES CONDITIONS CLIMATIQUES ET LES RESSOURCES EN EAUX DANS LA DOBROGEA DU SUD (ROUMANIE)
Camelia Eliza TELTEU.....733

MODÉLISATION DE LA VARIABILITÉ SPATIALE DE LA NEIGE AU SOL SUR LES ALPES OCCIDENTALES ITALIENNES : LA VALEUR AJOUTÉE DE L'UTILISATION DES DONNÉES SATELLITAIRES MODIS
Silvia TERZAGO, Roberto CREMONINI et Simona FRATIANNI.....739

PERCEPTION DU CHANGEMENT CLIMATIQUE PAR LES PROFESSIONNELS DU TOURISME : EXEMPLE DANS LE DÉPARTEMENT DE LA DRÔME (FRANCE)
*Céline TRITZ, Sophie SCHIAVONE, Sandra ROME, Sylvain BIGOT, Léa DAVID et Isabelle POCHELON*745

LES SÉCHERESSES ET LES AGRICULTEURS DES COTEAUX DU BAS-QUERCY
Bénédicte VEYRAC-BEN AHMED.....751

SIMULATION STOCHASTIQUE DE CHAMPS DE PLUIE À HAUTE RÉSOLUTION AU SAHEL
Théo VISCHEL, Guillaume QUANTIN et Thierry LEBEL.....757

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET RISQUES PATHOLOGIQUES DANS LA COMMUNE LACUSTRE DES AGUÉGUÉS AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)
Expédit Wilfrid VISSIN.....763

CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET CRUES TORRENTIELLES EN MONTAGNE : QUELLES RELATIONS ?
Bruno WILHELM, Fabien ARNAUD, Pierre SABATIER, Charline GIGUET-COVEX et Jean-Jacques DELANNOY.....769

TENDANCES CLIMATIQUES ET MUTATIONS AGRICOLES DANS LE BASSIN DU ZOU AU BÉNIN (AFRIQUE DE L'OUEST)
Guy WOKOU, Euloge OGOUWALÉ, Ibouraïma YABI et Etienne DOMINGO.....775

MIGRATIONS DE L'ÉQUATEUR MÉTÉOROLOGIQUE ET PRÉCIPITATIONS AU SÉNÉGAL EN 2008 ET 2009
Madiop YADE, Pascal SAGNA et Pierre Corneille SAMBOU.....781

LES SÉCHERESSES DES DERNIÈRES DÉCENNIES DANS LA PLAINE ROUMAINE
Liliana ZAHARIA, Gérard BELTRANDO, Gabriela IOANA-TOROIMAC, Gabriel MINEA et Florina GRECU.....787

ANALYSE DE QUELQUES CARACTÉRISTIQUES DE LA SAISON DES PLUIES DANS LE DÉPARTEMENT DU BORGOU (BÉNIN, AFRIQUE DE L'OUEST)
Soufouyane ZAKARI, Ibouraïma YABI, Euloge OGOUWALÉ et Michel BOKO.....793

Index des auteurs

ABDOULAYE D., **39**
ACQUAOTTA F., **45**, 327
ADANE A. E. H., **51**, 117
ADEWI E., **57**
ADNES C., 505
AFOUDA F., 445
AGOSTA C., 315
AJASSA R., 45
AKINDELE A. A., 589
ALAZARD L., **63**
AMEUR S., 117
AMEUR Z., 117
AMOUSSOU E., **69**, 135, 379, 415
AMYAY M., **75**
ANAGNOSTOPOULOU C., 493
ANDRÉASSIAN V., 421
ANQUETIN S., 553
ARNAUD F., 769
ARNAUD P., 715
ASSABA M., 39
AVILA F., **81**
BADIANE A., **87**
BADIANE NDOUR N. Y., 87
BADRI W., 709
BARBANI M., 279
BARBERO R., **93**
BARDSLEY D. K., 463
BARTSCH A., 343
BAZERQUE L., 63
BELLEFLAMME A., **99**, 267
BELTRANDO G., 123, 171, 279, 463, 787
BEN ABDALLAH R., **105**
BENISTON M., **29**
BENMAHDJOUB K., **117**
BENSAID A., 165
BERGES J.-C., **123**
BESSAN M. V., **129**
BIGOT S., 231, 469, 601, 607, 745
BISCI C., 279
BOKO M., 39, 69, **135**, 237, 243, 415, 793
BONANNO R., **141**
BONNARDOT V., **147**, 499
BORCHI F., 715
BOUAZIZ R., 189
BOUBAKER H. B., **111**
BOUDEVILLAIN B., 553
BOUGUERRA K., 637
BOURQUI M., **153**
BRYANT C., 697
CAGNAZZI B., 141
CAMARA M., **159**, 721
CAMBERLIN P., 69, 559
CANE D., 571
CANTAT O., **165**, 481
CARABLAISĂ S., 349
CARDILLO A., **171**
CARREGA P., 177, 505, 535
CARRIER P., 337
CASTEL T., 667
CAUTENET G., 147
CAUTENET S., 147
CAYLA O., 637
CERESETTI D., 553
CHALONGE L., 367
CHARFI S., **177**
CHIKHAR K., 51
CISSÉ S., **183**
COHEN M., 673
COMBY J., 655, 697
CONDOM T., 643
CORDOLA M., 309
COSTA S., 481
CREMONINI R., 739
CRETAT J., 667
CREUTIN J.-D., 303, 553
DAHECH S., **189**
DANDIN P., 457
DAUPHINÉ A., **195**
DAVID L., 745
DEBORD C., 403
DEBORTOLI N., **201**
DEDIEU J.-P., **207**, 631
DELAHAYE F., **213**
DELANNOY J.-J., 769
DÉQUÉ M., 457
DESPLANQUE C., 451
DIATTA S., 159, 721
DIEDHIOU A., 159, 219
DIEPPOIS B., **219**, 583
DIEYE E. H. B., 691
DIOP B., **225**
DO T. T. P., **231**

DOMINGO E., 775
DONOU B., **237**
DOUGUÉDROIT A., **11**
DOUKPOLO B., **243**
DOUTRELOUP S., **249**, 267, 619
DUBREUIL V., 57, 201, 213, 291, 541
DUMAS D., **255**
DURAND A., 219
EL HAJRI J. , 105, **355**
EL MELKI T., **261**
ERPICUM M., 99, 249, **267**, 439, 619
EYMARD L., 183
FALLOT J.-M., **273**
FANTIN R., 715
FAROTA A. K., 225
FAVIER V., 315
FAVRE A., 613
FAVRE A.-C., 595
FAZZINI M.,171, **279**
FEKI M., **285**
FETTWEIS X., 99, 249, 267, 439, 619
FIAT D., 255
FOISSARD X., **291**
FONTAINE B., 219
FORTIN G., **297**, 361
FOUGRACH H., 709
FOURNIER M., 219
FRANCHISTÉGUY L., 457
FRANCO B., 267
FRANCOIS B., **303**
FRATIANNI S., 45, **309**, 327, 739
GAILHARD J., 153, 337, 421, 427
GALLÉE H., **315**, **333**, 523
GAMMAR A. M., **321**
GARAVAGLIA F., 715
GARCON R., 337
GARÇON R., 421
GARZENA D., **327**
GAUTHERON A., 397
GAYE A. T., 183
GENTHON C., 315, 333
GERARD S., 451
GHARB A., 111
GIGUET-COVEX C., 769
GOTTARDI F., **337**
GOUTTEVIN I., **343**
GRECU F., **349**, 787
HADDAD B., 547
HAMADACHE B., 51
HEDIBLE S. C., 135
HENDRICKX F., 153, 303
HENIA L., 433, 541
HENKE C., 201
HÉTU B., 297, **361**
HINGRAY B., 153, 303, 427, 529
HLAOUI Z., 321
HOARAU K., **367**
HOLOBÂCĂ I.-H., **373**
HOUNDENOU C., **379**, 391
HOUSSOU C., 129
HSAINE M., 709
HUAT P., **385**
IOANA-TOROIMAC G., 349, 787
ISSA M.-S., **391**, 589
JABOT E., **397**
JACOBI H.-W., 523
JANICOT S., 15, 409
JARDIN A.-S., 637
JOLY D., **403**
JORION N., 267, 619
KAMSU-TAMO P.-H., **409**
KEKE E. K., 135
KERDONKUFF M., 457
KIRSTETTER P.-E., 213
KODJA D. J., **415**
KOLYVA-MACHERA F., 493
KRINNER G., 343
KUENTZ A., **421**
LABAT D., 673
LAFAYSSE M., 153, **427**, 529
LAHMAR L., **433**
LAIGNEL B., 583
LANG C., 267, **439**
LANOKOU M. C., **445**
LAURENT J.-P., **451**
LAVAL M.-T., 337
LEBEL T., **15**, 397, 595, 643, 679, 757
LEJEUNE Y., 475
LÉMOND J., **457**
LENOUO A., 409
LEREBOULLET A.-L., **463**
LEROY E., **469**
LESAFFRE B., **475**
LETORTU P., **481**
LETREGUILLY A., 631
LI L., 457
MACHADO L. A. T., 213
MADELIN M., **487**

MAHE G., 69
MAHERAS P., **493**
MARCHAND J.-P., **499**
MARCHESIELLO P., 721
MARTIN N., **505**
MASSE D., 87
MASSEI N., 219
MATHEVET T., 153, 421
MBAYE I., 159
MEJRI W., **511**
MENDONÇA F., **517**
MENEGOZ M., **523**
MESSAGER C., 721
METZGER A., 385
MEZGHANI A., 153, 427, **529**
MICHELOT N., **535**
MINEA G., 787
MJEJRA M., **541**
MOKDAD F., **547**
MOLINIÉ G., **553**
MONKAM D., 409
MORCEL C., 673
MORIN S., 475
MORON V., 93, **559**
MURĂRESCU O., **565**
MURĂTOREANU G., 565
NAAIM-BOUVET F., 315
NAILI R., 51
NDIONE J. A., 183
NDJENDOLE S., 243
NICOLELLA M., **571**
NOEL T., 457
NORRANT-ROMAND C., **577**
NOUACEUR Z., 75, 219, **583**
OBLED C., 397
ODEYER C., 63
OGOUWALE E., 237, 243, 391, 445, **589**,775, 793
OKBA K., 75
OLINGA OLINGA J. M., 727
OLIVEIRA R. A. J., 213
PAGÉ C., 457
PANEL J.-M., 475
PANTHOU G., **595**
PAQUET E., 337
PEHOIU G., 565
PERRET C., 421
PERRIMOND B., **601**
PHILIPPE F., **607**
PHILIPPON N., 559, **613**
PINSARD F., 183
PIRARD X., 267, **619**
PIRARD-HOARAU F., 367
PLANTON S., 457
POCHELON I., 745
POHL B., 667
PONCET D., 475
PROVENZALE A., 141
PULINA M. A., **625**
QUANTIN G., 595, 757
QUÉNOL H., 147, 291, 601
RABATEL A., **631**
RAHUEL J.-L., **637**
RAMALLO C., **643**
RAMAROHETRA J., **649**
RANDIN C., 207
RAYNAL M., 403
REDELSPERGER J.-L., 15
RENARD F., **655**
RIAHI M., **661**
RICHARD Y., 613, **667**
ROBERSTON A. W., 559
RODRIGUES FILHO S., 201
ROME S., 469, 607, 745
ROMEO V., 171, 279
RONCHAIL J., **673**
RONCHI C., 141
ROSSI A., **679**
ROUAULT M., 613
ROUCOU P., 667
ROUDIER P., 649
ROUSSEAU D., **685**
ROUVELLAC E., 463
SABATIER P., 769
SAGNA P., 781
SAMBOU P. C., 781
SANE T., **691**
SARR M. A., **697**
SAVOURET E., 165
SCHIAVONE S., 745
SCHOENEICH P., **703**
SEBAG D., 219
SEBBAR A., **709**
SEIDOU O., 697
SICART J.-E., 643
SIX D., 333, 631
SOUBEYROUX J.-M., **715**
SOUGNEZ A., 267
SOW B. A., 159, **721**

SULTAN B., 649
SY O., 691
TAOUS A., 75
TCHIADEU G., **727**
TCHIBOZO F. C., 39
TELTEU C. E., **733**
TERRAY L., 427
TERZAGO S., 309, **739**
TOLIKA K., 493
TOTIN H. S. V., 379
TRIBAK A., 75
TRITZ C., **745**
TROUVILLIEZ A., 315
ȚURLOIU R., 565
VAUTARD R., 457
VEYRAC-BEN AHMED B., **751**
VEYSSEIRE J.-M., 715
VISCHEL T., 595, 679, **757**
VISSIN E., 39, 129, 135, 237,415, **763**
WESSIE P., 135
WILHELM B., **769**
WOKOU G., **775**
YABI I., 775, 793
YADE M., **781**
YOHIA C., 177
ZAHARIA L., 349, **787**
ZAKARI S., **793**
ZAPPA M., 207
ZAVATTINI J. A., 327
ZIN I., 397

Ce volume est édité par Sylvain Bigot (UJF-LTHE) et Sandra Rome (UJF-LTHE) dans le cadre du XXV^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), qui s'est tenu à Grenoble du 5 au 8 septembre 2012. Il rassemble les textes de 2 conférences invitées puis, dans l'ordre alphabétique selon le nom du premier auteur, les résumés élargis des 62 communications orales et des 65 posters validés par le Comité scientifique. Ce panel d'articles présente des recherches sur des espaces d'application divers (Europe, Afrique, Amérique du Sud et du Nord, océans Indien et Pacifique, zone polaire), confrontant des travaux issus de l'observation et de la modélisation numérique du climat.

Composition du comité scientifique

BELTRANDO Gérard, Université Paris Diderot (France)
BEN BOUBAKER Habib, Université de la Manouba (Tunisie)
BONNARDOT Valérie, Université Rennes 2 (France)
BROU Télesphore, Université de la Réunion (France)
CAMBERLIN Pierre, Université de Bourgogne (France)
CANTAT Olivier, Université de Caen Basse-Normandie (France)
CARREGA Pierre, Université de Nice-Sophia Antipolis (France)
DUBREUIL Vincent, Université Rennes 2 (France)
DUMOLARD Pierre, Université Joseph Fourier (France)
EL MELKI Taoufik, Université de La Manouba (Tunisie)
ERPICUM Michel, Université de Liège (Belgique)
ETCHEVERS Pierre, Météo-France-CEN (France)
FALLOT Jean-Michel, Université de Lausanne (Suisse)
FAZZINI Massimiliano, Université de Ferrara (Italie)
FORTIN Guillaume, Université de Moncton (Canada)
GALLEE Hubert, CNRS-LGGE (France)
GERBAUX Martin, SOGREAH - Groupe ARTELIA (France)
HENIA Latifa, Université de Tunis (Tunisie)
HINGRAY Benoît, CNRS-LTHE (France)
KERGOMARD Claude, ENS-Paris (France)
KRINNER Gerhard, CNRS-LGGE (France)
LEBEL Thierry, IRD-LTHE (France)
MADELIN Malika, Université Paris Diderot (France)
MAHE Gil, IRD-Hydrosciences (France)
MORON Vincent, Université d'Aix-Marseille 1 (France)
PAGE Christian, CERFACS (France)
PLANCHON Olivier, CNRS-COSTEL (France)
QUENOL Hervé, CNRS-COSTEL (France)
RONCHAIL Josyane, Université Paris Diderot (France)
SAGNA Pascal, Université Cheikh Anta Diop (Sénégal)
SEGUIN Bernard, INRA (France)
SULTAN Benjamin, IRD-LOCEAN (France)
ZAHARIA Liliana, Université de Bucarest (Roumanie)

Le colloque a bénéficié de l'aide financière des partenaires suivants :

ISBN 978-2-907696-18-0