



HAL
open science

Cohérence spatiale et prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies en Afrique Soudano-Sahélienne : application à la culture du mil dans la région de Niamey

Romain Marteau

► **To cite this version:**

Romain Marteau. Cohérence spatiale et prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies en Afrique Soudano-Sahélienne : application à la culture du mil dans la région de Niamey. Histoire. Université de Bourgogne, 2010. Français. NNT : 2010DIJOL007 . tel-00556514v2

HAL Id: tel-00556514

<https://theses.hal.science/tel-00556514v2>

Submitted on 1 Apr 2011

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.

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENT, SANTÉ, STIC »

THÈSE

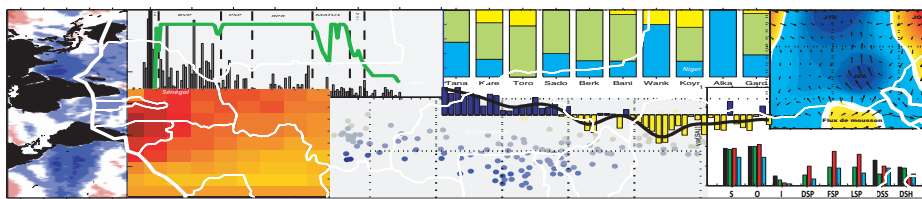
Pour obtenir le grade de
DOCTEUR
de l'Université de Bourgogne

Discipline : GÉOGRAPHIE option CLIMATOLOGIE

Présentée et soutenue publiquement le 28 septembre 2010 par :

Romain MARTEAU

**COHÉRENCE SPATIALE ET PRÉVISIBILITÉ
POTENTIELLE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS
DE LA SAISON DES PLUIES
EN AFRIQUE SOUDANO-SAHÉLIENNE :
APPLICATION À LA CULTURE DU MIL DANS LA RÉGION DE NIAMEY**



Directeurs de thèse :

Bernard FONTAINE et Vincent MORON

Jury :

M. Sylvain BIGOT

M. Gil MAHÉ

Mme Nathalie PHILIPPON

M. Benjamin SULTAN

Professeur d'Université

Directeur de Recherches IRD

Chargée de Recherches CNRS

Chargé de Recherches IRD

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examinateur

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENT, SANTÉ, STIC »

THÈSE

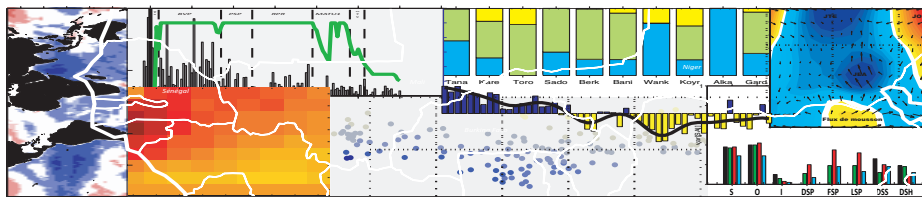
Pour obtenir le grade de
DOCTEUR
de l'Université de Bourgogne

Discipline : GÉOGRAPHIE option CLIMATOLOGIE

Présentée et soutenue publiquement le 28 septembre 2010 par :

Romain MARTEAU

**COHÉRENCE SPATIALE ET PRÉVISIBILITÉ
POTENTIELLE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS
DE LA SAISON DES PLUIES
EN AFRIQUE SOUDANO-SAHÉLIENNE :
APPLICATION À LA CULTURE DU MIL DANS LA RÉGION DE NIAMEY**



Directeurs de thèse :

Bernard FONTAINE et Vincent MORON

Jury :

M. Sylvain BIGOT

M. Gil MAHÉ

Mme Nathalie PHILIPPON

M. Benjamin SULTAN

Professeur d'Université

Directeur de Recherches IRD

Chargée de Recherches CNRS

Chargé de Recherches IRD

Rapporteur

Rapporteur

Examinatrice

Examinateur

REMERCIEMENTS

Durant ces quatre années de thèse, j'ai eu la chance de bénéficier des compétences scientifiques, des qualités humaines et du soutien morale de nombreuses personnes. Je tiens à exprimer ici toute ma gratitude à l'ensemble des personnes qui ont contribué, de près comme de loin, à l'aboutissement de cette thèse.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mes directeurs de thèses : Bernard Fontaine, Vincent Moron et Nathalie Philippon pour leur encadrement sans faille et la confiance qu'ils m'ont accordée.

Merci Bernard, pour m'avoir accueilli au sein de l'équipe du CRC, pour ton soutien, ton expertise et toutes nos discussions scientifiques enrichissantes. Merci de m'avoir fait partager tes connaissances incommensurables de la mousson africaine.

Merci Vincent, pour avoir dirigé cette thèse de façon si consciencieuse même à distance, pour tes nombreux conseils toujours très avisés et tes encouragements. J'ai pu découvrir à tes côtés le cocktail détonnant de la statistique « *moronienne* » composé d'une bonne dose de générateurs stochastiques et de modélisation numérique (GCM couplé ou forcé au choix), d'une pointe de MOS, ajouter à cela de la probabilité mais conditionnelle, parsemer le tout d'un zeste de bruit blanc ou rouge selon la saison. Ce *breuvage* statistique m'a souvent laissé perplexe et désorienté, mais, au final, associé à ta science du climat africain, ce tout m'a permis d'apprendre énormément et de progresser à tes côtés.

Merci Nathalie, pour toutes nos discussions, ta patience, tes encouragements et tes nombreuses relectures dans le *sprint* final de cette thèse. Encore un grand merci !

Je remercie Gil Mahé, directeur de recherches à l'IRD et Sylvain Bigot, Professeur de géographie à l'Université Joseph Fourier de Grenoble, d'avoir accepté d'être les rapporteurs de cette thèse. Un grand merci également à Benjamin Sultan, pour avoir accepté d'examiner ce travail d'une part et surtout pour avoir pris le temps de m'initier à l'étude des impacts *agro* et pour toutes ces discussions très enrichissantes lors de mes séjours au LOCEAN. Je remercie Christian Baron du CIRAD pour sa collaboration et ses commentaires pertinents.

Je tiens à remercier vivement Michèle Dalby, mais aussi Martine, pour avoir relu le texte et corrigé l'orthographe de ce manuscrit !

Je remercie également les membres du CRC actuels et passés pour toutes les discussions scientifiques ou autres, à commencer par mes voisins de bureau Benjamin Pohl, Ernest Amoussou, Benjamin Bois, Nadège Martiny, Pierre Camberlin, Lotfi Bouali, Isabelle Pocard, Malika Madelin et puis ceux des bureaux voisins, Pascal Roucou, Thierry Castel, Nicolas Vigaud, Corinne Quintar, Jean-Pierre Chabin, Yves Richard, Samuel Louvet et Albin Ullmann. Un grand merci à Pascal Oettli, *Grand Maître* informaticien et surtout « MATLABien », pour paraphraser plusieurs de mes prédécesseurs doctorants, qui a contribué sans conteste à l'avancement de cette thèse en élucidant un nombre incalculable de problèmes que j'ai pu rencontrer, notamment sous Matlab !

Merci également aux doctorants : Viviane Djoufack alias *Vivi*, Julien Cretat alias *Ju*, Cédric Cuccia alias *Cédric*, Joseph Boyard-Micheau alias *Jo* dit aussi *Tornado* (?), pour la bonne ambiance qu'ils ont su apporter, mais aussi pour les discussions essentiellement scientifiques (?) sur les thématiques aussi bien footballistiques que mycologiques ! Je salue également Philippe Roudier (CIREDien) et Renaud Barbero (CEREGien) pour leur sympathie et leur collaboration respective sur le modèle SARRA-H et dans les enseignements aixois. Bon courage à vous tous pour la thèse !

Je remercie également les équipes enseignantes des départements de géographie que j'ai pu côtoyer aussi bien à Dijon que lors de mon ATER à Aix-en-Provence. Je remercie également les secrétaires, Agnès Chameroy, Mireille Gauthier, Jocelyne Barnabé, Géraldine Evrard, Anne Spyropoulos, de ces deux départements pour leur gentillesse.

Je remercie également Julien Lemond, pour avoir eu la gentillesse de m'héberger lors de mes séjours de travail à Paris et pour nos discussions de thésards parfois en détresse. « *Spéciale dédicace* » aux Champenois, Mamat et Clé alias *les Barnay* pour les franches parties de rigolades au ski comme autour d'une bonne table...

Je tiens à remercier profondément toute ma famille, mes parents, mes grands-parents, Julo et tous les autres membres non cités, pour leur soutien et leur présence infaillible. Merci, à ma grand-mère Solange qui a toujours cru en moi, m'a soutenu et encouragé, et ce depuis mes premiers pas dans le monde de l'éducation.

Enfin, un grand merci à toi, Ingrid, qui as vécu cette thèse de l'intérieur, avec tout ce que cela comprend ! Merci encore pour ta patience (surtout au cours de ces derniers mois !), ton soutien, tes encouragements, ta présence au quotidien tout simplement, et pour toutes les bonnes choses à venir.

RÉSUMÉ :

Ce travail de thèse a un double objectif :

- (i) combler le manque de connaissances concernant la cohérence spatiale et la prévisibilité potentielle de descripteurs intrasaisonniers (DIS) de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne. Les descripteurs retenus sont le cumul saisonnier (S), l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), l'intensité moyenne des pluies journalières (I), les dates de démarrage (DSP) et de fin (FSP) de la saison des pluies, la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et humides (DSH) ;
- (ii) documenter la relation climat-agriculture et en particulier celle entre variabilité intrasaisonnière des pluies et rendements, à partir de l'exemple de la culture du mil dans la région de Niamey.

À partir des enregistrements pluviométriques journaliers (1950-2000) issus de la base FRIEND-AOC documentant un réseau de 136 stations localisées au Sénégal, Mali, Burkina Faso et Niger, la cohérence spatiale à l'échelle interannuelle, a été estimée par divers scores statistiques (DOF, var[SAI], ACP, corrélations). Elle apparaît contrastée entre les descripteurs intrasaisonniers. Les anomalies de cumul saisonnier et d'occurrence des jours pluvieux > 1 mm présentent une forte cohérence spatiale d'une année sur l'autre. À l'inverse, la cohérence spatiale des anomalies interannuelles de l'intensité moyenne des pluies journalières, des dates de démarrage et de fin de la saison des pluies, et de la durée moyenne des séquences sèches et humides est faible. Ainsi, le signal interannuel régional du cumul saisonnier semble principalement lié à une modulation systématique en phase de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm.

La prévisibilité potentielle de S, O, DSP et FSP, estimée à partir des précipitations issues de 24 simulations du MCG ECHAM 4.5 forcé par les TSO historiques, est faible. Par contre, l'application de modèles statistico-dynamiques basés sur les précipitations ou la dynamique atmosphérique simulées permet d'améliorer les scores de performance pour le cumul saisonnier et l'occurrence des jours de pluies > 1 mm.

Enfin, à partir d'enquêtes et de suivis menés en milieu agricole sur la culture du mil, ainsi que d'enregistrements pluviométriques journaliers sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger entre 2004 et 2007, une analyse de la relation entre date de semis, date de démarrage de la saison des pluies et rendements finaux a été réalisée. Les résultats montrent que (i) la plupart des agriculteurs attendent le premier événement pluvieux recueillant au moins 10 mm en deux jours pour semer ; (ii) les vagues de semis sont généralement synchronisées sur le démarrage méso-échelle de la saison des pluies plutôt que sur le démarrage agronomique et (iii) la sensibilité du rendement en grains, testée à partir de simulations du modèle agronomique SARRA-H, pour différentes dates de semis (semis observé, date de démarrage de la saison des pluies), est faible.

MOTS-CLÉS : Mousson africaine ; Sahel ; descripteurs intrasaisonniers (DIS) ; cohérence spatiale ; prévisibilité potentielle ; démarrage agronomique de la saison des pluies ; dates de semis ; mil ; SARRA-H.

ABSTRACT:

The aim of this thesis is twofold:

- (i) fill a lack of knowledge about the spatial coherence and seasonal predictability of the intra-seasonal characteristics (ISC) of the soudano-sahelian rainy season. These ISC are the seasonal rainfall amount (S), the daily rainfall frequency > 1 mm (O), the daily rainfall mean intensity (I), the dates of the onset and withdrawal of the rainy season, the mean length of the dry (LDS) and/or wet spells (LWS);
- (ii) document the climate-agriculture relationship over the Niamey area based on the millet crop example.

From FRIEND-AOC daily rainfall records (1950-2000) for a 136 stations-network located in Senegal, Mali, Burkina-Faso and Niger, the spatial coherence, estimated through DOF, $\text{var}[\text{SAI}]$, EOF, correlation, is not equivalent between the intra-seasonal characteristics. Seasonal rainfall and daily rainfall frequency anomalies have a substantial interannual spatial coherence. Conversely, the spatial coherence of daily mean intensity, onset and withdrawal dates of the rainy season and mean length of dry/wet spells interannual anomalies is weak. Consequently, the regional signal of the seasonal amount interannual variability seems mainly related to the in-phase modulation of the daily rainfall frequency.

Potential predictability of seasonal amount, daily rainfall frequency, onset and withdrawal dates of the rainy season estimated from a 24-member ensemble of simulations made with the ECHAM 4.5 GCM forced by observed SSTs, is poor. On the other hand, the use of a model output statistics approached based on simulated rainfall or atmospheric dynamics enhances the skill of the seasonal amount and daily rainfall frequency hindcasts.

Lastly, the relationship between the sowing date – rainy season onset date – and yield has been analysed using data collected from on-farm surveys of pearl millet crops, and rain-gauges records between 2004 to 2007 over the AMMA-CATCH Niger supersite. Results show that: (i) most of the farmers wait for the first rainy event greater than 10 mm to sow; (ii) the sowing waves are usually synchronized with the mesoscale onset date rather than the agronomic onset date; (iii) the sensitivity of grain yields, evaluated from SARRA-H crop model simulations initialized with different sowing dates (i.e. observed sowing date, agronomic and hydrologic onset date), is weak.

KEY-WORDS: West African Monsoon; Sahel; intra-seasonal characteristics (ISC); agronomical onset; spatial coherence; potential predictability; agronomy; sowing date; pearl millet; SARRA-H.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES CLIMATIQUES	11
1.1. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	12
1.1.1. RÉGION D'ÉTUDE ET SITUATION GÉOGRAPHIQUE	12
1.1.2. LES ÉTATS DE SURFACE CONTINENTALE	13
1.1.2.1. Orographie et hydrographie.....	13
1.1.2.2. Végétation et occupation du sol.....	14
1.1.2.3. L'agriculture sahélienne : la prépondérance du mil	17
1.1.3. ASPECT CLIMATIQUE GLOBAL ET RÉGIONAL DU SYSTÈME DE MOUSSON OUEST- AFRICAIN.....	18
1.1.3.1. Concept et définitions : qu'est-ce que la mousson ?	18
1.1.3.2. Les précipitations de mousson : moyenne et saisonnalité.....	19
1.1.3.3. Dynamique atmosphérique régionale du système de mousson.....	21
1.1.3.4. Échelles des structures pluvio-gènes ouest-africaines	24
1.1.4. LES ÉCHELLES DE VARIABILITÉ DE LA MOA : DE L'ÉCHELLE MULTIDÉCENNALE À L'ÉCHELLE SYNOPTIQUE	25
1.1.4.1. Fluctuations multidéennales et interannuelles des précipitations.....	25
1.1.4.2. La variabilité intrasaisonnière.....	27
1.1.4.3. La variabilité synoptique : les ondes d'est	29
1.2. LES DONNÉES CLIMATIQUES	29
1.2.1. LES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES <i>IN SITU</i> FRIEND-AOC	29
1.2.2. LES RÉANALYSES ERA40 DE L'ECMWF ET DU NCEP/NCAR.....	34
1.2.3. LES TEMPÉRATURES DE SURFACE OCÉANIQUE (TSO).....	37
1.2.4. LA CONVECTION ATMOSPHÉRIQUE : LE FICHIER OLR DE LA NOAA.....	37
1.2.5. LES SIMULATIONS NUMÉRIQUES DU MODÈLE DE CIRCULATION GÉNÉRALE ATMOSPHÉRIQUE ECHAM 4.5	38
1.2.5.1. Modèle de circulation générale de l'atmosphère : principe et fonctionnement	38
1.2.5.2. Les simulations du MCG ECHAM 4.5	40
1.3. SYNTHÈSE DE CHAPITRE	41
CHAPITRE 2. LES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS DE LA SAISON DES PLUIES : DIAGNOSTIC, VARIABILITÉ ET COHÉRENCE SPATIALE DANS LES OBSERVATIONS.....	43
2.1. SÉLECTION ET DÉFINITION DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS DE LA SAISON DES PLUIES	44
2.1.1. CHOIX DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS.....	44

2.1.2. DÉFINITION DU DÉMARRAGE (DSP) ET DE LA FIN (FSP) DE LA SAISON DES PLUIES.....	45
2.1.2.1. L'approche <i>locale</i> ou <i>agronomique</i> de la saison des pluies	46
2.1.2.2. L'approche <i>méso-échelle</i> de la saison des pluies.....	49
2.1.3. CARACTÉRISTIQUES MOYENNES DES DIS	49
2.2. RELATION ENTRE LE CUMUL SAISONNIER DE PRÉCIPITATIONS ET LES DIS.....	53
2.3. COHÉRENCE SPATIALE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS.....	57
2.3.1. MÉTHODES D'ESTIMATION DES SCORES DE COHÉRENCE SPATIALE D'ÉCHELLE INTERANNUELLE.....	58
2.3.1.1. Le nombre de degrés de liberté spatial.....	58
2.3.1.2. La variance temporelle de la moyenne des anomalies standardisées	59
2.3.2. RÉSULTATS	60
2.3.2.1. Cohérence spatiale de <i>première espèce</i>	60
2.3.2.2. Cohérence spatiale de <i>seconde espèce</i>	62
2.3.2.3. Mode de variabilité interannuelle et multidécennale des DIS.....	74
2.3.2.4. Interprétation du rapport signal sur bruit	77
2.4. ÉTUDE DE CAS : COHÉRENCE SPATIALE DU DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES	80
2.4.1. COHÉRENCE SPATIALE DE <i>PREMIÈRE ESPÈCE</i>	80
2.4.2. COHÉRENCE SPATIALE DE <i>SECONDE ESPÈCE</i>	81
2.4.3. DU <i>SAUT</i> DE MOUSSON AU DÉMARRAGE AGRONOMIQUE DE LA SAISON DES PLUIES : QUELLES INTERACTIONS ?	83
2.4.4. DISCUSSION	85
2.5. SYNTHÈSE DE CHAPITRE.....	86
CHAPITRE 3. PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS DANS LES SIMULATIONS NUMÉRIQUES DU MCG ECHAM 4.5.	89
3.1. PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE ET SPÉCIFICATION DES DIS : MÉTHODOLOGIES.....	90
3.1.1. ESTIMATION DE LA PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE : L'ANALYSE DE VARIANCE.....	90
3.1.2. MODÈLES STATISTICO-DYNAMIQUES (MOS)	91
3.1.3. ÉVALUATION DES PERFORMANCES DES MODÈLES.....	93
3.1.4. LE CHOIX DES PRÉDICTEURS.....	94
3.2. RELATIONS ENTRE LES TSO SYNCHRONES ET LES DIS DANS LES OBSERVATIONS	95
3.3. RÉALISME ET REPRODUCTIBILITÉ DES DIS DANS LES SIMULATIONS JOURNALIÈRES DU MCG ECHAM4.5	98
3.3.1. CHAMPS MOYENS ET BIAIS.....	98
3.3.2. PERFORMANCE DU MCG À REPRODUIRE LA VARIABILITÉ SPATIALE ET TEMPORELLE DES DIS	100
3.3.3. SIMULATION DE LA DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE MOYENNE	104
3.4. PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE DES DIS DANS LES SIMULATIONS ECHAM4.5	104
3.5. SPÉCIFICATION DES LIENS ENTRE LES DIS, LA DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE ET LES TSO.....	107
3.5.1. MODÉLISATION STATISTIQUE DES DIS OBSERVÉS ET DE LA DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE NCEP 1 À PARTIR DES TSO OBSERVÉES SYNCHRONES	108
3.5.1.1. Spécification du lien TSO – DIS.....	108
3.5.1.2. Spécification du lien TSO – dynamique atmosphérique réanalysée/simulée.....	112
3.5.2. MODÉLISATION STATISTICO-DYNAMIQUE DE S ET O À PARTIR DES PRÉCIPITATIONS SIMULÉES (MOS _{PLUIE}).....	117
3.5.3. MODÉLISATION STATISTICO-DYNAMIQUE DE S ET O À PARTIR DE LA DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE RÉGIONALE SIMULÉE (MOS _{WAMI})	121
3.5.4. DISCUSSION	124

3.6. SYNTHÈSE DE CHAPITRE.....	125
CHAPITRE 4. RÔLE DE LA VARIABILITÉ INTRA-SAISONNIÈRE DES PLUIES SUR L'AGRICULTURE : APPLICATION À LA CULTURE DU MIL DANS LA RÉGION DE NIAMEY.....	127
4.1. SITE ET DONNÉES DE L'ÉTUDE	128
4.1.1. LES RELEVÉS PLUVIOMÉTRIQUES DU SITE MÉSO-ÉCHELLE AMMA-CATCH NIGER.....	128
4.1.2. LES ENREGISTREMENTS MÉTÉOROLOGIQUES ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE	131
4.1.3. LES DONNÉES AGRICOLES : SUIVIS-ENQUÊTES DE LA CULTURE DU MIL	131
4.2. LE MODÈLE AGRONOMIQUE SARRA-H v3.2	132
4.2.1. DESCRIPTION ET FONCTIONNEMENT	132
4.2.2. CALIBRAGE ET VALIDATION DU MODÈLE SARRA-H	136
4.3. DIAGNOSTIC ET MODÉLISATION DE LA DATE DE SEMIS EN AGROSYSTÈME TRADITIONNEL.....	136
4.3.1. STRATÉGIE DE SEMIS ET CRITÈRES DE DÉCISION DE LA MISE EN PLACE DES SEMIS.....	136
4.3.1.1. Semis et précipitations	137
4.3.2.2. Semis échoué <i>versus</i> semis réussi.....	138
4.3.2.3. Occurrence et vague de semis	141
4.3.2. MODÉLISATION DE LA DATE DE SEMIS DANS SARRA-H	142
4.4. LIEN ENTRE LA DATE DE SEMIS ET LE DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES	144
4.4.1. DÉFINITIONS MULTI-ÉCHELLES DU DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES	144
4.4.2. DATE DE SEMIS OBSERVÉE ET DATE DE DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES : QUELLE CORRESPONDANCE ?	146
4.4.3. COHÉRENCE SPATIALE DU SEMIS ET SYSTÈMES CONVECTIFS MÉSO-ÉCHELLES	150
4.5. SENSIBILITÉ DU RENDEMENT OBSERVÉ ET SIMULÉ À LA DATE DE SEMIS ET DE LA VARIABILITÉ INTRASAISONNIÈRE DES PRÉCIPITATIONS	151
4.5.1. EFFET DE LA DATE DE SEMIS ET DU DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES SUR LA PRODUCTION DE MIL	152
4.5.2. SENSIBILITÉ DES RENDEMENTS EN GRAINS SIMULÉS AU CHOIX DE LA DATE DE SEMIS	154
4.5.3. IMPACT DE LA MODULATION INTRASAISONNIÈRE DE LA CONVECTION ET DES PLUIES SUR LES RENDEMENTS DE MIL : EXEMPLE DE L'ANNÉE 2005.....	157
4.5.3.1. Le cycle saisonnier de la convection à l'échelle régionale.....	157
4.5.3.2. Variabilité de la convection à 40 jours et séquences sèches intrasaisonnières à l'échelle locale.....	158
4.6. SYNTHÈSE DE CHAPITRE.....	160
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	171
TABLE DES ILLUSTRATIONS.....	187
LISTE DES TABLES	195
LISTE DES ENCARTS	197
ANNEXES.....	199
ANNEXE A : DESCRIPTIFS DES 136 STATIONS SOUDANO-SAHÉLIENNES	201
ANNEXE B : ATLAS DES DESCRIPTEURS INTRASAISONNIERS POUR LES SAISONS MAI-OCTOBRE (MJJASO), CLIMATIQUE ET MÉSO-ÉCHELLE	205

ANNEXE C : RÉSULTATS D'UNE ACP POUR LES DIS FILTRÉS À BASSE (BF) ET HAUTE (HF) FRÉQUENCE	209
ANNEXE D : PUBLICATION LIÉE À LA THÈSE.....	211

LISTE DES ACRONYMES

ACC	: Analyse des Corrélations Canoniques
ACN	: AMMA-CATCH Niger
ACP	: Analyse en Composante Principale
AMMA	: Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ASECNA	: Agence pour la SECurité de la Navigation Aérienne en Afrique
CATCH	: Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CCM	: Complexes Convectifs Mésos-échelles
CIEH	: Comité InterAfricain d'Études Hydrauliques
CRA	: Centre Régional Aghrymet
DEMETER	: Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-inTERannual prediction
DIS	: Descripteur IntraSaisonniers
DMN	: Direction Météorologique Nationale
DOF	: Degree Of Freedom
DSH	: Durée des Séquences Humides
DSP	: Démarrage de la Saison des Pluies
DSS	: Durée des Séquences Sèches
ECMWF	: European Centre for Medium range Weather Forecasting
ENSO	: El Niño Southern Oscillation
ERA40	: Forty years European Re-Analysis
EPSAT	: Estimation des Précipitations par SATellite
ETP	: ÉvapoTranspiration Potentielle
FAO	: Food and Agriculture Organization
FIT	: Front InterTropical
FSP	: Fin de la Saison des Pluies
FRIEND-AOC	: Flow Regimes from International Experimental and Network Data - Afrique de l'Ouest et Centrale
GARP	: Global Atmospheric Research Program
GATE	: GARP Atlantic Tropical Experiment
GIEC	: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
HAPEX	: Hydrological and Atmospheric Pilot EXperiment
HK	: Hainy Kirey
HSS	: Heidke Skill Score
I	: Intensité moyenne des jours de pluies
IRD	: Institut de Recherches et de Développement
JAS	: Juillet-Août-Septembre
JJAS	: Juin-Juillet-Août-Septembre
JEA	: Jet d'Est Africain

JTE	: Jet Tropical d'Est
LDG	: Ligne De Grain
LEPS	: Linear Error in Probability Space
LNSO	: La Niña Southern Oscillation
LOC	: LOCAl scaling
LSP	: Longueur de la Saison des Pluies
MCGA	: Modèle de Circulation Générale de l'Atmosphère
MCG	: Modèle de Circulation Générale
MCR	: Modèle Climatique Régional
MJJASO	: Mai-Juin-Juillet-Août-Septembre-Octobre
MJO	: Madden Julian Oscillation
MOA	: Mousson Ouest Africaine
MOS	: Model Output Statistics
NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Center for Environmental Prediction
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
O	: Occurrence des jours pluvieux > 1 mm
OLR	: Outgoing Longwave Radiation
ORSTORM	: Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
PRESAO	: PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest
RLM	: Régression Linéaire Multiple
S	: Cumul saisonnier
SAI	: Standardized Anomalies Index
SCM	: Systèmes Convectifs Méso-échelles
TSO	: Températures de Surface Océanique
WRF	: Weather Regional Forecast model
ZCIT	: Zone de Convergence InterTropicale

INTRODUCTION

1. Contexte et motivations de l'étude

Des sociétés particulièrement vulnérables à la variabilité pluviométrique saisonnière et intrasaisonnière...

Les sociétés rurales d'Afrique sahélienne (60 à 80 % de la population) sont considérées comme les plus vulnérables de la planète face aux variations climatiques (Oram, 1985 ; Hansen, 2002 ; Barbier *et al.*, 2009). Leur économie et leur sécurité alimentaire sont étroitement liées au secteur agricole qui fournit une part importante du produit intérieur brut (~ 30 %) et des ressources vivrières (FAO, 2006). Selon un rapport de la FAO¹ (2006), entre 50 et 80 % de la population active des pays sahéliens dépendent du secteur agricole et procurent plus de 90 % des moyens d'existence (revenus, alimentation...) à la population totale. De plus, l'accroissement rapide des populations (+2 % par an entre 1990 et 2002), conjugué à la diminution des ressources alimentaires, renforce la vulnérabilité de ces populations.

L'agriculture pluviale est la technique de production la plus largement répandue au Sahel. Les rendements agricoles sont ainsi extrêmement sensibles aux fluctuations interannuelles et intrasaisonnières des précipitations. Cette sensibilité est accrue par la faible fertilité des sols (Payne *et al.*, 1991 ; Breman *et al.*, 2001 ; Rockström et De Rouw, 2001) et l'utilisation limitée d'intrants (irrigation, mécanisation, engrais, produits phytosanitaires...) trop coûteux pour les petites exploitations familiales. La production agricole, rendements céréaliers et élevage, est fortement tributaire de la ressource en eau. Au Sahel, près de 80 % du total pluviométrique annuel se concentrent sur une seule saison des pluies de courte durée, entre juin et septembre (Lebel *et al.*, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002). La seconde moitié du XX^e siècle est marquée par une péjoration pluviométrique sans précédent en Afrique soudano-sahélienne (Janicot et Fontaine, 1993), aux conséquences dramatiques pour les populations. Les précipitations ont ainsi diminué de 20 à 25 % en moyenne entre 1931-1960 et 1961-1990 (Hulme, 1992 ; Hulme *et al.*, 2001). La récurrence de sécheresses drastiques dans les années 1970 et 1980 a provoqué des vagues de famine dévastatrice (perte des récoltes, troupeaux décimés, migrations de populations...) et fragilisé un peu plus l'économie de ces sociétés aux ressources financières déjà très faibles.

¹ Food and Agriculture Organization

L'enjeu de la prévision de la qualité de la saison des pluies

Les efforts de recherches diagnostiques et numériques consentis au cours des dernières décennies se sont principalement focalisés sur l'analyse et la compréhension de la variabilité interannuelle des cumuls saisonniers de précipitations associés à la mousson d'Afrique de l'Ouest (Lamb, 1978ab ; Nicholson, 1986 ; Folland *et al.*, 1986 ; Moron *et al.*, 1995 ; Ward, 1998). Ces études montrent une structuration à l'échelle régionale, c'est-à-dire à l'échelle d'un réseau de stations ou de points de grille dont l'extension horizontale est comprise entre 2 500 et 10 000 km, de la variabilité interannuelle et décennale des anomalies de cumuls saisonniers. La variabilité interannuelle des précipitations à cette échelle apparaît sensible aux forçages des anomalies de températures de surface océanique (TSO) d'échelles globale et régionale (Lamb, 1978 ; Janicot *et al.*, 1996 ; Fontaine *et al.*, 1998 ; Rowell, 2001 ; Giannini *et al.*, 2003 entre autres), et de celles des conditions de surfaces continentales (Semazzi et Sun, 1997 ; Wang et Eltahir, 2000). En effet, les gradients de TSO influencent fortement, *via* les anomalies de convergence et/ou des flux de chaleur, la position géographique de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et l'intensité de la convection au Sahel. Par ailleurs, en raison de la forte inertie de l'océan, les anomalies de TSO persistent généralement pendant plusieurs semaines, ce qui confère de la prévisibilité au système climatique tropical. Dans les années 1980, des méthodes empiriques de prévisions ont été développées à partir notamment d'indices synthétiques d'anomalies de TSO en lien avec le phénomène El Niño Southern Oscillation (ENSO) ou le dipôle atlantique² (Folland *et al.*, 1986 & 1991 ; Barnston *et al.*, 1996 ; Ward, 1998 ; Fontaine *et al.*, 1999). Ainsi, la variabilité interannuelle des cumuls saisonniers est partiellement prévisible un à trois mois à l'avance. Plus récemment, la prévisibilité des cumuls saisonniers des précipitations sahéniennes a été évaluée à partir de modèles numériques de circulation générale de l'atmosphère (MCGA) forcés par des anomalies de TSO observées ou couplés avec un modèle océanique. Plusieurs études (Moron *et al.*, 2004 ; Bouali *et al.*, 2008) ont montré que la simulation de la dynamique atmosphérique de la mousson ouest-africaine est nettement meilleure que celle des cumuls saisonniers de précipitations.

Depuis la fin des années 1990, les prévisions saisonnières, issues de schémas statistiques et/ou de modèles numériques, sont diffusées de façon routinière en Afrique de l'Ouest *via* les forums PRESAO³. À partir du mois de mai, les modèles de PRESAO donnent une prévision probabiliste consensuelle (Hamatan *et al.*, 2004) de la *qualité* de la saison à venir. Cette prévision apprécie le caractère de la saison des pluies selon trois catégories équiprobables d'années. Ainsi, on pourra dire que la saison des pluies est excédentaire, normale ou déficitaire par rapport à la climatologie (1971-2000). Ces prévisions diffusées à l'échelle nationale sont certes utiles pour les acteurs politiques et les organismes d'aide alimentaire, mais ne renseignent que le cumul pluviométrique saisonnier. Cependant, ces prévisions restent encore très incertaines, voire erronées au regard de leur faible performance à reproduire correctement la réalité (Hamatan *et al.*, 2004 ; Bouali, 2009). Plusieurs enquêtes menées en milieu agricole (Ingram *et al.*, 2002 ; Ben Mohamed, 2002 ; Barbier *et al.*, 2008) montrent que les agriculteurs expriment un réel intérêt à recevoir une prévision saisonnière des précipitations. Cependant, la connaissance du cumul saisonnier à venir n'est pas l'information primordiale pour l'orientation de leurs stratégies agricoles. Les agriculteurs semblent plutôt intéressés par des indicateurs intrinsèques à la saison des pluies. Ils identifient ainsi, par

² Le dipôle atlantique correspond à un mode de variabilité des TSO dans l'Atlantique tropical. Il se caractérise par une structure en opposition de phase entre des anomalies froides dans l'Atlantique sud et des anomalies chaudes dans l'Atlantique nord (Servain, 1991 ; Fontaine *et al.*, 1999).

³ PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest.

ordre d'intérêt, **(1) les phases de démarrage et de fin de la saison des pluies (2) l'organisation séquentielle des pluies au sein de la saison (c'est-à-dire l'alternance de séquences sèches et humides) et enfin (3) le cumul pluviométrique saisonnier.** Par conséquent, les prévisions d'échelle saisonnière ne sont sans doute pas le meilleur outil pour l'orientation des stratégies agricoles.

Des programmes scientifiques à l'interface climat-environnement-société

Dans ce contexte socio-économique préoccupant a été lancé le projet international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) en 2002 à Niamey, sur une initiative de chercheurs français. « *Motivés par le besoin de développer des stratégies pour réduire les impacts socio-économiques de la variabilité climatique de la mousson d'Afrique de l'Ouest, les objectifs du programme AMMA sont : (i) d'améliorer nos connaissances et notre compréhension de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) et ses influences sur l'environnement physique, chimique et biologique à l'échelle régionale et globale ; (ii) de fournir un fondement scientifique qui relie la variabilité de la MAO aux questions liées à la santé, la ressource en eau, la sécurité alimentaire et la démographie des nations d'Afrique de l'Ouest, [...], (iii) de garantir que la recherche multidisciplinaire portée par AMMA est effectivement intégrée à la prévision et la prise de décision* » (Livre Blanc AMMA, 2005).

Ce travail de thèse, débuté en 2006, est soutenu et intégré complètement dans les problématiques de recherches du programme international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, 2005-2009, 6^e PCRD⁴). La contribution de nos travaux intervient plus spécifiquement dans le cadre des groupes de travail W.P. 1.1. *West African Monsoon and the global climate, dont l'objectif est de mieux comprendre et prévoir la variabilité multi-échelle des aspects de la MAO*, W.P. 3.1. *Land productivity, qui a pour but de quantifier l'impact probable de la variabilité climatique and du changement de productivité des terres dans les systèmes de production agricole et pastorale, en termes de rendements et de croissance de la végétation naturelle* et enfin W.P. 5.1 *Weather and seasonal climate forecasting, qui vise à améliorer la prévision de la mousson des échelles synoptiques à saisonnières* (Livre Blanc AMMA, 2005).

Cette thèse a également bénéficié du soutien matériel et financier de plusieurs programmes scientifiques nationaux et internationaux tels que :

- le programme international de l'UNESCO **FRIEND-AOC** (Flow Regimes from International Experimental and Network Data – Afrique de l'Ouest et Centrale), lancé en 1994, qui a été développé pour une meilleure compréhension de l'hydrologie des régions d'Afrique de l'Ouest et Centrale et d'échanges de données. Grâce à ce programme, nous avons pu disposer d'enregistrements pluviométriques journaliers pour un réseau de stations à l'échelle du Sahel très peu exploité dans le cadre d'analyses de la variabilité intrasaisonnière des précipitations à l'échelle fine ;
- le programme national **LEFE-IDAO** (Les Enveloppes Fluides et l'Environnement - Interactions et Dynamique de l'Atmosphère et de l'Océan – 2006-2008) portant sur la thématique de *Prévisibilité des caractéristiques intrasaisonnières des saisons des pluies en Afrique tropicale*. Le principal objectif de ce projet était de quantifier la prévisibilité potentielle (PP) de plusieurs descripteurs intrasaisonniers clés des saisons pluvieuses.

Enfin, une partie des résultats de cette thèse pourront être utilisés dans le cadre du programme **ANR** (Agence Nationale pour la Recherche) – **PICRE VAT** (Prévisibilité de l'Information Climatique pour la REduction de la Vulnérabilité de l'Agriculture Tropicale), lancé en 2009, notamment dans les

⁴ Programme-Cadre de Recherche et Développement de la communauté européenne.

groupes de travail W.P.1. *Production agricole et forçage climatique* et W.P.2. *Estimation de la prévisibilité potentielle des variables climatiques déterminantes dans la production agricole.*

2. Problématique et objectifs

L'échelle intrasaisonnière doit être considérée comme une échelle clé (i) du point de vue climatique, car elle représente la charnière entre les phénomènes atmosphériques d'échelle planétaire (ZCIT) et les phénomènes atmosphériques d'échelle plus fine (lignes de grain par exemple) et (ii) du point de vue des impacts agronomiques, puisque les rendements semblent dépendre bien plus des fluctuations intrasaisonnières des précipitations que du simple cumul saisonnier (Ingram *et al.*, 2002 ; Sultan *et al.*, 2005). D'un point de vue purement atmosphérique, l'échelle intrasaisonnière correspond typiquement à l'ensemble des phénomènes dont la durée est supérieure à l'échelle synoptique (> 10 jours), mais inférieure à la durée d'une saison pluvieuse (3 ou 4 mois). Pour les utilisateurs finaux (agriculteurs, gestionnaires de la ressource en eau), le pas de temps intrasaisonnier correspond plus précisément à l'organisation des précipitations à l'intérieur d'une saison.

Les études récentes consacrées à la variabilité intrasaisonnière des précipitations en Afrique de l'Ouest ont préférentiellement analysé l'échelle régionale : installation de la mousson (Grodski et Carton, 2001 ; Sultan et Janicot, 2000 ; Louvet *et al.*, 2003 ; Fontaine *et al.*, 2008), phases sèches intrasaisonnières dont la période est proche de quarante jours (Matthews, 2004 ; Mounier *et al.*, 2008 ; Pohl *et al.*, 2009). Elles s'appuient systématiquement sur des données en points de grille et filtrées pour s'affranchir de la variabilité journalière. En revanche, les analyses consacrées à la structuration spatiale et temporelle de la variabilité intrasaisonnière liée à des caractéristiques intrinsèques d'une saison des pluies à l'échelle locale, c'est-à-dire à l'échelle de la station ou de la parcelle dont l'extension horizontale est comprise entre 1 et 10 km, sont encore largement négligées (Tennant *et al.*, 2002 ; Usman and Reason, 2004 ; Camberlin *et al.*, 2009), souvent par manque de données pluviométriques quotidiennes à l'échelle du pluviomètre.

Ainsi, un double enjeu peut être assigné à cette thèse. Le premier est de combler le manque de connaissances sur la variabilité pluviométrique intrinsèque d'une saison des pluies à l'échelle locale, notamment la modulation spatiale des descripteurs intrasaisonniers (DIS) de la saison des pluies et leur prévisibilité potentielle. Dans une perspective orientée vers les impacts sur les sociétés, notamment en termes agronomiques, le second enjeu consiste à diagnostiquer le poids des caractéristiques intrasaisonnières dans la stratégie agricole en agrosystème traditionnel. Plusieurs questionnements majeurs relatifs à ces enjeux peuvent être soulevés :

- **quelle(s) peut(peuvent) être la(les) signature(s) intrasaisonnière(s) d'une saison des pluies ?**

Une saison des pluies ne peut se résumer seulement à un cumul pluviométrique ou à son anomalie saisonnière. À partir de deux saisons des pluies contrastées, l'une excédentaire (1950) et l'autre déficitaire (1984), nous illustrerons à l'aide de trois stations sahéliennes localisées sur un transect ouest-est : Tambacounda (13.76°N – 13.68°W, *Sénégal*), Bamako (12.63°N – 8.03°W, *Mali*) et Niamey (13.48°N – 2.16°E, *Niger*), différentes signatures intrasaisonnières possibles d'une saison des pluies anormalement humide (sèche). Noter que, dans notre démonstration, la saison des pluies est définie entre les dates de démarrage et de fin agronomiques calculées à partir de seuils agroclimatiques (chapitre 2 –

section § 2.1). Ces trois stations synoptiques ont été choisies *a priori* pour la fiabilité de leurs données par rapport à de simples postes pluviométriques.

Le cycle saisonnier moyen des précipitations (1950-2000) à Tambacounda, Bamako et Niamey décrit typiquement un régime unimodal, avec un maximum pluviométrique centré sur le mois d'août (**Figs. 1a-c**). La longueur moyenne de la saison des pluies est respectivement de 105, 135 et 97 jours à Tambacounda, Bamako et Niamey avec un démarrage autour des 19 juin, 31 mai et 10 juin et une fin de saison vers les 3 octobre, 7 octobre et 15 septembre. Le nombre de jours pluvieux > 1 mm est en moyenne de 40, 59 et 33 jours et l'intensité journalière de 17, 16 et 15 mm/jour respectivement pour ces trois stations.

Mais d'une année sur l'autre et d'une station à l'autre, la structuration intrasaisonnière d'une saison des pluies est extrêmement variable. Ainsi, plusieurs signatures intrasaisonnières d'une saison anormalement humide et/ou sèche semblent possibles, comme en témoignent les trois exemples suivants pour les années 1950 et 1984 :

- à Tambacounda, la saison anormalement humide (sèche) se caractérise par une saison plus longue (courte), aux alentours de 116 jours (82 jours), en raison d'une fin de saison plus tardive (précoce), vers le 26 octobre (28 septembre), alors que le démarrage de la saison des pluies est sensiblement identique en 1950 et 1984, vers début juillet (**Figs. 1d,g**). Conjointement, les jours pluvieux > 1 mm sont plus (moins) fréquents ;

- à Bamako, la saison anormalement humide (sèche), bien que normale dans sa durée (131 jours en 1950 et 127 jours en 1984) en raison d'un démarrage et d'une fin de saison proches de la climatologie, se caractérise néanmoins par une augmentation (diminution) de l'occurrence du nombre de jours de pluie > 1 mm (72 (49) jours pluvieux contre 59) et des jours pluvieux plus (moins) intenses (**Figs. 1e,h**) ;

- à Niamey, la saison des pluies anormalement humide (sèche) présente un démarrage de la saison des pluies tardif (très précoce), autour du 6 juillet (8 mai), une fin de saison plus tardive (précoce) vers le 6 octobre (14 août), alors que la durée de la saison des pluies est similaire aussi bien en moyenne que pour ces deux saisons particulières (~ 97 jours). Elle est également marquée par des jours pluvieux > 1 mm plus (moins) fréquents et plus (moins) intenses (**Figs. 1f,i**). Il est intéressant de noter qu'en 1984, le démarrage de la saison des pluies agronomique est clairement plus précoce qu'en 1950, alors qu'on pourrait s'attendre à l'inverse.

On constate que pour une anomalie saisonnière du cumul pluviométrique de même polarité, les configurations intrasaisonnières peuvent être différentes d'une station à l'autre. Cependant, il apparaît clairement que l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm joue un rôle déterminant sur les variations du cumul pluviométrique saisonnier dans ces trois cas de figure. On peut donc s'interroger sur la contribution des différentes caractéristiques intrasaisonnières (occurrence des jours pluvieux > 1 mm, intensité des pluies journalières, phases de la saison des pluies...) dans la variabilité du cumul pluviométrique saisonnier.

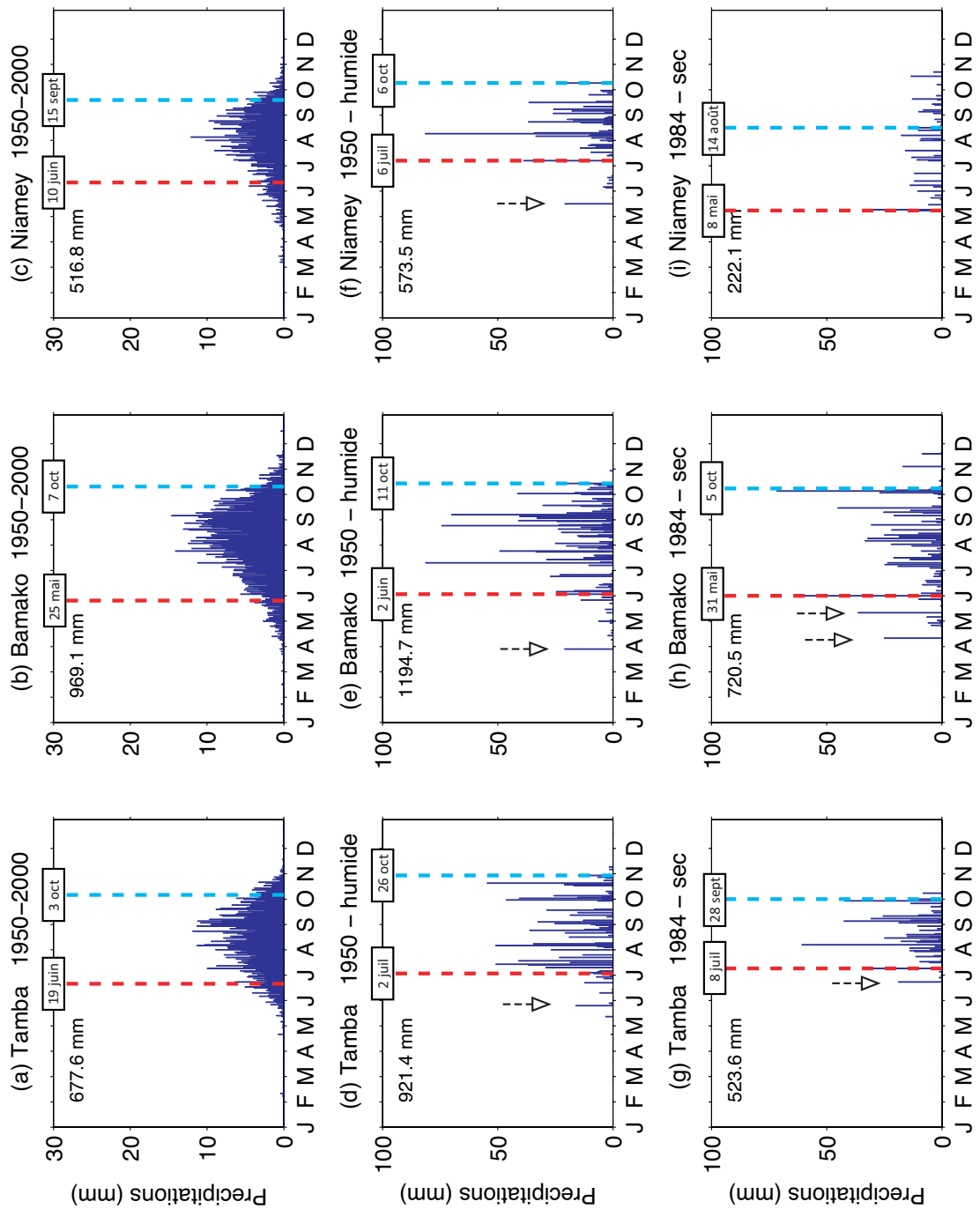


Figure 1. Distribution saisonnière des précipitations (a, b, c) en moyenne (1950-2000), (d, e, f) pour une année anormalement humide (1950) et (g, h, i) pour une année anormalement sèche (1984) à Tambacounda (13.76°N – 13.68°W) Bamako (12.63°N – 8.03°W) et à Niamey (13.48°N – 2.16°E). Les pointillés rouges/bleus indiquent respectivement la date de démarrage et de fin de saison des pluies agronomique. Les flèches renseignent les *faux départs* de la saison des pluies agronomique. Le cumul pluviométrique saisonnier est indiqué en haut à gauche.

- **ces signatures intrasaisonnères présentent-elles une modulation en phase à l'échelle d'un réseau de stations ?**

Les anomalies saisonnières du cumul pluviométrique et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm semblent être communes aux trois stations extraites d'un même réseau pour un type d'année particulière. Moron *et al.* (2006, 2007, 2009) ont montré une forte cohérence spatiale à l'échelle interannuelle du cumul saisonnier et l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm à partir de différents réseaux de stations d'échelle nationale en zone tropicale (Sénégal, Kenya, Philippines...). À l'inverse, certaines caractéristiques intrasaisonnères comme le démarrage et la fin de la saison des pluies semblent présenter un comportement plus hétérogène entre ces stations. Par exemple en 1984 (1950), le démarrage agronomique de la saison des pluies présente une forte (faible) amplitude, de près de deux mois, entre Niamey (8 mai en 1984 - 6 juillet en 1950) et Tambacounda (8 juillet en 1984 - 2 juillet en 1950). Par conséquent, il apparaît important d'évaluer la cohérence spatiale à l'échelle interannuelle et la modulation de la cohérence spatiale au cours de la saison des caractéristiques intrasaisonnères d'une saison des pluies pour un réseau de stations d'échelle régionale.

- **les descripteurs intrasaisonniers d'une saison des pluies sont-ils prévisibles d'une année sur l'autre à l'échelle locale ?**

Pour répondre à cette question, une double approche peut être envisagée :

- la première approche, plus théorique, consiste à estimer le potentiel de prévisibilité des DIS à partir d'un ensemble de simulations numériques issues d'un MCGA forcé par des anomalies de TSO observées (Sperber and Palmer, 1996 ; Moron *et al.*, 2001). La prévisibilité potentielle associe deux notions complémentaires : (i) la reproductibilité qui traduit la similarité entre deux simulations forcées par des conditions aux limites identiques (TSO), mais initialisée différemment et (ii) le réalisme, c'est-à-dire l'adéquation entre la variabilité observée et simulée. Les deux notions sont liées et une reproductibilité élevée est la condition *sine qua non* du réalisme. Par ailleurs, l'analyse des simulations initialisées différemment permet aussi de distinguer la part de variance forcée par les TSO planétaires et/ou régionales en lien notamment avec l'ENSO et donc potentiellement prévisible, de la part de variabilité interne liée au comportement chaotique de l'atmosphère ou celle des surfaces continentales ;

- la seconde approche consiste à évaluer *a posteriori* la performance de modélisation des DIS observés à partir d'indicateurs océaniques observés et atmosphériques simulés d'échelles planétaire et/ou régionale reconnus pour leur influence sur la variabilité des précipitations de mousson. En effet, les champs de la dynamique atmosphérique (vents, géopotential, flux d'humidité...), notamment au travers de l'indice régional de circulation de mousson *WAMI*⁵, apparaissent plus robustes que la pluie elle-même pour estimer les précipitations (Fontaine *et al.*, 1995 ; Moron *et al.*, 2004). Ces indicateurs océano-atmosphériques sont couramment utilisés comme prédictors dans les modèles statistico-dynamiques (MOS⁶ – Garric *et al.*, 2002 ; Mo et Thiaw, 2002 ; Paeth et Hense, 2003 ; Feddersen et Andersen, 2005) pour prévoir les précipitations. Ainsi, ils permettent d'obtenir une meilleure estimation du cumul pluviométrique saisonnier que les sorties directes des MCGA (Bouali *et al.*, 2008 ; Philippon *et al.*, 2010).

⁵ West African Monsoon Index.

⁶ Model Output Statistics.

La question est de savoir si le MOS, basé sur la dynamique atmosphérique, est capable de fournir une estimation aussi performante pour les DIS que pour le cumul saisonnier.

• **quel est l'impact de la variabilité des caractéristiques intrasaisonnières sur la stratégie agricole (semis et rendements) de la culture du mil ?**

En Afrique soudano-sahélienne, le mil, aliment de base des populations, est cultivé exclusivement sous conditions pluviales. C'est la culture vivrière la plus importante en termes de superficie cultivée. Au Niger et au Mali par exemple, il couvre près de 60 % des superficies cultivées et les trois quarts de la production céréalière de ces pays (FAO, 2006).

Plusieurs études (Sultan *et al.*, 2005 ; Kouressy *et al.*, 2008) ont référencé des périodes critiques pour la gestion de la culture du mil : (i) en début de saison, lors du semis, l'irrégularité des précipitations accompagnée de périodes sèches persistantes après la germination provoquant la perte des plants et obligeant l'agriculteur à ressemer, alors que le capital semencier est limité (Diop, 1999) ; (ii) une fin de saison précoce ou une séquence sèche persistante synchronisée sur la floraison induisant un mauvais remplissage des grains et des pertes de rendements importantes. Ainsi, le choix de la date de semis s'avère crucial dans la stratégie paysanne des agrosystèmes traditionnels. Sultan *et al.* (2005), à partir de simulations de la date de semis et des rendements agricoles de mil issues du modèle agronomique SARRA-H⁷ à la station de Niamey, montrent une amélioration significative du rendement par la prise en compte de la date du *saut* de mousson. Cependant, ces résultats n'ont pas encore été validés par l'observation. Il s'agira, d'une part d'établir un diagnostic de la stratégie de semis à partir des quantités de pluies responsables de son déclenchement, puis de relier ces quantités avec la date de démarrage de la saison des pluies. D'autre part, il sera intéressant d'estimer la sensibilité des rendements agricoles aux fluctuations intrasaisonnières (date de démarrage de la saison des pluies, séquences sèches...).

3. Organisation du mémoire

Pour répondre aux enjeux de cette thèse, ainsi qu'aux questionnements scientifiques associés, le mémoire s'articule en quatre chapitres.

Le **Chapitre 1** propose une brève description (i) du cadre géographique de l'Afrique de l'Ouest au travers des états de surfaces continentaux (topographie, végétation), de la saisonnalité et de la variabilité du climat gouverné par le système de mousson ; puis (ii) des bases de données climatologiques issues de l'observation (FRIEND-AOC, HadISST), des réanalyses américaines et européennes (NCEP/NCAR, ECMWF ERA40) et des simulations numériques du MCG ECHAM 4.5 forcées par des TSO historiques.

Le **Chapitre 2** s'attache à identifier des descripteurs intrasaisonniers (DIS) clés d'une saison des pluies dans les observations et à quantifier leur cohérence spatiale au sein d'un réseau de stations d'échelle régionale. La cohérence spatiale d'échelle interannuelle des DIS est estimée à travers différents scores statistiques (DOF⁸, var[SAI]⁹, ACP¹⁰...) au même titre que sa modulation temporelle au cours de la saison.

⁷ Système d'Analyse Régionale des Risques Agronomiques – *Habillée*.

⁸ Degré de liberté spatial.

⁹ Variance des anomalies interannuelles standardisées.

¹⁰ Analyse en composantes principales.

Enfin, une étude de cas dédiée à l'analyse de la cohérence spatiale du démarrage de la saison des pluies à différents niveaux d'intégration spatiale, local et méso-échelle, a été conduite.

Le **Chapitre 3** présente le réalisme puis la reproductibilité des DIS à partir de 24 simulations issues directement du MCG ECHAM 4.5 forcé par des TSO observées. Enfin, une spécification des DIS au plus fort potentiel de prévisibilité est effectuée selon deux approches de modélisation : l'une purement statistique retenant comme prédicteurs les TSO observées synchrones, et l'autre statistico-dynamique (MOS), fondée respectivement sur les précipitations et la dynamique atmosphérique du MCG ECHAM 4.5.

Enfin, le **Chapitre 4** est dévolu à une analyse appliquée à l'agronomie de l'étude des caractéristiques intrasaisonnières. Il propose un diagnostic de la stratégie de semis par rapport à la distribution des précipitations, puis documente son lien avec la date de démarrage de la saison des pluies selon différents niveaux d'intégration spatiale (local, méso-échelle et régional). Enfin, est estimée la sensibilité du rendement de mil observé et simulé à partir du modèle SARRA-H.

Pour conclure, la synthèse des principaux résultats, mais aussi les perspectives de cette thèse, seront exposées.

CHAPITRE 1.

CADRE GÉOGRAPHIQUE ET DONNÉES CLIMATIQUES

Ce premier chapitre, descriptif et introductif de l'espace ouest-africain, s'articule en deux parties :

- la première partie dépeint la géographie physique de l'Afrique de l'Ouest à travers les états de surfaces continentales (i.e. topographie, occupation du sol) et le climat (i.e. régime pluviométrique) gouverné par le système de mousson boréal ;
- la seconde partie est consacrée à la description des données utilisées dans ce travail. Ce sont un fichier pluviométrique (FRIEND-AOC) à une résolution temporelle quotidienne issue d'observations *in situ*, un fichier relatif aux températures de surface océanique (HadISST), puis un fichier documentant les champs atmosphériques et pluviométriques (ECMWF ERA-40). Enfin, nous présenterons brièvement les simulations numériques du modèle de circulation générale atmosphérique ECHAM 4.5.

1.1. Cadre géographique

1.1.1. Région d'étude et situation géographique

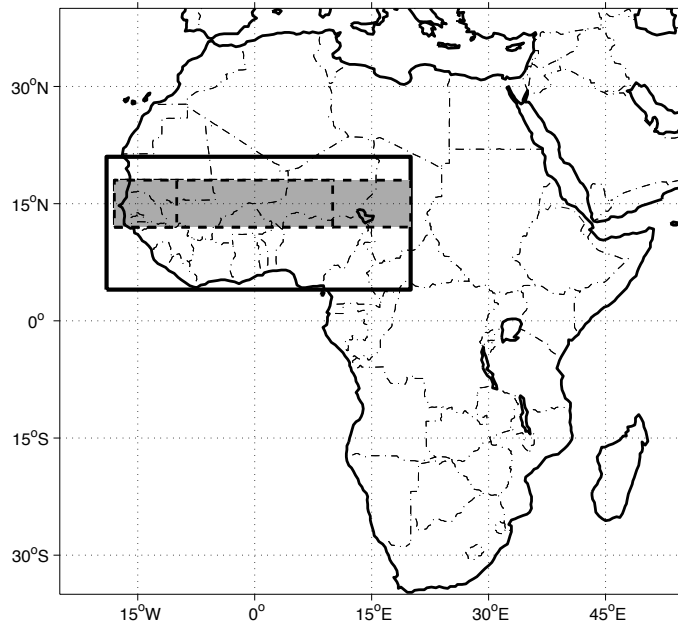


Figure 1.1. Localisation et délimitation de l'Afrique de l'Ouest (trait gras) et du Sahel occidental, central et oriental (trait pointillé).

Le Sahel, dont l'étymologie arabe « Sehel » signifie le rivage, représente une étroite bande de terre comprise entre les marges méridionales du Sahara ($\sim 20^\circ\text{N}$) et la zone soudanienne ($\sim 10\text{-}12^\circ\text{N}$), qui s'étend en longitude du Sénégal à l'Éthiopie. Sa délimitation repose le plus souvent sur des seuils de précipitations. Le Sahel est généralement défini entre les isohyètes 200-300 mm/an au nord et 700-800 mm/an au sud. Cependant, Balme-Debionne (2004) souligne que différentes acceptations ou délimitations du Sahel co-existent selon les disciplines considérées (climatologie, écologie...). Notre étude s'intéresse spécifiquement à la partie du Sahel appartenant au domaine ouest-africain (**Fig. 1.1**) et concerne le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso et le Niger. Cette zone, à la confluence entre l'aridité du désert saharien au nord et l'humidité équatoriale plus au sud, se caractérise par de forts contrastes méridiens définis notamment par un gradient de précipitations sud-nord très prononcé (section 1.1.3.2). Au sein de cette zone *a priori* homogène d'un point de vue climatique, Nicholson and Palao (1993) et, plus récemment, Lebel and Ali (2009) montrent l'existence de fortes disparités ouest-est au regard de la variabilité interannuelle des précipitations. Ainsi, Lebel and Ali (2009) discriminent la frange sahélienne en trois sous-régions (**Fig. 1.1**) : (i) le Sahel occidental (18°W - 10°W), le Sahel central (10°W - 0°) et le Sahel oriental (0° - 10°E). Ils montrent que le Sahel central et oriental enregistre un retour à des conditions plus humides à partir de la fin des années 1990, alors que les conditions sèches tendent à persister au Sahel occidental.

1.1.2. Les états de surface continentale

N.B. Dans cette section, la description des états de surface ne se limite pas seulement à la bande sahélienne stricto sensu mais documente plus largement le domaine ouest-africain afin d'avoir une vision à l'échelle subcontinentale des états de surface ou des processus physiques expliquant leur géographie.

1.1.2.1. Orographie et hydrographie

Le relief ouest-africain est illustré en **figure 1.2** à partir du modèle numérique de terrain (MNT) GTOPO30 DEM (*Digital Elevation Model*) à une résolution horizontale de 30 secondes d'arc, soit environ un kilomètre à l'équateur (USGS, 1996). La topographie de la région est gouvernée principalement par des formes monotones et peu accidentées. Près des deux tiers de la région sont dominés par de vastes bassins sédimentaires entrecoupés de plaines et de bas plateaux (< 500 m).

- **Les plaines**, principalement littorales, sont étroites et discontinues, à l'exception des plaines de Sénégambie et de la basse vallée du Niger. À l'intérieur des terres, s'articule une **série de cuvettes et de bas plateaux** drainés par trois fleuves de premier ordre : le Niger, le Sénégal et la Volta. Les plateaux se raccordent aux plaines par des escarpements imposants (falaise de Bandiagara-Hombori, de Banfora, de Tambaouara par exemple). Les deux entités hydrographiques majeures associées à ces bas plateaux sont le bassin du Sénégal et le bassin du Niger, et, dans une moindre mesure, le lac Tchad. Le lac Tchad et le delta intérieur du Niger fournissent à l'atmosphère une quantité non négligeable de vapeur d'eau.

Ces structures topographiques planes sont bordées, dans leurs extrémités septentrionales et méridionales, par **deux dorsales montagneuses** discontinues :

- sur la rive septentrionale se dressent **les massifs montagneux sahariens** du Hoggar, de l'Aïr et du Tibesti. Ces hauts plateaux (> 1 000 m) hérités du précambrien sont surmontés de sommets d'origine volcanique culminant entre 1 500 m et 3 500 m (1 800 m pour le mont Tamgak, 2 918 m pour le Tahat dans le Hoggar et 3 415 m pour l'Emi Koussi dans le Tibesti). En dépit de la position septentrionale de ces massifs, Semazzi and Sun (1997) montrent l'influence du forçage orographique de l'ensemble montagneux Atlas-Hoggar sur la pluviométrie sahélienne et celle des régions côtières d'Afrique de l'Ouest. À partir d'études numériques basées sur le modèle de circulation générale NASA GEOS-1, ils mettent en évidence une structure dipolaire du géopotential au niveau du massif Atlas-Hoggar, associant de basses pressions sur la bordure sud du relief et de hautes pressions sur la bordure nord. De cette onde quasi stationnaire du flux de NE, il résulte une amplification des vents d'ouest et une advection accrue d'humidité en provenance de l'Atlantique qui conduisent à des conditions plus humides sur le Sahel. D'autre part, Drobinski *et al.* (2005) mettent en évidence une interaction entre le massif montagneux du Hoggar et le creusement de la dépression saharienne (Heat Low), en phase avec le démarrage de la saison de la mousson ouest-africaine. Le renforcement de la circulation anticyclonique au-dessus et au nord du Hoggar conduit à une augmentation et à une rotation des vents de sud-est et de nord-est à l'avant du Hoggar. Cela contribue à une augmentation de l'effet de foëhn et un renforcement de la dépression saharienne ;

• sur les marges méridionales (vers 9°N), le long des côtes guinéennes, se dressent, d'ouest en est, les monts Fouta Djallon (1 537 m) et Nimba (1 752 m), le plateau de l'Atakora et, dans leur prolongement, le plateau de Jos et les massifs volcaniques de l'Adamaoua où culmine le mont Cameroun (4 070 m) (**Fig. 1.2**). Ces massifs montagneux, discontinus et peu étendus, ont toutefois une influence indéniable sur la ressource en eau en raison de leur orientation SE-NW (Fouta Djallon - Nimba). Ils bloquent et contraignent le flux de mousson de SW à des ascendances orographiques forcées.

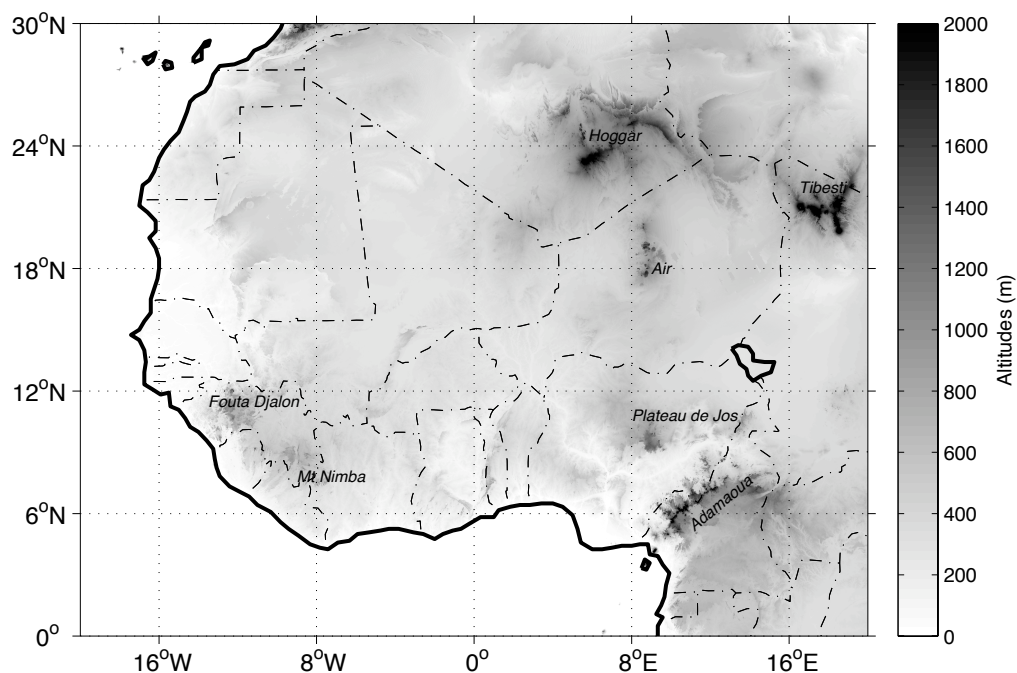


Figure 1.2. Topographie de l'Afrique de l'Ouest (résolution spatiale de 1 km x 1 km).

1.1.2.2. Végétation et occupation du sol

Élaborée dans le cadre du projet Global Land Cover en 2000, la base de données GLC2000 (Mayaux *et al.*, 2004), documente l'occupation du sol à l'échelle planétaire à une résolution spatiale de 1 km x 1 km. Les données, acquises par le capteur multi-spectral VEGETATION embarqué à bord du satellite SPOT-4, représentent la réponse spectrale des formations végétales.

À la lumière de la **figure 1.3**, la **couverture végétale en Afrique de l'Ouest s'organise en bandes zonales** plus ou moins régulières, témoins de la dégradation progressive en direction du nord des entités forestières en savanes et des savanes en steppe désertique. Cette organisation zonale du couvert végétal est largement contrôlée par la distribution décroissante des cumuls pluviométriques en direction du Sahara (**Fig. 1.5** - § 1.1.3.2). Trois entités majeures d'occupation du sol peuvent ainsi être identifiées au sein du domaine ouest africain :

(i) **les forêts** : localisée exclusivement le long de la côte guinéenne (< 8°N), la forêt ombrophile sempervirente « *closed evergreen lowland forest / degraded evergreen lowland forest* », n'apparaît plus qu'à

l'état de relique au profit d'une mosaïque végétale constituée de forêt claire et de savanes « *Mosaic forest/Savannah* ».

(ii) les savanes : elles représentent l'un des principaux biomes d'Afrique occidentale et sont localisées quasi exclusivement au nord de 7°N. Les savanes apparaissent sous des formes dégradées selon la latitude et les différents faciès se distinguent par la densité des ligneux. Ainsi, on observe une dégradation progressive de la forêt claire vers les savanes arborées, puis arbustives. En zone soudanienne (7°N et 15°N), les paysages de forêt claire « *deciduous woodland* », de savanes boisées « *deciduous shrubland with sparse trees* » et arbustives « *open deciduous shrubland* » sont dominants, alors qu'en zone sahélienne, entre 15°N et 20°N où les cumuls pluviométriques saisonniers sont plus faibles, c'est le lieu d'expansion des formations herbeuses « *closed grassland / open grassland* ».

(iii) les zones agricoles : la frange soudano-sahélienne (13°N et 18°N) se caractérise par une occupation du sol dominée par les terres cultivées (« *cropland (>50 %)* ») et les zones pastorales. L'extension des zones de cultures se fait au détriment des entités végétales naturelles (forêt ou savane). Dans un rapport récent de la FAO (2006), un recul de près de 16 % du couvert forestier a été enregistré en Afrique de l'Ouest au cours de la période 1990-2005.

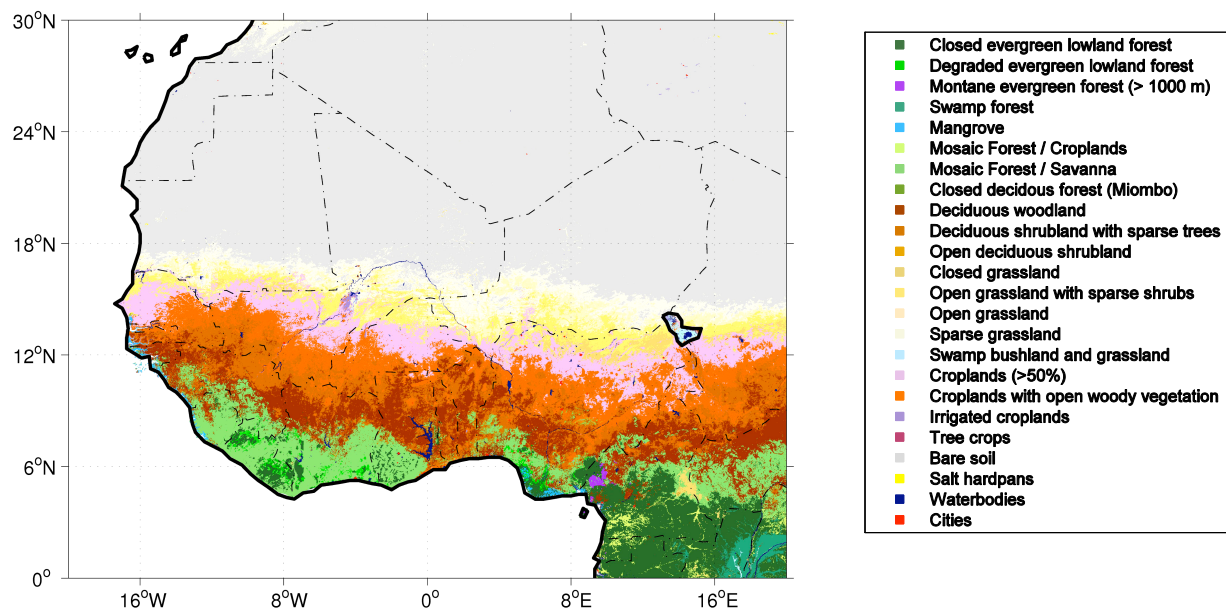


Figure 1.3. Occupation du sol en Afrique de l'Ouest (d'après la base de données Global Land Cover, 2000 ; Mayaux *et al.*, 2004).

Les travaux pionniers de Charney (1975) et Charney *et al.* (1977) ont montré le rôle déterminant du couvert végétal sur la qualité de la saison des pluies au sein des régions sahéliennes. Leur théorie, fondée principalement sur une modification de l'albédo, consiste à démontrer l'effet négatif de la désertification sur le régime pluviométrique du Sahel par la mise en place d'une boucle de rétroaction positive (Fig. 1.4). À partir d'un modèle d'atmosphère sèche, l'augmentation de l'albédo induite par la dégradation du couvert

végétal conduit à un refroidissement en basse troposphère limitant la convection et implicitement les précipitations. Charney (1975) souligne qu'une surexploitation des sols entraîne une augmentation de l'albédo au Sahel avec un impact direct sur la circulation de Hadley. Cependant, Courel *et al.* (1984) invalident le mécanisme de rétroaction biogéophysique énoncé par Charney (1975) et montrent, à partir d'images satellites (Landsat et Météosat), qu'au Sahel, la diminution du couvert végétal sur le long terme n'entraînent pas systématiquement une augmentation de l'albédo et une modification de la circulation générale à l'échelle zonale.

Par la suite, Zheng and Eltahir (1999) montrent, à partir d'expériences numériques, qu'une perturbation du couvert végétal (désertification) aux latitudes sahéniennes conduit à un impact modéré sur la circulation de mousson. Cela se traduit par une diminution des précipitations sur le Sahel et une légère augmentation des pluies le long des côtes guinéennes. En revanche, une perturbation de la végétation (déforestation) au niveau du pourtour guinéen engendre un affaiblissement beaucoup plus marqué de la circulation de mousson. Les mécanismes en jeu font intervenir le rôle des gradients méridiens d'énergie statique humide (ESH) et des températures au niveau de la couche limite de l'atmosphère (Eltahir et Gong, 1996) : l'intensité de la mousson est, en effet, modulée par l'intensité du gradient d'ESH dans les basses couches (Fontaine and Philippon, 2000).

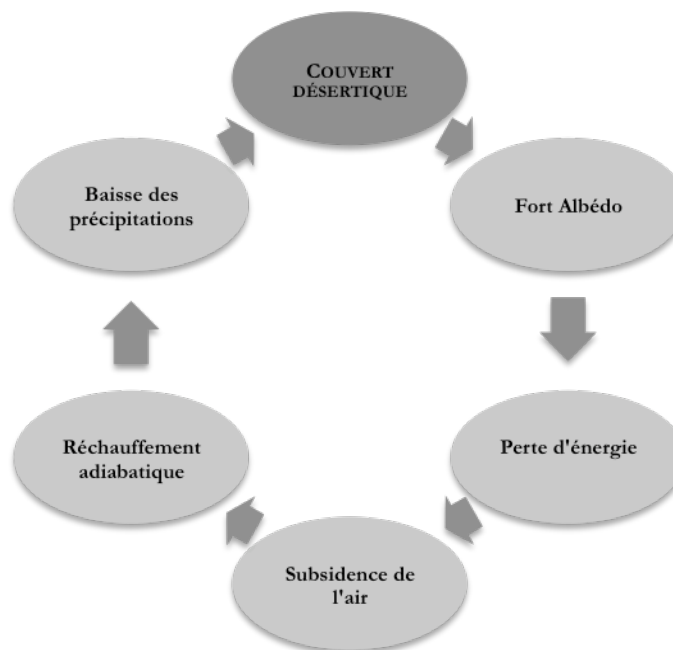


Figure 1.4. Boucle de rétroaction positive de l'effet de la modification du couvert végétal sur les précipitations (d'après Charney *et al.*, 1977).

En dépit des nombreuses études (Douville and Chauvin, 2000 ; Douville *et al.*, 2001 ; Douville, 2002 ; Philippon and Fontaine, 2002 ; Shinoda and Yamaguchi, 2003 ; Douville *et al.*, 2007), l'influence de l'humidité du sol sur la variabilité et/ou la prévisibilité des précipitations ouest-africaines reste encore très controversée. Philippon and Fontaine (2002) montrent qu'une saison des pluies anormalement humide au Sahel est généralement précédée par des anomalies positives d'humidité du sol durant la seconde saison

des pluies guinéennes de l'automne boréal précédent. Ce résultat suppose l'existence d'une mémoire plurimensuelle au cours de la saison sèche (janvier-avril) en zone guinéenne capable d'exercer un forçage sur la circulation de mousson, l'activité convective et les précipitations. Au Sahel, Shinoda et Yamaguchi (2003) soulignent par contre qu'une anomalie positive d'humidité du sol ne peut engendrer d'anomalie de précipitation l'année suivante. En effet, la durée de tarissement au niveau de la zone racinaire est inférieure à deux mois en zone sahélienne semi-aride. Douville *et al.* (2007) suggèrent que l'apparente relation linéaire entre les précipitations et l'effet mémoire lié à la seconde saison des pluies guinéennes de l'année précédente est un artefact induit par un renforcement des téléconnexions entre le Pacifique équatorial et les précipitations ouest-africaines au cours du cycle saisonnier.

1.1.2.3. L'agriculture sahélienne : la prépondérance du mil

L'agriculture sahélienne, majoritairement pluviale, est fortement contrainte par la variabilité pluviométrique et la pauvreté des sols. Pour des raisons techniques (maîtrise de l'eau), financières (coût d'investissement) ou culturelles (tradition), l'agriculture irriguée est peu développée et représente moins de 1 % des surfaces cultivées au Niger, Mali et Burkina Faso. Les céréales occupent une place prépondérante dans l'agriculture sahélienne avec près de 80 % des superficies cultivées. Parmi la diversité des céréales cultivées en Afrique de l'Ouest (riz, maïs, sorgho, mil...), le mil est l'une sinon la plus importante des céréales par sa surface et son volume de production (**Table 1.1**). Près de 70 % de la production mondiale de mil provient de l'Afrique soudano-sahélienne (Niger, Burkina Faso, Mali, Sénégal, entre autres) (FAOSTAT, 2007). Le millet « perle » [*Pennisetum glaucum* (L) R.Br.], également appelé *millet à chandelle*, *mil pénicillaire* ou encore *petit mil*, est une graminée cultivée principalement dans les agrosystèmes semi-arides d'Afrique soudano-sahélienne, où il dispose de son meilleur potentiel de production entre les isohyètes 200 mm et 400 mm par rapport aux autres céréales (Begué, 1991). Par sa rusticité, le millet perle est doté d'une forte capacité d'adaptation aux fortes variations des conditions hydriques des régions semi-arides sahéliennes (Eldin, 1991). En raison de la faiblesse de la mécanisation, de l'irrigation et de l'utilisation limitée d'intrants (engrais, produits phytosanitaires...), les rendements demeurent faibles, entre 700 et 900 kg/ha (Röckstrom and De Rouw, 1997 ; De Rouw, 2004).

	Mil (production en tonnes)		Sorgho (production en tonne)	
	1961	2007	1961	2007
Burkina Faso	194 940	966 016	410 725	1 507 162
Mali	476 000	1 175 107	352 000	900 791
Niger	776 000	2 781 928	275 440	975 223
Sénégal	334 300	318 822	75 900	100 704

Table 1.1. Statistiques agricoles sur la production (en tonnes) de mil et de sorgho en 1961 et 2007 (Source : FAOSTAT, <http://www.faostat.fao.org/>)

Le cycle de développement du mil varie fortement en zone sahélienne entre 75 et 150 jours selon la variété et la zone de culture. Les mils cultivés au Sahel sont classés en deux grands groupes: les *mils hâtifs* à cycle court (75 à 100 jours), préférés dans les zones à faible pluviométrie et les *mils tardifs* à cycle végétatif plus long (110 à 150 jours), cultivés dans les zones plus arrosées. Le choix de la variété va dépendre :

- de la pluviométrie de la région ;
- des objectifs de production (i.e. sécurité alimentaire ou rendements élevés) ;
- de l'importance locale des dégâts provoqués par les maladies, *la striga* (plante parasite du mil), les insectes, les oiseaux granivores ou autres ravageurs ;
- de l'importance du cheptel dans les exploitations, qui peut justifier une production de paille importante au détriment de la production du rendement en grain.

1.1.3. Aspect climatique global et régional du système de mousson ouest-africaine

1.1.3.1. Concept et définitions : qu'est-ce que la mousson ?

Historiquement, la mousson est connue depuis le XVII^e siècle avec les premières expéditions maritimes. Dans le dernier rapport du GIEC (2007), la mousson est définie comme « *une inversion saisonnière tropicale et subtropicale des vents au sol et des précipitations associées, due à un échauffement différentiel entre une masse continentale et l'océan adjacent* ». En substance, cette définition représente une bonne synthèse des concepts et définitions proposés précédemment.

Plus précisément, le phénomène de mousson est directement contrôlé par le mouvement apparent du soleil au cours de l'année. La circulation de mousson résulte du couplage complexe entre un forçage radiatif et un forçage géographique. En effet, les deux facteurs responsables de la circulation de mousson sont, d'une part les variations saisonnières de la radiation solaire incidente, et d'autre part la répartition des masses continentales et océaniques. Alors que les variations de rayonnement solaire sont symétriques de part et d'autre de l'équateur, la répartition des terres sur le fuseau africain se caractérise par un hémisphère nord continental et un hémisphère sud océanique. Cette asymétrie océan/continent engendre un différentiel énergétique interhémisphérique (température, humidité, pression) entre l'océan et le continent. La mise en place de la circulation de mousson est une réponse aux gradients interhémisphériques de température, d'humidité et de pression qui a pour but de rééquilibrer localement les bilans énergétiques.

1.1.3.2. Les précipitations de mousson : moyenne et saisonnalité

• Cumul annuel moyen

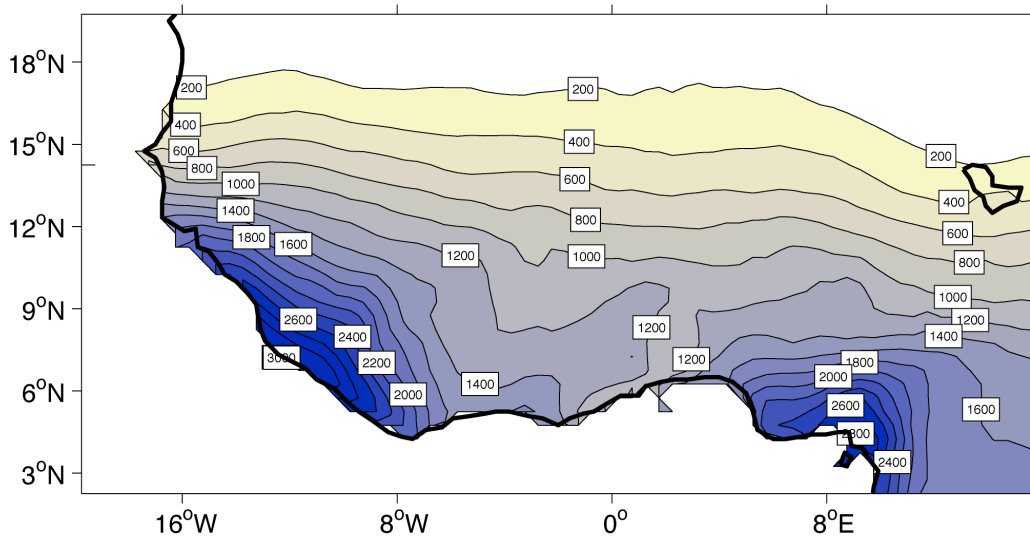


Figure 1.5. Cumul pluviométrique annuel (mm) en moyenne sur la période 1950-2000 en Afrique de l’Ouest à partir des données mensuelles du Climate Research Unit (– CRU – 0.5° latitude × 0.5° longitude).

La répartition des cumuls annuels moyens de précipitations présente une double logique zonale et méridienne (Fig. 1.5). En effet, les cumuls annuels de pluie diminuent graduellement de la zone guinéenne (2 500 mm/an) vers les marges septentrionales de la zone sahélienne (150 mm/an). Cette organisation des cumuls de pluie est la traduction au sol de l’activité convective induite par la migration vers le nord de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). Le gradient méridien est nettement plus prononcé sur la bordure atlantique que sur le transect Abidjan – Bamako. Au sud de 12°N, le caractère zonal des cumuls pluviométriques tend à disparaître et met en évidence deux maxima pluviométriques, l’un centré sur la Guinée à l’ouest et l’autre sur le Cameroun à l’est. Ces maxima, liés au forçage orographique des massifs guinéens (mont Fouta-Djalou et mont Nimba) à l’ouest et de la chaîne de l’Adamaoua (mont Cameroun) à l’est, enregistrent des cumuls pluviométriques annuels proches de 3 000 mm/an. À l’inverse, entre ces deux massifs montagneux, les cumuls pluviométriques diminuent (~ 1 200 mm/an) et leur répartition spatiale est quasiment uniforme, à l’exception d’une zone de minimum au niveau du Togo-Ghana (~ 1 000 mm/an). Cette zone de moindre pluviométrie, communément appelée « V Baoulé » (Buckle, 1996), résulte d’une part de températures de surface de la mer plus fraîches sur la côte du golfe de Guinée et d’une influence orographique de type effet de foehn induite par les monts guinéens à l’ouest (Sultan, 2002).

• Cycle saisonnier

À l’échelle saisonnière, les précipitations sont fortement liées à la migration saisonnière de la ZCIT avec le mouvement apparent du soleil vers les latitudes sahéliennes. Sultan and Janicot (2000) montrent que le déplacement méridien de la ZCIT vers sa position la plus septentrionale n’est pas linéaire,

mais au contraire saccadé. À partir des champs moyens pluviométriques et de rayonnement infra-rouge sortant (OLR en anglais) intégrés sur la bande de longitude 10°W-10°E, un déplacement méridien de la zone de précipitations maximales a été observé, faisant alterner des phases stationnaires et des déplacements rapides. Ces auteurs ont identifié, au moyen d'une analyse en composante principale (ACP), deux latitudes moyennes d'équilibre, à 5°N et 10°N, constituant les points de départ et d'arrivée du déplacement rapide de la ZCIT. La date de mise en place de la mousson estivale est détectée dans les séries temporelles des indices de précipitation aux deux latitudes d'équilibre, au moment où l'on observe simultanément une forte baisse de la pluviométrie à 5°N et une hausse rapide de la pluviométrie à 10°N. Cette translation abrupte de la ZCIT nommée *saut* de la ZCIT s'accompagne d'une augmentation des précipitations qui marque la mise en place de la mousson aux latitudes sahéliennes fin juin (24 juin). Par ailleurs, **Sultan *et al.* (2003) identifient clairement deux phases dans l'évolution saisonnière de la mousson africaine : une phase de pré-démarrage (ou « pre-onset » en anglais) de la saison humide qui correspond à l'arrivée du FIT vers 15°N et une phase de démarrage (« onset ») de la saison des pluies liée au *saut* de la ZCIT qui marque l'installation de la convection profonde vers 10-15°N.**

La **figure 1.6** illustre l'évolution annuelle moyenne des précipitations, calculée sur la période 1950-2000, divisée en quatre sous-périodes :

- **décembre à mars (DJFM) : la saison sèche d'hiver boréal** est marquée par des cumuls de pluies nuls aux latitudes soudano-sahéliennes et très faibles (< 40 mm) aux latitudes guinéennes. La ZCIT occupe une position très méridionale centrée sur l'équateur ;

- **avril à mai (AM) : la transition du printemps boréal** se caractérise par une remontée progressive de la ZCIT vers le nord. Ce déplacement de la ZCIT s'accompagne d'une augmentation des quantités précipitées, principalement au sud de 10°N, alors que les pluies restent quasiment nulles sur la bande soudano-sahélienne. Cette période correspond à la première saison des pluies guinéennes et à une position stationnaire de la ZCIT vers 5°N ;

- **juin à septembre (JJAS) : la saison des pluies de mousson au Sahel.** À partir des mois de juin-juillet, la pluviométrie augmente fortement sur la bande soudano-sahélienne jusqu'au mois d'août qui constitue le cœur de la saison des pluies. La ZCIT, occupe sa position la plus septentrionale vers 10°-12°N après une remontée brutale depuis les latitudes guinéennes, le *saut* de mousson (Sultan and Janicot, 2000). À l'inverse, la zone guinéenne connaît une petite saison sèche à l'exception des massifs du Fouta-Djalon sur la bordure atlantique et la chaîne de l'Adamaoua qui enregistrent de forts cumuls pluviométriques ;

- **octobre à novembre (ON) : la transition de l'automne boréal** constitue la période de retrait de la ZCIT vers le sud. Ce retrait vers le sud s'effectue progressivement et non par un saut. La pluviométrie diminue rapidement sur la bande sahélienne et augmente au sud de 8°N. Les quantités précipitées sont toutefois moins élevées que lors de la période de transition du printemps boréal. La ZCIT retrouve ainsi une position très méridionale, proche de celle occupée au printemps.

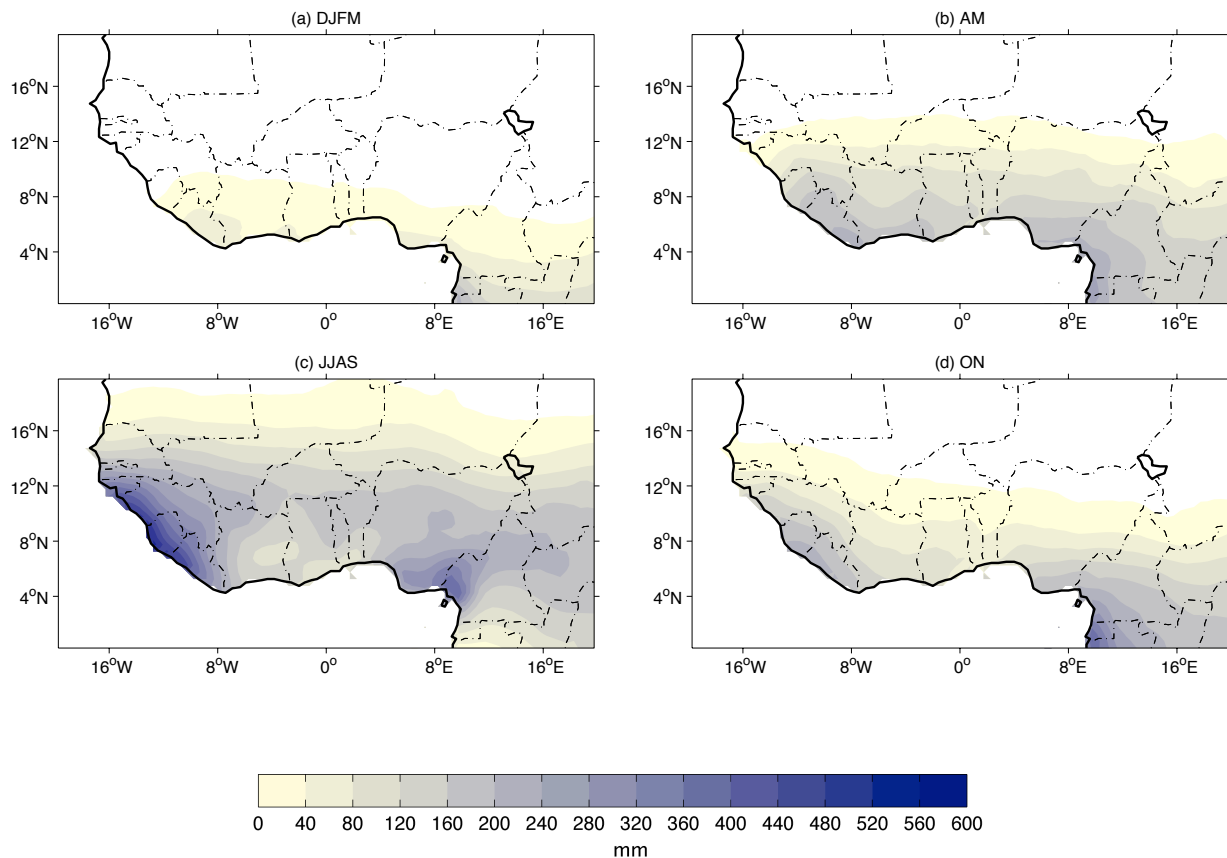


Figure 1.6. Cumul moyen de précipitations (1950-2000) en Afrique de l'Ouest pour les saisons **(a)** décembre-mars (DJFM), **(b)** avril-mai (AM), **(c)** juin-septembre (JJAS) et **(d)** octobre-novembre (ON) à partir des données mensuelles CRU (0.5° latitude \times 0.5° longitude).

En résumé, deux grands régimes de précipitations sont identifiés en Afrique de l'Ouest : un régime pluviométrique unimodal caractérisé par une seule saison des pluies en été boréal (juin à septembre), lié à la pénétration du flux de mousson aux latitudes soudano-sahéliennes ; et un régime pluviométrique bimodal « guinéen » avec deux maxima en avril-mai et octobre-novembre, lié au double passage de la ZCIT aux latitudes guinéennes comprises entre 5°N et 10°N .

1.1.3.3. Dynamique atmosphérique régionale du système de mousson

• En moyenne et haute troposphère

En hiver boréal, et au printemps boréal, la circulation atmosphérique d'altitude (vers 200 hPa) est dominée par les Jets d'Ouest Subtropicaux – **JOST** – très rapides ($\sim 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) (**Fig. 1.7a**). Ces courant-jets sont induits par les gradients thermiques entre les basses et les moyennes latitudes et sont donc renforcés en hiver.

En été boréal, le JOST s'affaiblit et se positionne plus au nord ($\sim 30^\circ\text{N}$). Entre les niveaux d'altitude 600 hPa ($\sim 6\,000\text{ m}$) et 200 hPa ($\sim 12\,000\text{ m}$), deux flux zonaux d'est apparaissent : le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet Tropical d'Est (JTE).

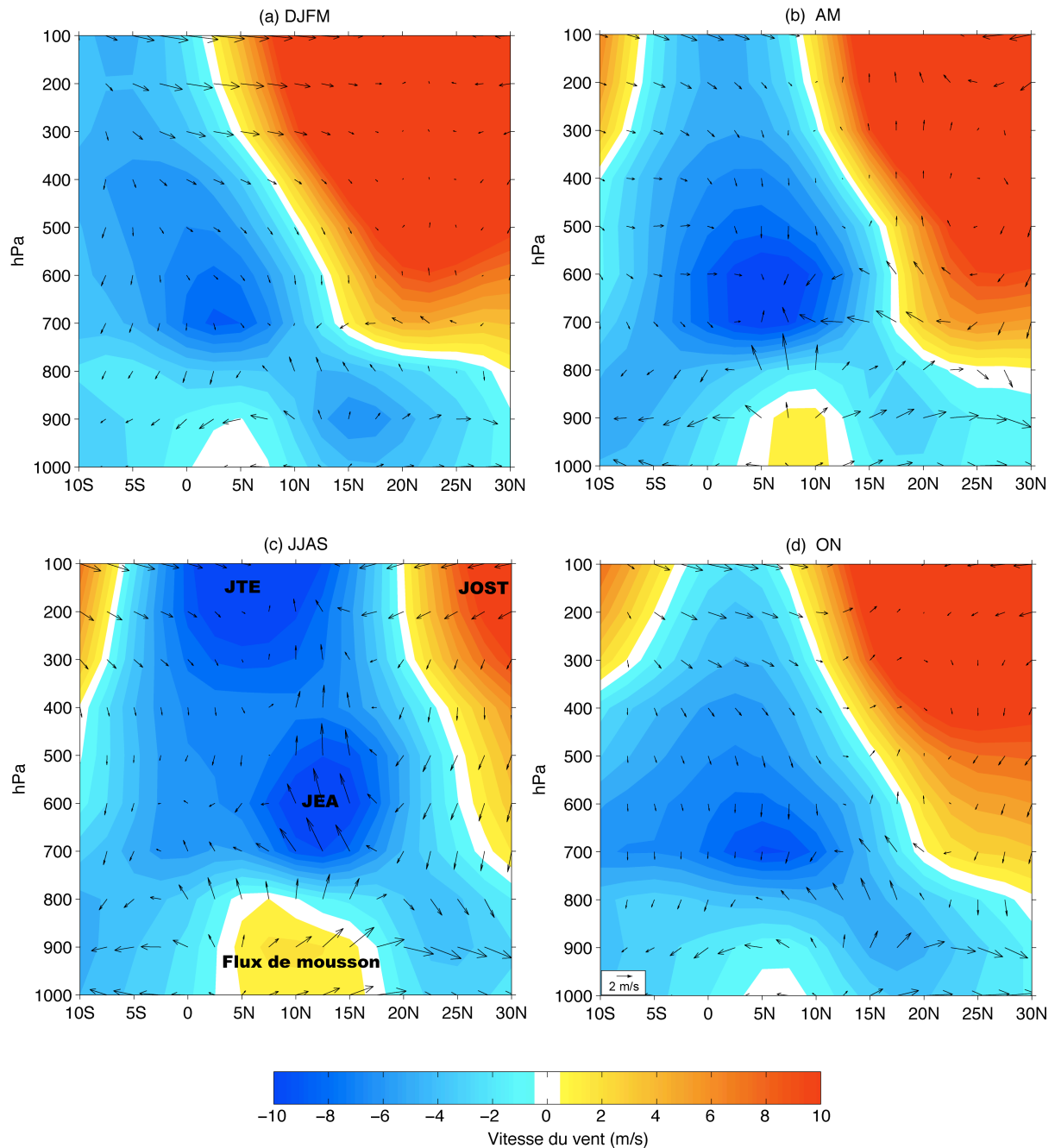


Figure 1.7. Coupes méridiennes de la composante zonale du vent (plages de couleur, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et des composantes verticale et méridienne du vent (vecteurs, ω , $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$, v , $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) pour les saisons (a) décembre-mars (DJFM), (b) avril-mai (AM), (c) juin-septembre (JJAS) et (d) octobre-novembre (ON) à partir des réanalyses NCEP-DOE II sur la période 1979-2006. Le vent est moyenné sur la bande de longitudes 20°W - 20°E .

Le **JEA** est un vent thermique généré par les gradients méridiens de température et d'humidité dans les basses couches atmosphériques entre la dépression thermique saharienne et les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène sur le bassin atlantique (Burpee, 1972 ; Thorncroft and Blackburn, 1999), principalement entre 15°W et 15°E. Il s'intensifie à la fin du printemps et durant l'été boréal, et migre avec le mouvement apparent du soleil depuis la zone guinéenne pour atteindre une position maximale vers 12-13°N. Le JEA évolue ainsi à une vitesse moyenne comprise entre 7 et 10 m.s⁻¹ (**Fig. 1.7c**). L'instabilité barotrope associée au JEA joue un rôle prépondérant dans l'organisation de la convection (e.g. lignes de grains) et/ou la genèse de perturbations ondulatoires de type ondes d'est, notamment en augmentant le cisaillement vertical dans les basses couches (Lafore and Moncrief, 1989).

Le **JTE** (16-20 m.s⁻¹ en moyenne) (**Fig. 1.7c**) prend naissance sur le continent indien au niveau des hauts plateaux tibétains. Il correspond à un ajustement géostrophique sur le flanc équatorial de l'anticyclone en haute troposphère associé avec la mousson afro-asiatique. Il est induit par le gradient thermique et barométrique entre l'air frais et humide en provenance de l'océan Indien et les massifs montagneux de l'Himalaya qui place la source chaude de l'atmosphère dans les couches moyennes de la troposphère (Janicot et Fontaine, 1993). Ces conditions génèrent et renforcent le flux d'est entre les hauts plateaux tibétains et l'Afrique de l'Ouest, développant ainsi le JTE. Son activité est maintenue par la convection profonde au sein de la ZCIT aux latitudes sahéliennes, expliquant le caractère saisonnier de son activité dans le système de MOA. À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, le JTE alimente la branche supérieure de la cellule de Walker.

En résumé, le système de MAO se caractérise par une circulation atmosphérique tridimensionnelle (zonale, méridienne et verticale) dont les principales composantes sont schématisées sur la **figure 1.8**.

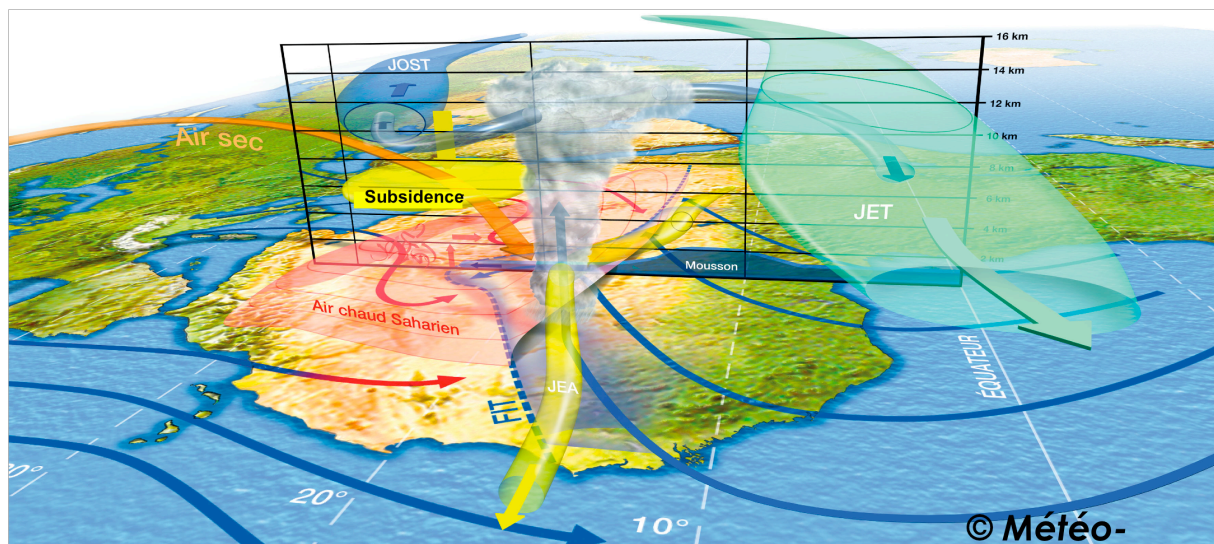


Figure 1.8. Schéma conceptuel tridimensionnel de la dynamique atmosphérique moyenne du système de mousson boréal en Afrique de l'Ouest (tiré de Lafore et al., 2010).

1.1.3.4. Échelles des structures pluviogènes ouest-africaines

Dans les régions tropicales, les précipitations, principalement d'origine convective, se caractérisent par des événements pluvieux de courte durée mais de forte intensité et d'échelle spatiale variée (Lebel *et al.*, 1997 ; Mathon *et al.*, 2002). À l'issue de l'expérience GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment, 1974), il a été montré qu'en Afrique de l'Ouest la formation des amas nuageux est intimement liée au cycle diurne. En effet, près de 65 % des amas surviennent en fin de journée entre 15h et 18 h. À partir de l'expérience EPSAT-Niger, D'Amato and Lebel (1998) montrent également que 90 % des précipitations au Sahel proviennent de systèmes convectifs de méso-échelle, les 10 % restant seraient attribués à une convection purement locale (i.e. cumulus). Les systèmes précipitants peuvent se distinguer selon leur extension spatiale horizontale (**Fig. 1.9**) :

- **les orages convectifs isolés** : ces phénomènes représentent la plus petite échelle spatiale et temporelle des phénomènes pluviogènes (~ 1–10 km). Issues de cumulonimbus isolés, les précipitations sont limitées et leur durée de vie n'est que de quelques heures (< 6 h) ;

- **les lignes de grains (LDG)** contribuent à près de 90 % des abats pluviométriques en Afrique de l'Ouest (D'Amato and Lebel, 1998) et représentent typiquement les processus de méso-échelle (~ 10–300 km). Les LDG se présentent comme une agrégation de cumulonimbus générée par une instabilité de la structure verticale de l'atmosphère, conséquence d'un fort cisaillement du vent dans les basses couches. L'extension spatiale de ces systèmes quasi stationnaires est comprise entre 300 et 500 km dans le sens méridien (Martin and Schreiner, 1981 ; Mathon *et al.*, 2002) et de l'ordre d'une centaine de kilomètres dans le sens zonal. Leur durée de vie peut atteindre deux jours au maximum (Desbois *et al.*, 1988 ; Laurent *et al.*, 1998), mais est plus fréquemment comprise entre 6 et 12 h. Les LDG se propagent vers l'ouest à une vitesse moyenne de 10-15 m.s⁻¹ (Martin and Schreiner, 1981 ; Redelsperger *et al.*, 2002 ; Diongue *et al.*, 2002).

- **les clusters convectifs ou Complexes Convectifs de Méso-échelle (CCM)** : avec les LDG, les CCM, identifiés par Maddox (1980) dans les grandes plaines des États-Unis, comptent parmi les phénomènes représentatifs de méso-échelle, mais avec une extension spatiale légèrement plus étendue (~ 300–1 000 km). Ces systèmes convectifs ont été étudiés sur l'Afrique par Laing and Fritsch (1993b). Ils estiment que près de 22 % des abats pluviométriques au Sahel peuvent leur être attribués. Hormis leur extension spatiale, leur forme plus circulaire sur les images radars ou à partir des radiosondages permettrait de les distinguer d'une LDG. Les CCM se propagent vers l'ouest à une vitesse moyenne de 17 m.s⁻¹ et ont une durée de vie moyenne d'au moins 12 h. La modification du vent en surface au passage d'un CCM serait moindre, comparée à celle due à une LDG. Néanmoins, les facteurs susceptibles de favoriser leur développement sont sensiblement identiques, à savoir un fort cisaillement vertical du vent dans les basses couches, une forte humidité spécifique et une convergence atmosphérique à grande échelle (Maddox, 1980 ; Mathon, 2001). Par ailleurs, Laing et Fritsch (2000) suggèrent que la distinction entre une LDG et un CCM reste difficile à percevoir uniquement à partir de leur environnement de large échelle.

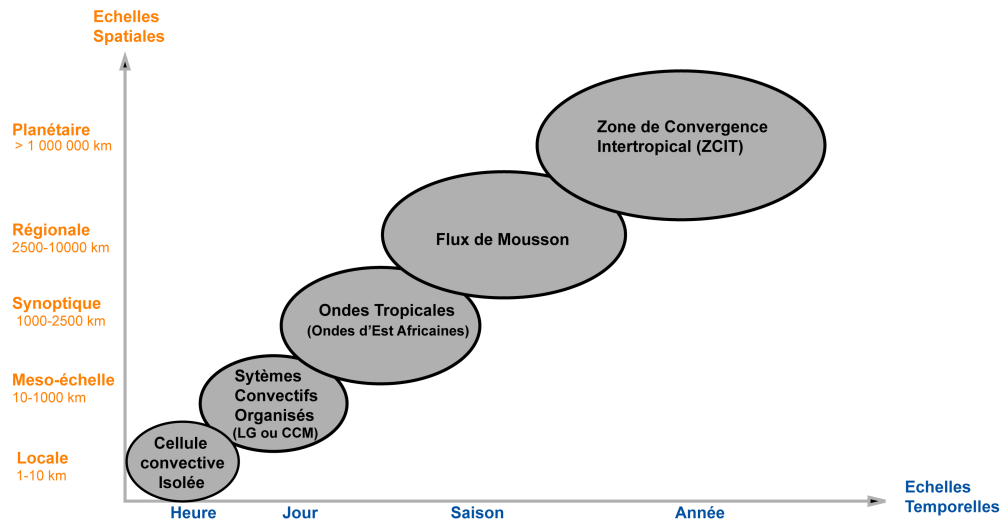


Figure 1.9. Échelles spatiales et temporelles des processus atmosphériques en Afrique intertropicale.

1.1.4. Les échelles de variabilité de la MOA : de l'échelle multidécennale à l'échelle synoptique

1.1.4.1. Fluctuations multidécennales et interannuelles des précipitations

Les études diagnostiques réalisées au cours des 30 dernières années ont mis en évidence une forte variabilité multidécennale des cumuls pluviométriques saisonniers au Sahel et plus largement en Afrique de l'Ouest (**Fig. 1.10**). Cette variabilité des anomalies de précipitations est marquée par une forte tendance négative qui oppose une période pré-1970 anormalement humide (1950-1969) à une période post-1970 anormalement sèche (1970-2000). Cette péjoration pluviométrique a été marquée par des sécheresses drastiques dans les années 1970 (1971-1972 ou encore 1983-1984) qui ont persisté jusqu'au début des années 1990. Depuis le milieu des années 1990, la tendance semble s'inverser avec un retour à des conditions plus humides principalement dans la partie orientale du Sahel (Lebel et Ali, 2009). Nicholson and Palao (1993), ou encore Moron (1994) montrent que les fluctuations multidécennales et interannuelles s'organisent spatialement selon des modes de variabilité distincts : sahélien, guinéen, voire dipolaire... Elles semblent principalement pilotées par le fort couplage entre les températures de surfaces océaniques et la circulation atmosphérique (Lamb, 1978a ; Nicholson, 1986 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Janicot *et al.*, 1996 ; Moron *et al.*, 1998 ; Ward, 1998, entre autres) et amplifiées par les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère (Charney, 1977 ; Zheng and Eltahir, 1999 ; Giannini *et al.*, 2003). Les téléconnexions entre les TSO de secteurs océaniques reconnus pour leur influence sur la variabilité des précipitations sahéliennes seront plus amplement détaillées dans le chapitre 3.

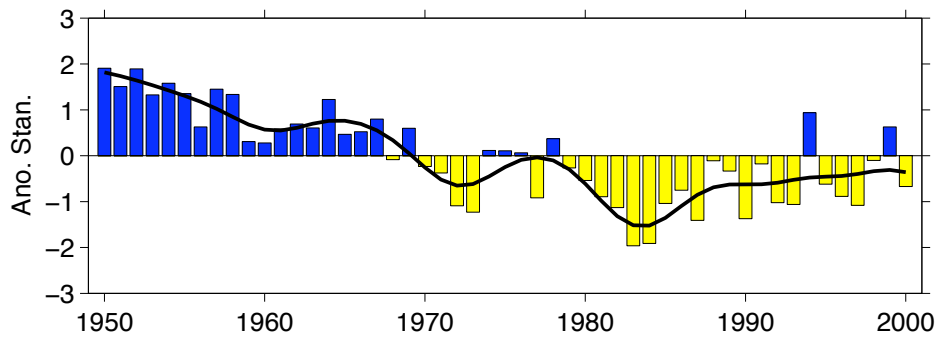


Figure 1.10. Chronique temporelle (1950-2000) des anomalies standardisées de précipitations saisonnières (juillet – septembre) au sein de la bande soudano-sahélienne (18°W - 20°E / 10°N - 18°N) à partir des enregistrements *in situ* du fichier FRIEND-AOC. La courbe noire illustre la composante basse fréquence après élimination des fluctuations inférieures à 8 années par un filtre temporel de type Butterworth.

Le déficit pluviométrique des décennies 1970 à 1990 est marqué par un net recul des isohyètes en direction du sud de près d'un degré de latitude (**Fig. 1.11**) (Mahé et Olivry, 1991 ; L'Hôte *et al.*, 2002). Le Barbé *et al.* (2002) montrent que la diminution des cumuls pluviométriques saisonniers entre la période humide 1950-1969 et la période sèche 1970-2000 au Sahel est principalement la conséquence d'une réduction de l'occurrence des événements pluvieux au cœur de la saison humide (juillet-août). En revanche, l'intensité moyenne des pluies est restée stable sur l'ensemble de la période 1950-2000.

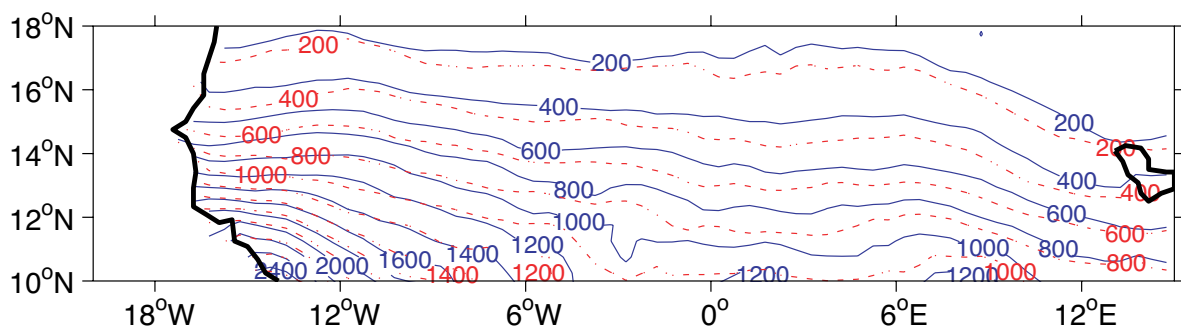


Figure 1.11. Comparaison des isohyètes moyennes entre la période humide 1950-1969 (en bleu) et la période sèche 1970-1990 (en rouge) au Sahel. Les isohyètes sont construites à partir des données de pluies CRU ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$).

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour tenter d'expliquer les mécanismes de la sécheresse qui a débuté dans les années 1970. Deux paramètres tendent à être mis en cause : (i) la position en latitude de la ZCIT (Lamb, 1978ab ; Citeau *et al.*, 1989 ; Nicholson and Webster, 2007), (ii) l'intensité de la convection au sein de la ZCIT (Nicholson, 1980 ; Shinoda, 1990ab ; Nicholson, 2008). Les mécanismes associés à ces deux paramètres sont étroitement liés aux interactions océan-atmosphère. Les champs de TSO à l'échelle régionale (Atlantique) et globale (Pacifique) modulent les circulations quasi divergentes méridiennes de Hadley et zonales de Walker qui influencent les anomalies de précipitations au Sahel (Nicholson, 1981 ; Stoekenius, 1981). Ainsi deux schémas types de circulation atmosphérique associés aux anomalies déficitaires de pluies au Sahel sont identifiés, l'un dipolaire et l'autre unipolaire.

- **Le mode dipolaire** : il décrit des anomalies pluviométriques en opposition de signe entre la zone soudano-sahélienne déficitaire et la zone guinéenne excédentaire. Cette structure pluviométrique dipolaire est associée à un dipôle des TSO dans l'Atlantique tropical, caractérisé par un réchauffement des TSO sur le golfe de Guinée et l'Atlantique sud et un refroidissement de l'Atlantique nord (Lamb, 1978ab) et marqué par un renforcement de l'anticyclone des Açores et un affaiblissement de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Ces mécanismes affaiblissent la circulation méridienne de Hadley et favorisent une position plus méridionale que la normale de la ZCIT. Cette structure contribue au renforcement du gradient méridien de température entre les côtes guinéennes et le Sahel et à l'accélération du JEA (Janicot et Fontaine, 1993 ; Grist and Nicholson, 2001).

- **Le mode unipolaire** : il associe une structure pluviométrique déficitaire à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Cette structure déficitaire semble préférentiellement associée à l'intensité de la convection au sein de la ZCIT plutôt qu'à sa position en latitude. Ce mode est associé à un renforcement du champ de pression et des alizés de NE et de SE sur l'Atlantique tropical qui activent les upwellings côtiers de Benguela et des Canaries. Par conséquent, l'Atlantique tropical se refroidit et implique un affaiblissement du JTE et de la convection au sein de la ZCIT. D'autre part, les anomalies atmosphériques semblent cohérentes avec un déplacement vers l'est de la branche de subsidence de la cellule atlantique de la circulation divergente est-ouest de Walker en lien avec un réchauffement du Pacifique équatorial associé à l'ENSO (Janicot et Fontaine, 1993).

1.1.4.2. La variabilité intrasaisonnière

Typiquement, l'échelle intrasaisonnière correspond aux phénomènes dont la durée est supérieure au pas de temps synoptique (> 10 jours) et inférieure à la durée d'une saison des pluies (3-4 mois). Ainsi, le pas de temps intrasaisonnier peut être délimité par les gammes de fréquences comprises entre 10-15 jours et 25-120 jours (Sultan and Janicot, 2001 ; Pohl *et al.*, 2009 ; Janicot *et al.*, 2009). Les fluctuations de l'intensité du système de mousson ouest-africaine à l'échelle intrasaisonnière ont longtemps été négligées par la communauté scientifique à l'instar de l'échelle interannuelle ou de l'échelle synoptique associées aux ondes d'est.

Les études récentes (Grodsky and Carton, 2001 ; Sultan and Janicot, 2001 ; Louvet *et al.*, 2003) consacrées à la variabilité des précipitations au pas de temps intrasaisonnier en Afrique de l'Ouest montrent que le cycle saisonnier de la mousson est modulé par des phases de renforcement et d'affaiblissement de l'activité convective ou de la circulation atmosphérique dans les basses couches. Sultan and Janicot (2001) et Sultan *et al.* (2003) identifient clairement deux échelles de temps indépendantes dans la variabilité intrasaisonnière de l'activité convective de la MAO à partir d'une analyse spectrale :

- la première, d'une périodicité située dans la gamme de fréquence 10-25 jours (pic à 15 jours) ;
- la seconde, d'une périodicité située dans la gamme de fréquence 25-60 jours (pic à 40 jours).

• La variabilité intrasaisonnière à 10-15 jours

Sultan *et al.* (2001) montrent que la modulation la plus forte de la convection se caractérise par des phases de renforcement et d'affaiblissement de la mousson d'une durée moyenne de 9 jours et qui

appartient à un signal quasi périodique autour de 15 jours. Les phases de renforcement (d'affaiblissement) de la MAO sont associées à une circulation cyclonique (anticyclonique) sur le Sahel se propageant vers l'ouest en accord avec un renforcement (affaiblissement) de l'advection d'humidité en Afrique de l'Ouest.

Mounier *et al.* (2008) explorent plus précisément la nature de la variabilité dans la gamme de fréquence 10-25 jours. Ainsi, ils relient les fluctuations intrasaisonnières autour de 15 jours à la présence d'une structure dipolaire zonale quasi bihebdomadaire associée à une circulation de Walker proche de l'équateur. Ce dipôle serait contrôlé à la fois par la dynamique atmosphérique à l'équateur au travers d'une onde de Kelvin se propageant vers l'est et les conditions de surface continentales.

• **La variabilité intrasaisonnière à 40 jours : MJO ou *mode global africain* ?**

Les fluctuations intrasaisonnières à plus basse fréquence (autour de 40 jours) du signal pluviométrique se caractérisent par une baisse de l'activité convective au cœur de la saison des pluies (août). Elles sont généralement associées à une diminution des advections d'humidité et à une pénétration limitée du flux de mousson à l'intérieur des terres (Sultan, 2002). Les mécanismes à l'origine de ce mode de variabilité à 40 jours ont fait l'objet de plusieurs investigations. Deux hypothèses controversées émergent, l'une proposant une origine externe liée à l'oscillation de Madden-Julian (MJO – Madden et Julian, 1971 & 1972) au continent africain et l'autre une origine interne liée à un mode purement africain (Mounier and Janicot, 2004) :

- Matthews (2004) suggère une implication du signal MJO dans la variabilité intrasaisonnière de la MAO. Il met en évidence une anomalie négative de l'activité convective sur le fuseau équatorial indo-pacifique, au niveau de la *Warm Pool*, près de 20 jours avant le maximum de convection sur le fuseau africain. En réponse à cet affaiblissement de la convection, une onde atmosphérique de Kelvin (se propageant vers l'est) et une onde atmosphérique de Rossby (se propageant vers l'ouest) sont générées le long du rail équatorial. Ces deux ondes se rencontrent près de 20 jours plus tard sur l'Afrique de l'Ouest et engendrent une anomalie froide de température en moyenne troposphère qui favorise la convection profonde et augmente l'épaisseur du flux de mousson.

- Mounier and Janicot (2004) proposent une théorie alternative à celle de Matthews. Ils suggèrent que le mode de variabilité à 40 jours résulte de processus purement régionaux calés partiellement sur la MJO qu'ils nomment *mode global africain*. À l'inverse de la MJO, ce mode africain tend à se propager vers l'ouest.

Depuis, cette hypothèse a été largement remise en question par les travaux de Janicot *et al.* (2009) et Pohl *et al.* (2009). Janicot *et al.* (2009) montrent que le mode de variabilité à 40 jours entraîne l'excitation d'ondes équatoriales sèches de Kelvin et de Rossby induites par les anomalies diabatiques de la source de chaleur localisée sur la *Warm Pool*. Le couplage convectif des ondes de Kelvin et de Rossby équatoriales est représentatif de la signature de la MJO.

Par ailleurs, Pohl *et al.* (2009) confirment l'implication du signal intrasaisonnier de la MJO associé principalement à l'occurrence d'une phase sèche dans la gamme de fréquence 25-60 jours en Afrique de l'Ouest. La variabilité à 40 jours de la mousson semble décrire principalement une péjoration pluviométrique associée à une activité convective moins active et une pénétration limitée du flux de

mousson sur le continent. En d'autres termes, la MJO apparaît associée à une diminution quasi récurrente des précipitations estivales en Afrique de l'Ouest

1.1.4.3. La variabilité synoptique : les ondes d'est

Les ondes d'est africaines sont des perturbations d'échelle synoptique ($> 1\ 000$ km) se propageant d'est en ouest durant la période de mousson (juin-septembre), depuis les massifs éthiopiens vers l'Atlantique tropical. L'état des connaissances de ces ondes s'est considérablement développé depuis l'expérience GATE de 1974 en Afrique de l'Ouest et a permis d'en fournir les principales caractéristiques. Leur longueur d'onde varie entre 2 000 et 4 000 km (Carlson, 1969 ; Reed *et al.*, 1977 ; Burpee, 1972 & 1974) et leur amplitude maximale est comprise entre 5°N et 30°N. La vitesse de déplacement est de l'ordre de 600 km.jour⁻¹ conduisant ainsi à une double périodicité observée au-dessus d'un même lieu, comprise entre 3 et 5 jours et entre 6 et 9 jours (Félice *et al.*, 1990 ; Viltard *et al.*, 1997). Burpee (1972) puis Reed *et al.* (1977) ont montré que les ondes d'est ont pour origine l'instabilité barocline (cisaillement vertical des vents) et barotrope (cisaillement horizontal des vents) induite par le JEA vers 600-700 hPa. Elles présentent généralement deux vortex situés de part et d'autre du JEA, le premier vers 20°N et le second autour de 12°N (Diedhiou, 1998). De nombreuses études (Aspliden *et al.*, 1976 ; Reed *et al.*, 1977 ; Diedhiou *et al.*, 1998 ; Lavaysse *et al.*, 2006) ont souligné le rôle des ondes d'est dans l'organisation et le développement des systèmes convectifs (LDG) (**Fig. 1.9**). Il apparaît que les LDG tendent à se former au sein et à l'avant du thalweg de l'onde.

1.2. Les données climatiques

Le principal objectif de cette thèse consiste à combler le manque de connaissances sur la variabilité pluviométrique intrinsèque d'une saison des pluies à l'échelle locale, notamment la modulation spatiale des descripteurs intrasaisonniers (DIS) et leur prévisibilité potentielle. Pour répondre à cet objectif, plusieurs jeux de données ont été utilisés et sont décrits ci-dessous.

1.2.1. Les précipitations journalières *in situ* FRIEND-AOC

Compte tenu de leur résolution temporelle (pentades) et/ou spatiale (points de grilles de 2.5° × 2.5°), les fichiers pluviométriques CMAP (Louvet, 2008) et IRD (Sultan, 2002) traditionnellement utilisés dans les études de variabilité intrasaisonnaire apparaissent inadaptés à notre problématique, notamment pour définir et caractériser les DIS à l'échelle locale. Par conséquent, le fichier FRIEND-AOC, original par sa couverture spatiale, sa résolution et sa profondeur temporelle, a été utilisé.

La base de données FRIEND-AOC (Flow Regimes from International Experimental and Network Data - Afrique de l'Ouest et Centrale) a été élaborée à partir de cumuls pluviométriques journaliers collectés en Afrique de l'Ouest et Centrale par les personnels de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement, anciennement ORSTOM), de l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique), du CIEH (Comité InterAfricain d'Études Hydrauliques), ainsi que des DMN (Direction Météorologique Nationale). De cette base ont été extraits les cumuls pluviométriques

journaliers pour 107 stations renseignant le Mali (33 stations), le Burkina Faso (41 stations) et le Niger (33 stations) sur la période 1950-1990. Un inventaire des données disponibles en Afrique de l'Ouest et centrale est visible en ligne à l'adresse suivante :

[http://armspark.msem.univ-montp2.fr/FRIENDAOC/.](http://armspark.msem.univ-montp2.fr/FRIENDAOC/)

Le fichier FRIEND-AOC a été complété par des enregistrements quotidiens issus directement des DMN des pays cités précédemment sur la période 1991-2000. Notons que les enregistrements FRIEND-AOC documentant le Sénégal, disponibles pour un nombre limité de stations (21 stations) contiennent une forte proportion de valeurs lacunaires (> 10 %). À la lumière de ces différents problèmes, nous avons fait le choix d'opter pour une seconde base de données déjà validée et plus complète fournie par la DMN du Sénégal (Diop, 1999). Ce fichier dispose de relevés quotidiens renseignant un réseau de 29 stations sur la période 1950-2000.

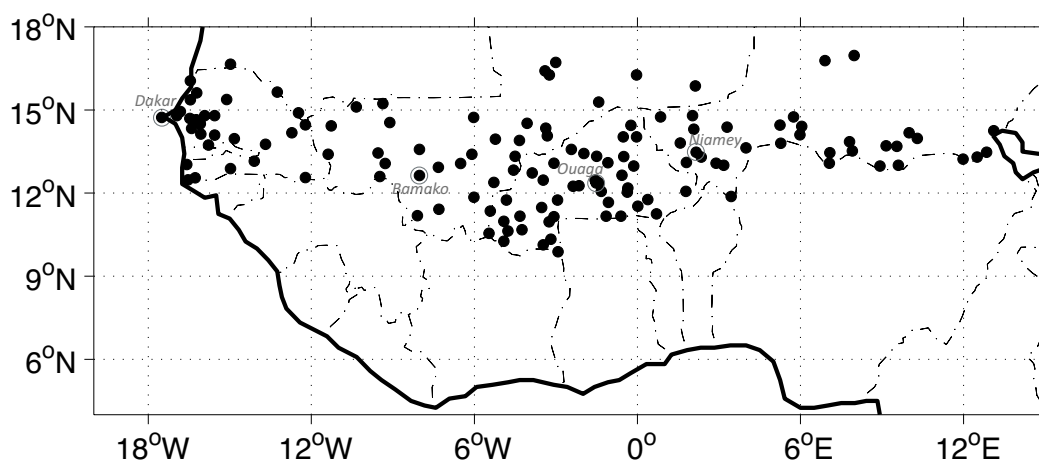


Figure 1.12. Localisation des 136 pluviomètres issus de la base FRIEND-AOC (Mali, Burkina Faso et Niger) et de la DMN du Sénégal couvrant la période 1950-2000. Les coordonnées géographiques et altimétriques ainsi que les noms des stations sont fournis en annexe A.

La compilation de ces jeux de données a permis l'élaboration d'un fichier final documentant un réseau de 136 postes pluviométriques, répartis sur le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso et le Niger, disponible sur la période 1950-2000 (Fig. 1.12). La table 1.2 présente un bref récapitulatif des caractéristiques de chacun des réseaux de données. La répartition spatiale des 136 stations présente une forte anisotropie principalement marquée sur le Sénégal et le Mali.

	Nombre de stations	Superficie (km ²)	Période	Valeurs manquantes (%)	Densité (stations/10 000 km ²)
Sénégal	29	196 723	1950-2000	0.9	1.4
Mali	33	1 241 238	1950-2000	2.17	0.53
Burkina Faso	41	274 200	1950-2000	2.11	1.4
Niger	33	1 267 000	1950-2000	3.58	0.52

Table 1.2. Récapitulatif des caractéristiques des quatre réseaux de stations répartis au sein de la bande sahélienne.

Le fichier final comporte une faible proportion de données lacunaires, soit moins de 2 % en moyenne. Néanmoins, la répartition temporelle des lacunes (**Fig. 1.13**), essentiellement durant la saison des pluies de mai à octobre (MJJASO), est susceptible de biaiser les analyses (notamment pour la détection du démarrage de la saison des pluies). Notons que les données lacunaires se concentrent essentiellement sur la dernière décennie d'enregistrements (1990-2000). Cette dégradation du suivi de l'information pluviométrique est la conséquence du manque de moyens financiers (personnels, matériels) nécessaires pour pérenniser le réseau en place.

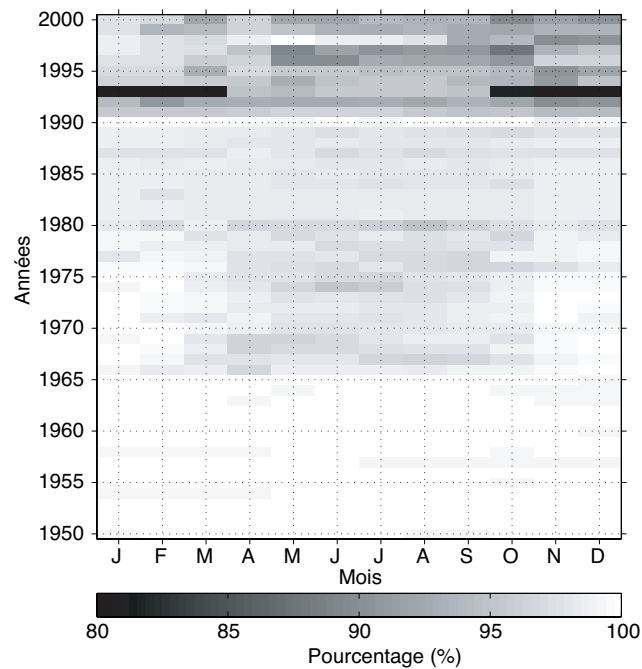


Figure 1.13. Répartition temporelle du pourcentage de données journalières disponibles, agrégée à l'échelle mensuelle pour chaque année de la période (1950-2000) au sein du réseau de 136 stations.

Les lacunes, recensées au cours de la saison des pluies (MJJASO), ont été comblées selon deux procédures statistiques. La majorité des saisons pluvieuses a été corrigée par la méthode de « calibration locale » (**E.1.1**). Cette méthode se fonde sur l'utilisation des distributions de pluies quotidiennes des réanalyses ECMWF ERA40. La correction des lacunes par la méthode de calibration locale se base sur la fréquence et l'intensité des pluies.

Les données issues de la modélisation numérique présentent des biais importants sur ces deux paramètres ; les **figures 1.14a-b** montrent les biais des pluies des réanalyses ECMWF ERA40. Le **figure 1.14a** met en évidence un gradient méridien (S-N) des valeurs seuils, entre 0.1 mm et 6 mm, déterminant un jour pluvieux dans les réanalyses. Le facteur de pondération (S) décrit le gradient inverse avec des valeurs plus élevées au niveau des marges sahéniennes septentrionales, entre 2 et 15, révélant ainsi que les précipitations journalières sont sous-estimées dans les réanalyses ECMWF ERA40.

Puisque les données de réanalyses ERA40 ne sont disponibles qu'à partir de 1958, les saisons pluvieuses antérieures (1950-1957) ont été corrigées par un simple générateur stochastique de pluie (**E.1.2**).

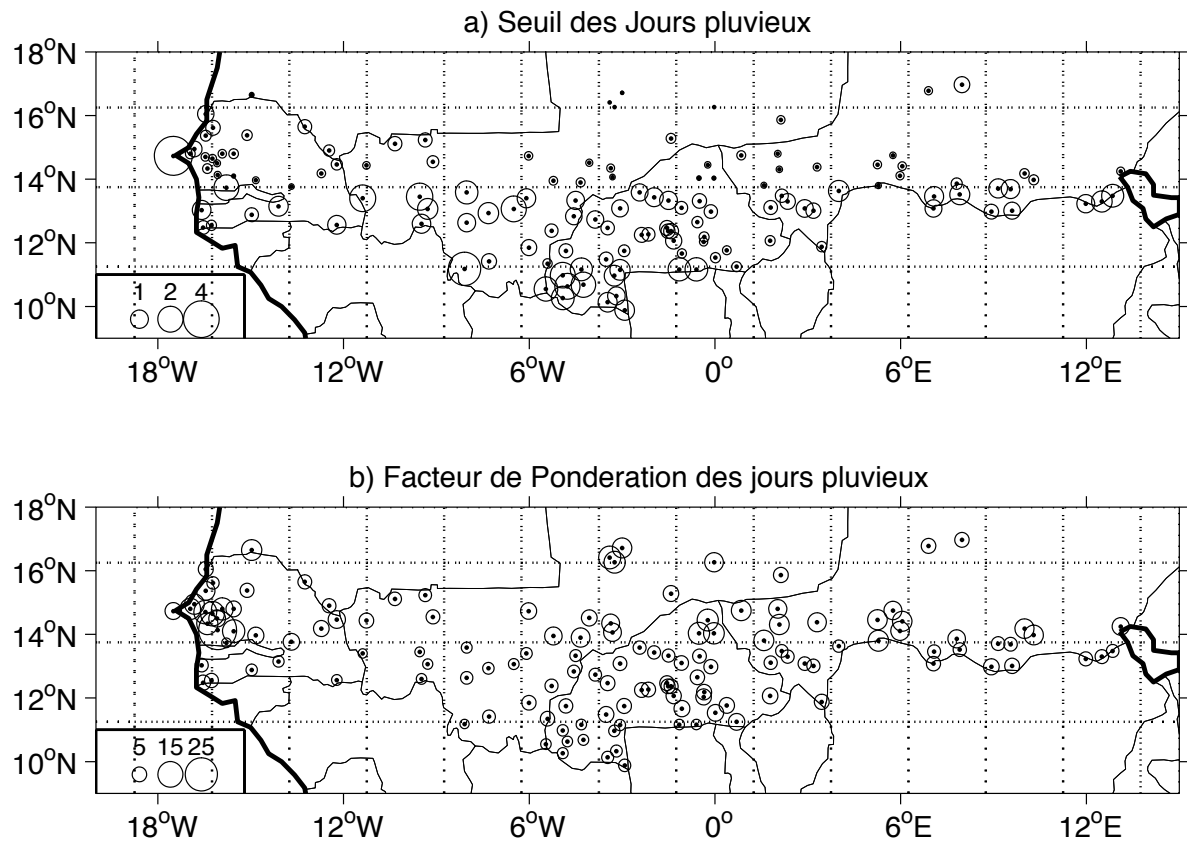


Figure 1.14. Répartition spatiale **(a)** du seuil de pluie moyen (W_{ERA}) correspondant au seuil de pluie (en mm) définissant un jour pluvieux dans les réanalyses ECMWF ERA40 pour chaque station et **(b)** coefficient de pondération (S sans dimension) permettant de calibrer le cumul de pluie journalier. Les lignes pointillées indiquent les limites de chaque point de grille ERA40 de 2.5° de résolution spatiale.

E.1.1 La méthode de calibration locale « *Local Scaling* »

La procédure de calibration « *Local Scaling* » (LOC), proposée initialement par Widmann *et al.* (2003) dans le cadre d'étude de désagrégation spatiale de simulations numériques, est utilisée pour corriger les biais générés par les GCM dans les simulations de pluies mensuelles par l'intermédiaire de données de précipitation *in situ*. Goddard *et al.* (2001) ont montré que les GCM surestiment systématiquement l'occurrence des jours pluvieux alors qu'ils sous-estiment l'intensité moyenne des précipitations. Par ailleurs, Schmidli *et al.* (2006) ont adapté cette technique de correction à une échelle de temps journalière et à l'échelle de la station ou du point de grille. À l'inverse des travaux cités précédemment, la technique de calibration « *Local Scaling* » est appliquée ici pour le comblement des lacunes identifiées dans les séries journalières de précipitations *in situ* à partir des précipitations de réanalyses ECMWF ERA40 (Moron *et al.*, 2007, 2009). Cette technique de calibration repose sur la séparation du signal contenu dans un cumul de pluie en deux niveaux d'informations : (i) l'occurrence des jours pluvieux et (ii) l'intensité moyenne des jours pluvieux (Ines and Hansen, 2006). En effet, la méthode « *Local Scaling* » calibre d'abord les pluies ERA40 (Y) afin que leur fréquence et leur intensité moyenne soient égales à celles des pluies observées (X). Pour cela, chaque série de pluie ERA40 va être corrigée par les n données disponibles de la série temporelle de pluie observée à la station la plus proche du point de grille ERA40 considéré.

La correction s'applique simultanément à la fréquence des jours de pluie et à l'intensité moyenne comme suit :

- la fréquence des jours pluvieux (f_{OBS}) est considérée dans les observations (X) comme le nombre de jours de pluie recevant une pluie supérieure à 1 mm (W_{OBS}), (Schmidli *et al.*, 2006). Parallèlement, les enregistrements de pluies des réanalyses ERA40 (Y) correspondants sont ensuite classés par ordre décroissant, la valeur apparaissant au rang (f_{OBS+1}) correspond au seuil de pluie (W_{ERA}) définissant un jour pluvieux dans les réanalyses ECMWF ERA40 pour chaque série. Cette première étape permet d'obtenir une occurrence de jours pluvieux dans les séries de pluie des réanalyses identique à celle observée. La correction est possible uniquement si $W_{OBS} > W_{ERA}$;

- ensuite, un facteur de pondération (S) est calculé pour calibrer l'intensité moyenne des pluies à partir des k jours pluvieux déterminés précédemment :

$$S = \frac{(\bar{X}_{WET}^a - W_{OBS})}{(\bar{Y}_{WET}^a - W_{ERA})} \quad (éq.1.1)$$

où \bar{X}_{WET}^a et \bar{Y}_{WET}^a représentent respectivement l'intensité moyenne des pluies journalières durant les k jours humides pour les observations et pour les réanalyses ECMWF ERA-40 :

$$\bar{X}_{WET}^a = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k X_{WET}^a \quad (éq.1.2)$$

$$\bar{Y}_{WET}^a = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k Y_{WET}^a \quad (éq.1.3)$$

Enfin, les pluies journalières ERA40 calibrées (Y_{scaled}) pour chaque station sont données par l'équation suivante:

$$Y_{scaled} = (S \times (Y - W_{ERA})) + W_{OBS} \quad (éq.1.4)$$

Si $X^m < W_{OBS}$ alors $X^m = 0$. Ce type de calibrage représente une simple transformation linéaire et ne corrige en aucun cas la variabilité interannuelle dans le modèle.

E.1.2 Le générateur stochastique de temps

Les générateurs stochastiques de temps sont des modèles statistiques utilisés pour générer aléatoirement des valeurs ou des séquences de temps pour lesquelles les sorties de MCGs ressemblent aux données climatiques (Hutchinson, 1987). Ces modèles sont particulièrement adaptés et utilisés dans les études d'impacts hydrologiques ou agricoles lorsque les données disponibles sont inadéquates tant par la longueur des séries que par la couverture spatiale des observations. Typiquement, les générateurs stochastiques sont construits à partir de chaîne de Markov d'ordre 1 (Gabriel and Neumann, 1962 ; Richardson, 1981) calculant la persistance des jours secs et la transition humide-sec. Les précipitations sont la variable météorologique la plus critique et par conséquent la plus modélisée. Le processus de précipitation est systématiquement décomposé en deux états par le processus de Markov : (i) l'occurrence des pluies et (ii) l'intensité des pluies pour les jours enregistrant des précipitations non nulles (Wilks, 1999).

• Modélisation de l'occurrence des pluies

Le générateur de temps, fondé sur un processus markovien d'ordre 1, modélise l'occurrence des précipitations (P_t), en supposant que l'état d'un jour t (sec ou humide) dépend de l'état du jour précédent $t-1$. Ainsi, une série artificielle journalière binaire (0 ou 1) d'occurrence de précipitations ($X_t(k)$) est créée, où, pour un jour donné seuls deux états sont possibles, sec ou humide :

$$X_t(k) = \begin{cases} 0 & \text{si le jour } t \text{ est sec à la station } i \\ 1 & \text{si le jour } t \text{ est humide à la station } i \end{cases}$$

Une chaîne de Markov d'ordre 1 pour $X_t(k)$ émet l'hypothèse que la probabilité d'un jour humide est défini entièrement par l'occurrence ou pas de précipitation le jour précédent, indépendamment des valeurs antérieures de la série ($X_{t-2}(k)$, $X_{t-3}(k)$...). Les paramètres $P01(k)$ et $P11(k)$ représentant les probabilités conditionnelles d'un jour pluvieux suivant un jour sec et de deux jours pluvieux consécutifs à la station (k) sont suffisants pour définir ce processus markovien d'ordre 1 :

$$\begin{aligned} P01(k) &= \Pr\{X_t(k)=1 / X_{t-1}(k)=0\} \\ P11(k) &= \Pr\{X_t(k)=1 / X_{t-1}(k)=1\} \end{aligned}$$

Symétriquement, le processus de Markov peut être écrit en utilisant les probabilités conditionnelles complémentaires des jours secs :

$$\begin{aligned} P10(k) &= \Pr\{X_t(k)=0 / X_{t-1}(k)=1\} \\ P00(k) &= \Pr\{X_t(k)=0 / X_{t-1}(k)=0\} \end{aligned}$$

• Modélisation de l'intensité des jours pluvieux

L'intensité journalière des précipitations peut être modélisée à partir de deux fonctions de densité de probabilité (PDF) correspondant aux paramètres d'une loi Gamma. Dans notre étude, l'ajustement des séries a été effectué selon une fonction de densité de probabilité Gamma formalisée comme suit :

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp[-x/\beta]}{\beta\Gamma(\alpha)}, \quad x, \alpha, \beta > 0.$$

où x correspond à l'intensité des pluies journalières, α et β représentent les deux paramètres d'ajustement de la distribution et $\Gamma(\alpha)$ indique la fonction Gamma évaluée par α .

1.2.2. Les réanalyses ERA40 de l'ECMWF et du NCEP/NCAR

Les réanalyses constituent un produit climatologique multisource alternatif aux données observées *in situ* et sont souvent qualifiées de *proxy*. Elles sont utilisées pour l'analyse et la compréhension de la dynamique et des processus atmosphériques. Le principe de construction des réanalyses repose sur l'utilisation d'un modèle numérique de prévision du temps à courte échéance (~ 6 heures), capable de

simuler la dynamique de l'atmosphère à partir de l'assimilation quadridimensionnelle, i.e. temps, altitude, longitude, latitude, de données historiques *in situ* (pluviomètres, relevés marins, radiosondages...), de données satellitales et de simulations numériques produites par des MGCA. L'assimilation de données de sources multiples et de résolutions différentes garantit ainsi une couverture spatiale et temporelle homogène à l'échelle du globe par rapport aux observations. L'utilisation d'un modèle dynamique assure la cohérence physique des données interpolées et l'inclusion des observations corrige la dérive du modèle. Les données journalières sont fournies toutes les six heures, à 6 h, 12 h, 18 h et 24 h UTC. Deux jeux de réanalyses ont été utilisés dans ce travail :

- **les réanalyses américaines du NCEP/NCAR** (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research), générées à partir d'un modèle global à une résolution T62, renseignent de nombreuses variables dynamiques et thermodynamiques telles que la pression atmosphérique, la vitesse du vent, l'humidité relative entre autres, disponibles sur une grille horizontale régulière de 2.5° en longitude et latitude sur 17 niveaux d'atmosphère (1 000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 et 10 hPa) sur la période 1948 à aujourd'hui (Kalnay *et al.*, 1996). Pocard *et al.* (2000) ont montré que des modifications successives dans la paramétrisation de la convection ont généré des ruptures brutales dans les chroniques temporelles (e.g. 1967/1968, années 1970, années 1980). Ces auteurs soulignent par ailleurs que les données de réanalyses concernant la période pré-1967 doivent être utilisées avec prudence car peu de données d'observations sont disponibles. Après 1968, un nombre suffisant de données *in situ*, notamment issues de radiosondages, ont été assimilées dans le modèle et les champs de sorties semblent plus représentatifs de la réalité. Par conséquent, chaque champ réanalysé a été classé en fonction de la contribution relative de l'observation et de la physique du modèle dans la détermination de la variable (Kalnay *et al.*, 1996). Ainsi, quatre niveaux de fiabilité des données peuvent être distingués :

- ▶ les variables de **catégorie A** indiquent que la variable analysée est directement influencée par l'observation. C'est généralement le cas de la température en altitude et des vents ;
- ▶ les variables de **catégories B** correspondent à des données qui dépendent à la fois de l'observation et de paramètres du modèle, tels que le taux d'humidité dans l'atmosphère qui dépend de la paramétrisation des processus convectifs ;
- ▶ les variables de **catégorie C** indiquent que la variable analysée est exclusivement dérivée de la physique du modèle. Il s'agit souvent des précipitations, des nuages... Le problème principal des données de pluies des réanalyses (NCEP 1 ou ERA40) réside dans la forte dépendance des données produites à la paramétrisation du modèle numérique utilisé et à la faible assimilation d'observations *in situ* ;
- ▶ les variables de **catégorie D** représentent les « climatologies » de certains champs et sont indépendantes du modèle (par exemple, la résistance des plantes).

Afin de spécifier le lien entre les TSO et la dynamique atmosphérique puis de valider la dynamique atmosphérique simulée par le MCG ECHAM 4.5, les réanalyses américaines NCEP/NCAR ont été utilisées dans le chapitre 3.

- **les réanalyses européennes ECMWF** (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) propose un jeu de RéAnalyses (ERA40) construites sur un principe d'assimilation similaire à celui du NCEP/NCAR. Les principales différences résident dans le choix des données d'observations (notamment des données satellites MÉTÉOSAT) et du modèle numérique utilisé, modèle spectral en T106. Les réanalyses ERA40 sont disponibles sur la période 1958-2002 selon deux résolutions spatiales $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ et $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ sur 17 niveaux de pression (1 000 hPa à 10 hPa) et produites toutes les six heures (6h, 12h, 18h et 24h) (Uppala *et al.*, 2005). Pour des raisons de cohérence avec les autres fichiers, une moyenne journalière des 4 sorties a été réalisée. Bengtsson *et al.* (2004) et Sterl (2004) ont montré que les réanalyses ERA40 présentaient des inhomogénéités temporelles, tout comme les NCEP. Les données mises à disposition par la communauté scientifique sont disponibles en accès libre sur le site du ECMWF (<http://www.ecmwf.int>).

La **table 1.3** résume les caractéristiques des principales variables utilisées dans notre étude, ainsi que le niveau de fiabilité.

Variables	Unité	Catégorie	Niveaux	Résolution Spatiale	Source
Vent zonal (u)	m.s ⁻¹	A	17	Régulière : 2.5° x 2.5°	NCEP 1
Vent méridien (v)	m.s ⁻¹	A	17	Régulière : 2.5° x 2.5°	NCEP 1
Précipitations	mm/j	C	Surface	Régulière : 2.5° x 2.5°	ERA40

Table 1.3. Récapitulatif des champs atmosphériques de réanalyses retenus dans l'étude.

Les précipitations journalières des réanalyses ERA40 ont été extraites sur une fenêtre spatiale similaire au domaine des observations du fichier FRIEND-AOC (10°N-18°N – 18°W-16°E). Les enregistrements, fournis toutes les six heures à une résolution spatiale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, ont été agrégés à l'échelle journalière.

Dans un objectif de comblement des valeurs manquantes par calibration (E.1.1) dans les séries pluviométriques observées, nous avons retenu les réanalyses ECMWF ERA40 plutôt que les réanalyses américaines NCEP 1. En effet, comme illustré en **figure 1.15** il y a une meilleure adéquation entre le cycle saisonnier des réanalyses ERA40 et les observations du fichier FRIEND-AOC. En termes d'amplitude, le signal saisonnier des réanalyses ERA40 est plus proche de l'observation. En revanche, le cycle saisonnier aplati des réanalyses NCEP 1 met en évidence une sous-estimation des quantités journalières nettement plus prononcée que dans les réanalyses ERA40.

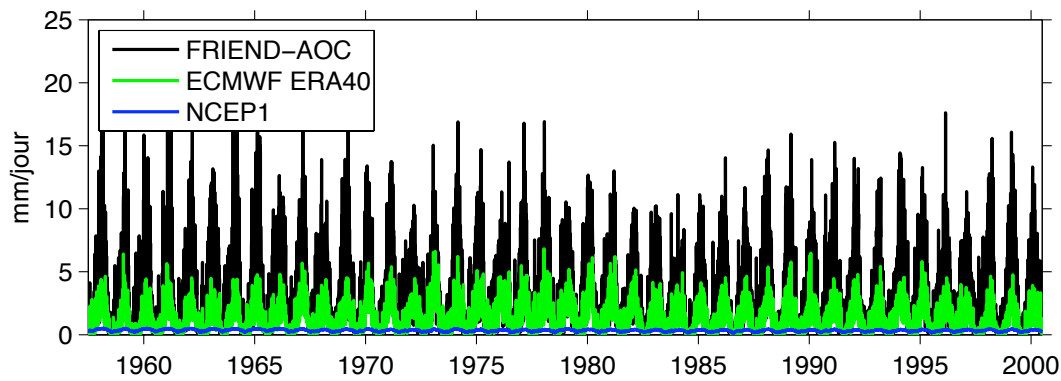


Figure 1.15. Comparaison de l'évolution saisonnière des précipitations observées FRIEND-AOC (courbe noire), de réanalyses ECMWF ERA40 (courbe verte) et NCEP 1 (courbe bleue) au cours de la période 1958-2000.

1.2.3. Les températures de surface océanique (TSO)

Le fichier de températures de surface océanique HadISST (Rayner *et al.*, 2003) retenu pour notre étude est une mise à jour du fichier GISST version 3.0 (Global sea Ice and Sea Surface Temperature) élaboré par Rayner *et al.* (1996) au service météorologique britannique (UKMO). Les TSO disponibles depuis 1871 sont fournies sur une grille globale régulière à une résolution spatiale de 1° de longitude \times 1° de latitude selon un pas de temps mensuel. Le fichier HadISST est construit à partir de données historiques d'observations *in situ* combinées à des estimations satellitaires et de réanalyses (ECMWF ERA40). Les données lacunaires ont été reconstruites à partir d'une méthode d'interpolation spatiale basée sur une analyse en composante principale (ACP). Cette nouvelle version a pour principal objectif d'alimenter les modèles de circulation atmosphérique. Les données de TSO, réactualisées tous les mois, sont disponibles sur le site web du Met Office à l'adresse suivante : <http://hadobs.metoffice.com/hadisst/data/download.html>.

Les TSO ont été utilisées dans notre étude pour deux raisons : (i) pour mettre en évidence des téléconnexions avec la variabilité interannuelle des DIS à l'échelle régionale ; et (ii) les TSO ont été utilisées comme prédicteurs dans un modèle de régression linéaire construit pour spécifier leur poids dans la variabilité des DIS.

1.2.4. La convection atmosphérique : le fichier OLR de la NOAA

Dans les régions tropicales, la convection profonde, ainsi que les précipitations, peuvent être estimées par des mesures satellites de rayonnement infra-rouge (grande longueur d'onde) sortant au sommet de l'atmosphère (Outgoing Longwave Radiation – OLR). Depuis 1974, les satellites TIROS-NOAA (Television and InfraRed Observation Satellite – National Oceanic and Atmospheric Administration) à orbite polaire, fournissent des mesures biquotidiennes quasi complètes (avec une interruption de dix mois en 1978 en raison d'une panne du satellite NOAA-5) d'OLR à une résolution spatiale de 2.5° en longitude et latitude (Gruber and Krueger, 1984). Les données journalières interpolées fournies par le Centre de Diagnostic Climatique – CDC – (Liebmann *et al.*, 1996) sur la période 1979-2000 ont été utilisées dans cette étude. En raison de la dérive des satellites au cours de la période 1979-1990, les

horaires de passages à l'équateur ont fortement varié au cours de la journée, soit entre 02h30 et 07h30 le matin et 14h30 et 19h30 l'après-midi. Pour corriger les biais entre les différents satellites, des algorithmes d'estimation de l'OLR ont été développés. Puisque la convection profonde en Afrique de l'Ouest présente un cycle diurne très marqué, les valeurs journalières d'OLR proviennent de la moyenne des données biquotidiennes fournies toutes les 12h. La présence de nuages cumuliformes à fort développement vertical (i.e. à sommet élevé et froid) peut être détectée et suivie au travers de mesures d'OLR indiquant la présence d'une couverture nuageuse associée à la convection profonde. Les zones à forte couverture nuageuse présentent un flux radiatif sortant relativement faible (faible valeur d'OLR) et associé à l'occurrence d'événements pluvieux, et, inversement par ciel clair, le flux sortant est maximal (forte valeur d'OLR). De nombreuses études portant sur l'Afrique ont pu montrer l'utilité et la fiabilité de ce proxy de la convection profonde (Moron, 1995 ; Jury, 1997 ; Okoola, 1998 ; Jury, 1999 ; Mutai and Ward, 2000). Ce fichier a été utilisé ponctuellement dans le chapitre 4 pour illustrer l'échelle spatiale des pluies convectives, puis la dynamique temporelle de l'activité convective d'échelle régionale entre 2004 et 2007.

1.2.5. Les simulations numériques du modèle de circulation générale atmosphérique ECHAM 4.5

Qu'est-ce qu'un modèle de climat ? C'est une représentation idéalisée et tronquée du système climatique déterminée à partir de lois de physique classiques cherchant à caractériser l'état du système à un instant t et son évolution temporelle. Les composantes du système climatique font l'objet d'une discrétisation en sous-modèle (atmosphérique, océanique...) permettant de calculer indépendamment les processus internes à chacune. Le couplage des sous-modèles permet d'obtenir une modélisation complète et plus *réaliste* du système climatique. Cette opération consiste à faire communiquer les différentes composantes du système par des flux d'énergie, de moment, d'eau aux interfaces.

Le but des modèles de climat est de reproduire le plus fidèlement possible les processus radiatifs, atmosphériques, océaniques qui animent le climat terrestre.

1.2.5.1. Modèle de circulation générale de l'atmosphère : principe et fonctionnement

Dans un modèle de circulation générale de l'atmosphère (MCGA), les processus atmosphériques et leurs interactions sont appréhendés à partir :

- (i) d'équations mathématiques fondamentales, appelées également *équations primitives*, de la mécanique des fluides et de la thermodynamique ;
- (ii) de la paramétrisation pour les processus ou phénomènes sous-maille.

Les équations primitives, décrites ci-dessous, font partie des éléments invariants entre les MCGA en faisant apparaître la physique résolue et s'appuient sur :

- la conservation de l'énergie totale qui correspond à la première loi de thermodynamique ;
- la conservation du moment cinétique ou deuxième loi de Newton, liant l'accélération à la somme des forces ;
- la conservation de la masse appliquée à l'air et à la vapeur d'eau dans l'atmosphère (eau et sel dans l'océan) ;

- l'hypothèse d'équilibre hydrostatique où la force de gravité est équilibrée par la force du gradient vertical de pression ;
- la loi des gaz parfaits.

La paramétrisation, ou *la physique* du modèle, concerne surtout la représentation des processus qui ne sont pas traités explicitement par le modèle et sont traités de manière simplifiée au travers de modèles empiriques ou semi-empiriques. Ces processus concernent la turbulence dans la couche limite atmosphérique, la convection humide, les nuages et le transfert radiatif, ainsi que les processus de surface continentale ou hydrologique. Contrairement aux équations primitives invariantes, la paramétrisation diffère d'un modèle à l'autre.

En raison de la complexité des processus physiques en jeu, la discrétisation de l'espace sur les plans horizontal et vertical, ainsi que dans le temps, est nécessaire.

Conceptuellement, un modèle atmosphérique ou océanique résout ces équations dans un espace tridimensionnel (longitude, latitude, altitude) découpé en *boîtes* formant un maillage (c'est-à-dire de points de grille) de résolution spatiale horizontale variable (**Fig. 1.16**), entre 100 km et 300 km, selon un pas de temps choisi, du journalier au saisonnier.

Le modèle calcule l'évolution de l'état de l'atmosphère à partir d'un état initial de l'atmosphère ou **conditions initiales**, servant de point de départ aux simulations, sur les pas de temps de l'intégration. Les conditions initiales qui correspondent aux variables d'entrée du modèle doivent être le plus proche possible de l'observation et correspondent généralement aux données de réanalyses en raison de leur homogénéité spatiale et de leur profondeur temporelle. Cependant, les conditions initiales ont une influence limitée dans le temps, entre 10 et 15 jours, en raison de la faible inertie de l'atmosphère.

À l'inverse, les **conditions aux limites**, c'est-à-dire les conditions de surface continentale et océanique et au sommet de l'atmosphère conditionnent fortement la circulation atmosphérique. Certaines conditions aux limites subissent une variation qui peut être périodique, liée au cycle annuel ou d'échelles plus longues, et liée notamment à la variabilité des TSO. Ces paramètres disposant d'une plus forte inertie que l'atmosphère apportent un potentiel prédictif à l'échelle saisonnière. De nombreuses expériences de sensibilité aux conditions aux limites visent à évaluer l'influence de ces dernières sur le climat. Contrairement aux études diagnostiques, la cause et l'effet peuvent ainsi être isolés.

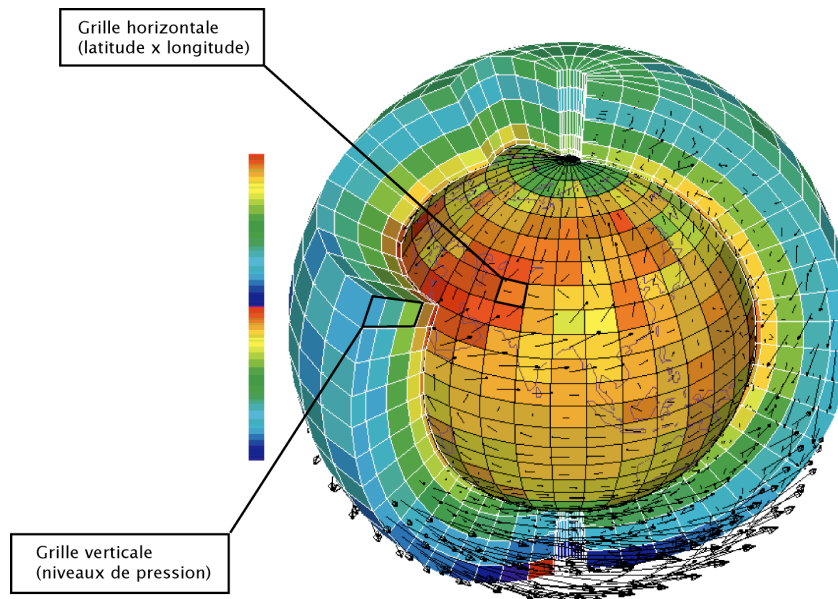


Figure 1.16. Schéma conceptuel du fonctionnement d'un modèle numérique (d'après L. Fairhead, LMD/CNRS).

1.2.5.2. Les simulations du MCG ECHAM 4.5

Les simulations numériques utilisées pour évaluer le potentiel de prévisibilité des DIS sont produites par le modèle européen de circulation générale de l'atmosphère ECHAM, développé à l'Institut de Météorologie Max Planck de Hamburg (Allemagne). ECHAM version 4.5 est un modèle spectral disposant d'une résolution horizontale de $2.81^\circ \times 2.79^\circ$ (T42) renseignant 18 niveaux verticaux (de la surface à la stratosphère). Nous avons travaillé un ensemble de 85 simulations qui renseignent la dynamique atmosphérique (vents, humidité, géopotential, températures...) mais aussi les précipitations toutes les six heures. Cependant, au sein de cet ensemble seulement 24 simulations documentent les précipitations. Ces 85 simulations sont forcées par l'évolution mensuelle du champ de TSO observées HadISST (Roeckner *et al.*, 1996) où seules les conditions initiales ont été perturbées à différentes heures au 1^{er} janvier 1950. Pour des raisons de commodité, les données ont été agrégées à l'échelle journalière ou mensuelle.

La **table 1.4** résume les variables extraites des simulations, utilisées dans le chapitre 3 pour l'étude de la prévisibilité potentielle. Cet ensemble de 85 simulations est disponible du 1^{er} janvier 1950 au 30 septembre 2003. Ces simulations ont été obtenues de l'Institut de Recherche International pour le climat et les sociétés (IRI) et sont disponibles à l'adresse suivante :

<http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.IRI/.FD/.ECHAM4p5/.History/>.

Modèle	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Nombre de membres	Variables simulées utilisées	Période
ECHAM 4.5	T42 2.80° × 2.79°	journalière	24	Précipitations	1950-2000
ECHAM 4.5	T42 2.80° × 2.79°	mensuelle	85	Vent zonal à 925 hPa (U925), 600 hPa (U600) et 200 hPa (U200) Vent méridien à 925 hPa (V925)	1950-2000

Table 1.4. Récapitulatif des caractéristiques et des variables utilisées pour les différents ensembles d'expériences du MCG ECHAM 4.5.

1.3. Synthèse de chapitre

Ce premier chapitre descriptif a permis de présenter brièvement l'identité géographique du Sahel et, plus largement, de l'Afrique de l'Ouest, ainsi que les bases de données utilisées pour répondre à la problématique de la variabilité intrasaisonnière aux échelles fines et de sa prévisibilité.

• Le phénomène de mousson

La saisonnalité du climat aux latitudes sahéniennes (12°N-18°N / 20°W-15°E), et en Afrique de l'Ouest par extension, est rythmée essentiellement par la pluviométrie. Le régime pluviométrique sahélien, de type unimodal, fait alterner une longue saison sèche en hiver boréal (novembre à avril) et une courte saison des pluies en été boréal (juin à septembre). Les précipitations d'été boréal sont inféodées au flux de mousson pour les parties centrale et orientale du Sahel.

Le phénomène de mousson est initié par le gradient énergétique méridien saisonnier qui se développe entre l'océan Atlantique au sud et le sous-continent ouest-africain au nord. En effet, l'asymétrie océan – continent génère un différentiel thermique interhémisphérique prononcé en été boréal où s'affrontent une masse d'air océanique frais et humide et une masse d'air saharien très sec. D'un point de vue énergétique, le phénomène de mousson peut être envisagé comme une réponse atmosphérique saisonnière au forçage solaire et géographique, mais également comme un système de redistribution de l'énergie à l'échelle régionale.

D'un point de vue aérologique, le flux de mousson d'été boréal est identifié en basse troposphère comme le renversement des alizés de NE en alizés de SW et en moyenne et haute troposphère par la présence d'aérojets puissants, le JEA et le JTE. Plus largement, la circulation de mousson est associée aux circulations méridienne de Hadley et zonale de Walker à plus large échelle.

• Les données climatiques

Les bases de données retenues dans cette étude sont de trois types :

- les données d'observations *in situ* renseignant la pluviométrie à l'échelle journalière (FRIEND-AOC) documentent un réseau de 136 stations réparties sur la partie occidentale de la bande sahélienne ; les différents descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies définis dans le chapitre suivant seront calculés à partir de cette base de données ;
- les réanalyses NCEP1 et ECMWF ERA40 documentant respectivement la dynamique atmosphérique et les précipitations sont un compromis entre l'observation et la modélisation ;
- les simulations numériques quotidiennes produites par le MGCA ECHAM 4.5 vont permettre d'appréhender le potentiel prédictif à l'échelle saisonnière et intrasaisonnière des différents descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies définis dans le chapitre suivant.

CHAPITRE 2.

LES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS DE LA SAISON DES PLUIES : DIAGNOSTIC, VARIABILITÉ ET COHÉRENCE SPATIALE DANS LES OBSERVATIONS

La variabilité des caractéristiques intrasaisonniers d'une saison des pluies à l'échelle locale, de même que leur cohérence spatiale sont très peu documentées dans la littérature (Tennant *et al.*, 2002, Usman et Reason, 2004 ; Englehart et Douglas, 2006 ; Camberlin *et al.*, 2009. La plupart des études antérieures relatives à l'Afrique de l'Ouest se sont surtout focalisées sur la variabilité interannuelle ou la prévision saisonnière du cumul pluviométrique à l'échelle régionale (Ward, 1998 ; Fontaine *et al.*, 1999, entre autres). Or, pour les utilisateurs finaux, agriculteurs ou gestionnaires de la ressource en eau, les caractéristiques intrasaisonniers, telles que la phase de démarrage ou de fin de la saison des pluies, l'organisation temporelle des pluies à l'intérieur d'une saison, apparaissent d'un intérêt particulier.

Les objectifs de ce chapitre sont double et consistent à :

- **identifier un certain nombre de descripteurs intrasaisonniers (DIS) d'une saison des pluies puis les caractériser en moyenne et en variabilité interannuelle.** Les descripteurs documenteront ainsi la quantité de pluie saisonnière, mais aussi sa structure en termes de phase de démarrage et fin de saison des pluies, d'occurrence des pluies, d'intensité moyenne des pluies quotidiennes et de durée moyenne des séquences humides/sèches ;
- **quantifier la prévisibilité potentielle des descripteurs intrasaisonniers par l'approche de cohérence spatiale.** Cette approche empirique repose sur l'utilisation de scores statistiques analogues à ceux utilisés pour l'analyse de simulations issus de MCGA tels que le nombre de degré de liberté spatiale (DOF) ou la variance interannuelle des anomalies d'un indice régional standardisé ($\text{var}[\text{SAI}]$) ;

2.1. Sélection et définition des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies

2.1.1. Choix des descripteurs intrasaisonniers

La *qualité* d'une saison des pluies est généralement associée à son cumul pluviométrique saisonnier (S). Cependant, une saison des pluies ne peut se résumer qu'à cette seule information. Moron *et al.* (2006, 2007) suggèrent qu'un cumul saisonnier de pluie, S , pour une année donnée i et une station donnée s , peut se décomposer comme le produit de l'occurrence des jours pluvieux, O , par l'intensité moyenne des pluies quotidiennes, I .

$$S_{i,s} = O_{i,s} \times I_{i,s}$$

où S représente le cumul pluviométrique saisonnier (en mm), O correspond au nombre de jours humides $>$ à 1 mm durant la saison des pluies et I est l'intensité moyenne (en mm) des jours humides. Notons que dans notre étude un jour pluvieux (sec) est défini comme un jour recevant plus (moins) de 1 mm (Diop, 1999). Ce seuil est utilisé pour plusieurs raisons : (i) les quantités de pluies journalières entre 0 et 1 mm ne sont pas rapportées de manière identique à travers les pays et les stations, qu'elles soient synoptiques ou non, et (ii) les pluies journalières inférieures à 1 mm augmentent le bruit entre les stations dans la détermination de certains paramètres comme le démarrage de la saison des pluies (Moron *et al.*, 2007). I est appréhendé comme le ratio S/O . Par conséquent, la mesure de la quantité I peut apparaître comme artificielle contrairement à S ou O qui sont des mesures réelles. En effet, le calcul d'une intensité de pluie à l'échelle journalière est biaisé puisqu'un événement pluvieux ne dure jamais 24 heures. De plus, un jour pluvieux peut en théorie connaître plusieurs épisodes pluvieux.

D'autre part, O peut à son tour se décomposer. En effet, le nombre de jours de pluie correspond au produit de la longueur de la saison des pluies (LSP) et de la probabilité de jours pluvieux au cours de la saison (P). P équivaut au ratio O/LSP .

$$O_{i,s} = LSP_{i,s} \times P_{i,s}$$

où LSP correspond à la longueur de la saison des pluies définie entre la date de démarrage (DSP) et la date de fin (FSP) de la saison des pluies (ces deux paramètres seront définis en détail en section § 2.1.2) :

$$O_{i,s} = (DSP_{i,s} - FSP_{i,s}) + 1 \times P_{i,s}$$

La probabilité des jours pluvieux (P) peut également se concevoir comme le produit du nombre et de la durée de séquences humides ou sèches durant la saison rapporté à la durée de la saison des pluies :

$$P_{i,s} = (DSH_{i,s} \times NSH_{i,s}) / LSP_{i,s}$$

ou

$$P_{i,s} = (1 - (DSS_{i,s} \times NSS_{i,s})) / LSP_{i,s}$$

où *DSH* représente la durée moyenne des séquences humides, *NSH* le nombre de séquences humides. Inversement, *DSS* représente la durée moyenne des séquences sèches et *NSS* le nombre de séquences sèches. Ces deux descripteurs DSS et DSH sont le fruit d'un comptage.

En résumé, huit descripteurs intrasaisonniers (DIS) non exhaustifs de la saison des pluies ont été retenus et seront caractérisés en termes de cohérence spatiale et de variabilité interannuelle. Ces DIS sont :

- ① le cumul saisonnier (S),
- ② l'occurrence des jours humides (O),
- ③ l'intensité moyenne des pluies journalières (I),
- ④ le démarrage de la saison des pluies (DSP),
- ⑤ la fin de la saison des pluies (FSP),
- ⑥ la longueur de la saison des pluies (LSP),
- ⑦ la durée moyenne des séquences humides au cours de la saison des pluies (DSH),
- ⑧ la durée moyenne des séquences sèches au cours de la saison des pluies (DSS).

Par ailleurs, une saison des pluies peut être délimitée par des bornes fixes et par des bornes flexibles. Les DIS seront ainsi analysés à partir de quatre définitions d'une saison des pluies :

- entre mai et octobre (MJJASO) pour une saison fixe ;
- entre le démarrage et la fin de la saison des pluies appréhendés selon trois approches :

- (i) **climatique** : entre la première pluie (> 1 mm) et la dernière pluie de la saison ;
- (ii) **méso-échelle** : entre l'occurrence du premier et du dernier système convectif méso-échelle organisé ;
- (iii) **agronomique** : entre les premières pluies garantissant une disponibilité en eau suffisante pour le développement d'un semis et la dernière pluie utile pour la plante.

La comparaison de plusieurs définitions de la saison des pluies va permettre d'analyser la sensibilité de la cohérence spatiale des deux phases principales de la saison (démarrage et cessation), puis l'influence sur la cohérence spatiale des autres DIS.

2.1.2. Définition du démarrage (DSP) et de la fin (FSP) de la saison des pluies

La date de démarrage de la saison des pluies repose sur des considérations subjectives qui dépendent fortement de l'utilisateur. Dans son acception la plus élémentaire, le démarrage de la saison des pluies intervient lors de la première occurrence de pluie dans la saison. Or, pour le climatologue ou

l'agronome, cette définition apparaît biaisée. En effet, d'un point de vue climatologique ou météorologique, la date de démarrage de la saison des pluies va plutôt correspondre à l'installation de la mousson ouest-africaine sur le domaine et est souvent déterminée à partir de critères aérologiques (vents troposphériques, humidité dans les masses d'air...). Dans ce cas de figure, le système de mousson peut être installé sur l'Afrique de l'Ouest sans nécessairement générer des précipitations localement, c'est-à-dire à l'échelle d'une station ou d'une parcelle agricole d'échelle régionale. À l'inverse, la vision agronomique du démarrage de la saison des pluies considère les échelles fines. La date de DSP est déterminée lorsque les pluies enregistrées localement sont suffisamment abondantes et régulières dans le temps pour faire germer un semis et garantir sa croissance dans les semaines qui suivent.

Depuis les années 1970, les études menées sur le démarrage de la saison des pluies en Afrique de l'Ouest proposent trois grandes approches. Ces approches dépendent fortement des échelles spatiale et temporelle des processus météorologiques considérés (**Fig. 1.9**). Ainsi, le démarrage de la saison des pluies peut être défini :

- ① **du point de vue du climatologue, c'est-à-dire à l'échelle régionale dont l'extension spatiale est de l'ordre de 2 500 à 10 000 km.** Cette définition correspond à la migration saisonnière du système de mousson des latitudes guinéennes ($\sim 5^\circ\text{N}$) vers les latitudes sahéliennes ($\sim 10\text{-}15^\circ\text{N}$). Selon les auteurs, le démarrage de la saison des pluies peut être estimé à partir d'indices zonaux portant soit sur la convection profonde évaluée d'après un seuillage de la radiation infra-rouge sortante (OLR en anglais), (Fontaine *et al.*, 2009) soit sur les précipitations observées (Sultan et Janicot, 2000) ;
- ② **du point de vue de l'hydrologue, c'est-à-dire à l'échelle méso, dont d'extension spatiale est de l'ordre de 10 à 1 000 km. La définition est** fondée sur l'occurrence du premier système convectif organisé générant des pluies sur la bande sahélienne (Balme *et al.*, 2005) ;
- ③ **du point de vue de l'agronome, c'est-à-dire à l'échelle locale, dont l'extension spatiale est comprise entre 1 et 10 km.** La définition du DSP est basée sur les premières pluies utiles enregistrées à l'échelle d'une station ou d'une parcelle.

2.1.2.1. L'approche *locale* ou *agronomique* de la saison des pluies

• Le démarrage de la saison des pluies

Le démarrage *local* ou *agronomique* de la saison des pluies est souvent défini à partir de critères agroclimatologiques basés sur des seuils empiriques de précipitations ou d'évapotranspiration potentielle à l'échelle de la station.

Cette approche permet d'appréhender le stress hydrique des plantes au travers du seuillage des précipitations. Ainsi, ces valeurs seuil garantissent la disponibilité en eau nécessaire à la plante durant la période végétative afin d'éviter le flétrissement des plantes et la perte des récoltes (Walter, 1967 ; Omotosho, 1990, 1992 ; Omotosho *et al.*, 2000). La majorité des études agroclimatologiques (Stern *et al.*,

1982 ; Sivakumar, 1988 ; Dodd et Jolliffe, 1994 ; Omotosho, 1992, 2000 ; Ati *et al.*, 2002) proposent de définir le démarrage de la saison des pluies à partir de **l'occurrence d'une séquence humide de n jours (LSH) recevant une quantité de pluie de x mm (C) sans enregistrer dans une période de k jours qui suivent une séquence sèche de k jours (SS) critique pour la survie des semis.**

La plupart des définitions s'accordent, à quelques nuances près, sur la durée de la séquence humide initiale et le cumul de pluies associé. Ainsi, la LSH varie de un à cinq jours consécutifs et totalise une hauteur de pluie d'au moins 20 à 25 mm. Le seuil de 20 mm de pluies cumulée a été adopté à la suite d'études expérimentales menées par l'ICRISAT (International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics) sur la culture du mil au Niger (Davy *et al.*, 1976 ; Sivakumar, 1992). Cette quantité de précipitations semble correspondre aux besoins minima en eau pour la survie des cultures.

Enfin, le dernier critère associé au contrôle de l'occurrence d'une séquence sèche critique pour le développement de la plante permet de limiter le risque de *faux départ* de la saison des pluies. Un faux départ se caractérise par l'occurrence d'une séquence sèche persistante qui épuise la réserve en eau du sol après une pluie supérieure ou égale à 20 mm. Par conséquent, l'absence de séquence sèche de plus de sept jours au cours d'une période de contrôle de 30 jours permet de s'affranchir du risque de faux départ et d'échec des cultures.

En résumé, le choix des critères pluviométriques se base essentiellement sur des considérations paysannes transmises par les observations des agriculteurs ou bien par la mise en place de protocoles d'enquête rigoureux sur le terrain. Inspiré de la méthode des seuils proposée par Sivakumar (1988), puis validée par une enquête agricole (cf. chapitre 4) sur la culture du mil dans la région de Niamey (2004-2007), les valeurs seuils de la définition du DSP agronomique ont été revisitées. Notre approche, clairement orientée vers les impacts agronomiques, a eu pour leitmotiv d'obtenir la meilleure adéquation possible entre la date de démarrage agronomique et la date de semis observée. Les dates de semis de référence proviennent des enquêtes récentes réalisées sur la zone dite du *degré carré de Niamey*. La taille réduite de l'échantillon de référence (4 années et 10 villages) peut évidemment prêter à discussion. Les détails sur ces jeux de données sont fournis dans le chapitre 4.

En définitive, le DSP local ou agronomique est défini à partir du 1^{er} mai comme le premier jour d'une séquence humide de 4 jours cumulatif au moins 20 mm sans être suivie d'une séquence sèche de plus de 10 jours consécutifs dans les 20 jours qui suivent le démarrage.

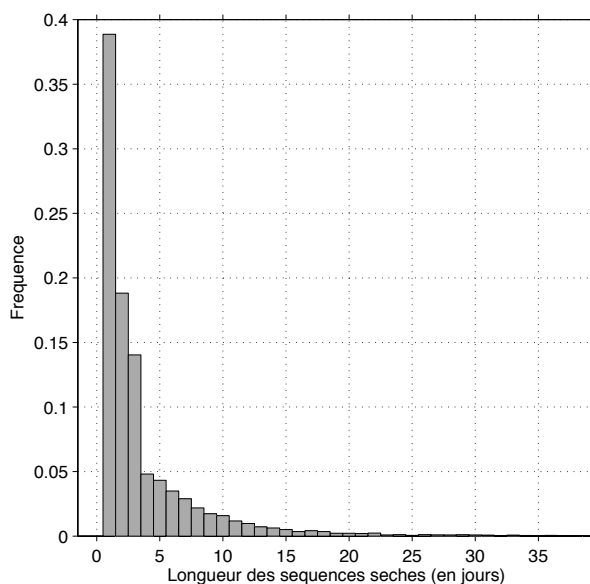


Figure 2.1. Distribution de la longueur des séquences sèches après les faux départs de la saison des pluies et la date de démarrage de la saison des pluies agronomique au cours de la période 1950-2000 pour l'ensemble du réseau de 136 stations.

Théoriquement, l'intégration des pluies sur une période de quatre jours consécutifs permet d'agréger plusieurs événements pluvieux (lignes de grains, par exemple, ou orages isolés). Ainsi une lame d'eau suffisante, d'au moins 20 mm, peut être atteinte pour déclencher le semis et garantir une humidité du sol pour la germination et le démarrage de la saison. La **figure 2.1** présente la distribution de la durée des séquences immédiatement après les *faux et vrais départs* de la saison des pluies. On observe une forte probabilité ($\sim 70\%$) de séquences sèches de courtes durée, généralement inférieures à trois jours. Par ailleurs, les séquences sèches comprises entre 7 et 9 jours inclus sont plus fréquentes après une séquence humide de 20 mm sur 4 jours que celles supérieures à 10 jours (**Fig. 2.1**). Ainsi, un seuil de séquence sèche de 10 jours a été préféré au seuil de 7 jours largement utilisé dans la littérature (Sivakumar, 1988 ; Dodd et Jolliffe, 1994 ; Ati *et al.*, 2002) car ce dernier amène à exclure un trop grand nombre de date de démarrage et/ou des démarrages trop tardifs, vers mi-juillet. La durée des séquences sèches enregistrées immédiatement après le semis réussi montre que le mil tolère des périodes sans pluies proches de 10 jours consécutifs (Chapitre 4, Fig. 4.7).

La période de contrôle, permettant de s'affranchir des *faux départs*, est abaissée à 20 jours dans notre étude, en accord avec la durée moyenne de la phase juvénile du mil. Ce stade phénologique est considéré comme critique en début de cycle pour le développement du mil. Par ailleurs, la sensibilité de la définition à la paramétrisation a été testée pour une séquence humide variant de 2 à 5 jours et des cumuls associés oscillant entre 5 et 20 mm. La meilleure adéquation entre la date de semis et la date de démarrage est obtenue pour des critères de séquences humides de 4 jours et sur 5 jours totalisant au moins 20 mm. En effet, pour ces deux critères, les dates de démarrage et de semis sont concordantes dans 51 % des cas. Bien que la date moyenne de DSP avec un seuil de 5 jours humides consécutifs (13 juin) soit plus proche de la date moyenne de semis (11 juin) qu'avec un seuil de 4 jours humides consécutifs (15 juin), la

variabilité interannuelle (2004-2007) de ce dernier reproduit plus fidèlement celle du semis observé (non montré).

- **La fin de la saison des pluies**

La date de fin de la saison des pluies (FSP) est définie par symétrie à la date de démarrage de la saison des pluies. Cette définition, dépourvue de justification agronomique, permet uniquement une comparaison des éléments caractéristiques que sont les phases DSP et FSP. Ainsi, la date de cessation agronomique de la saison des pluies est déterminée **comme le dernier jour (+ 1) d'une séquence humide de 4 jours consécutifs recevant au moins 20 mm sans être précédée par une séquence sèche de plus de 10 jours consécutifs dans les 20 jours qui précèdent.**

2.1.2.2. L'approche *méso-échelle* de la saison des pluies

Le démarrage méso-échelle, déterminé à partir des travaux de D'Amato (1998) et Balme (2004), se fonde principalement sur les caractéristiques spatiales et temporelles des systèmes convectifs organisés. À l'échelle méso, les structures pluviogènes sont d'ordre transitoire et persistent rarement au-delà de deux jours sur une même zone. Elles se propagent vers l'ouest au cours de la journée. La plupart de ces systèmes s'apparentent à des lignes de grains et offrent ainsi un premier niveau spatial et temporel d'intégration des précipitations.

Le démarrage et la cessation méso-échelle de la saison des pluies à la station n sont déterminés symétriquement à partir du premier et du dernier événement pluvieux organisé, où plus de 80 % des stations dans un rayon de 300 km autour de la station n enregistrent au moins un jour pluvieux > 1 mm sur deux jours consécutifs. Les seuils retenus ne sont pas fixés aléatoirement mais dépendent des caractéristiques physiques et temporelles de systèmes convectifs de méso-échelle de type LDG se développant au Sahel.

2.1.3. Caractéristiques moyennes des DIS

N.B. Pour limiter la redondance des représentations cartographiques, la plupart des résultats seront présentés uniquement pour les DIS définis pour la saison agronomique. Dès lors que l'information contenue dans une autre définition de saison sera jugée complémentaire ou apportera une plus-value à l'interprétation, les résultats seront présentés. Par ailleurs, les cartes des caractéristiques moyennes des DIS pour les autres saisons seront reportés en annexes B.

Les caractéristiques moyennes (1950-2000) et la variabilité interannuelle des DIS sont résumées en **table 2.1** pour les quatre définitions de la saison des pluies. De nombreuses différences sont observées entre les définitions. Elles résident, outre les phases de démarrage et de cessation, dans le cumul saisonnier, l'occurrence des jours pluvieux, la durée de la saison des pluies et la durée moyenne des séquences sèches. En effet, les saisons climatique et fixe (MJJASO), plus longues (165 et 184 jours respectivement), se caractérisent logiquement par une fréquence de jours pluvieux plus élevée (44 et 43 resp.) et des cumuls pluviométriques moyens plus élevés (> 650 mm) par rapport aux autres définitions.

La longueur des saisons méso-échelles et agronomiques varie respectivement entre 95 et 103 jours en moyenne, comptabilisant ainsi moins de 40 jours de pluies (33 et 37 resp.). Néanmoins, l'intensité moyenne des pluies est similaire entre les saisons et varie entre 15 et 17 mm. Les séquences sèches sont en moyenne plus persistantes, entre 4 et 5 jours, pour les saisons MJJASO et climatique. Cette persistance peut s'expliquer par l'intégration d'une fraction de la fin ou du début de la saison sèche dans la saison humide, puisque le démarrage de la saison des pluies est plus précoce dans ces définitions. On note, par exemple, que 45 % des dates de démarrage climatique de la saison interviennent à la fin du printemps boréal (**Table 2.2**). À cette période, les premières pluies intermittentes signent l'instabilité atmosphérique provoquée par la remontée du FIT vers les latitudes sahéliennes (Adefolalu, 1983). Ces premières pluies ont longtemps été associées au démarrage de la saison des pluies. Les travaux de Sultan et Janicot (2003) ont qualifié de « *pré-onset* » ces pluies puisque la convection profonde se localise encore au niveau des latitudes guinéennes et ne marquent pas l'installation pérenne du système de mousson. À l'opposé, la durée moyenne des séquences humides est proche entre les définitions, aux alentours de 1.5 jours, en accord avec la durée de vie des systèmes précipitants au Sahel.

	S (mm)	O (j)	I (mm)	DSP	FSP	LSP (j)	DSS (j)	DSH (j)
MJJASO	659.6 (294)	43.4 (16)	14.8 (3)	-	-	184 (0)	5.3 (3)	1.4 (0)
Climatique	676.9 (308.7)	44.1 (17.2)	15.1 (3.4)	08 mai (26.2)	19 oct. (20.9)	164 (38.2)	4.3 (1.7)	1.4 (0.2)
Méso-échelle	551.7 (269.2)	33.1 (14.4)	16.6 (4.2)	14 juin (24.6)	18 sept. (14.1)	94.6 (29.5)	3.2 (1.3)	1.5 (0.3)
Agronomique	620.9 (302.4)	36.9 (17.1)	17.1 (4.2)	15 juin (27.4)	25 sept. (18.7)	102.9 (38.2)	2.9 (0.9)	1.5 (0.3)

Table 2.1. Caractéristiques moyennes et variabilité (écart-type, σ) des DIS pour la période 1950-2000 et pour chaque définition de saison pluvieuse fixe (MJJASO) et flexible (climatique, méso-échelle et agronomique). Les moyennes sont calculées pour chacune des 136 stations, puis moyennées, et l'écart-type correspond à la moyenne des écart-types annuels.

D'un point de vue spatial, l'organisation moyenne (1950-2000) de la plupart des DIS obéit à une double logique méridienne et zonale (Fig. 2.2) à l'échelle de la bande sahélienne. Les configurations spatiales de S, O, DSP, FSP, DSS et LSP décrivent un net gradient orienté S-N. Les totaux pluviométriques saisonniers moyens affichent une décroissance latitudinale progressive vers le nord (**Fig. 2.2a**). Les précipitations varient ainsi entre 1 200 mm au sud du Burkina Faso ($\sim 12^\circ\text{N}$) à moins de 200 mm vers les marges sahélo-sahariennes ($> 16^\circ\text{N}$). L'occurrence des jours de pluies présente un gradient similaire caractérisé par une diminution de près de 50 % du nombre de jours pluvieux entre le nord de la zone soudanienne (~ 80 jours de pluies/an) et la bordure du Sahara (moins de 20 jours pluvieux/an) (**Fig. 2.2b**). Le démarrage (DSP) et la fin (FSP) de la saison des pluies présentent un double gradient S-N sur la partie centrale et orientale du Sahel, alors que le gradient est plutôt orienté SE-NW sur le Sénégal (**Fig. 2.2d**). Le DSP agronomique s'étale, en moyenne, entre le 11 mai (sud du Burkina-Faso) et le 2 août (NW du Sénégal). À l'inverse, le DSP méso-échelle (**Annexe B**) se caractérise par des dates de démarrage plus précoces dans la saison et s'étend entre le 3 mai et le 21 juillet. La fin (FSP) de la saison des pluies agronomique (méso-échelle) décrit un gradient inverse N-S. En effet, le retrait des pluies s'effectue d'abord dans la partie nord, autour du 21 août (29 août), puis progressivement vers le sud de la

zone soudano-sahélienne autour du 18 octobre (30 septembre) (**Fig. 2.2e**). Indépendamment de la définition, il est intéressant de noter que la phase de retrait est plus concentrée dans le temps (< 2 mois) que la phase de démarrage de la saison des pluies (~ 3 mois) (**Table 2.2**). Ainsi, la FSP définie de manière symétrique par rapport au DSP, souligne la contradiction entre l'installation abrupte de la mousson et son retrait progressif.

Enfin, la climatologie de la durée moyenne des séquences sèches présente un gradient latitudinal marqué par des séquences sèches plus longues en moyenne au nord (> 3.5 jours) qu'au sud (~ 2 jours) (**Fig. 2.2g**). Au final, le gradient latitudinal S-N ou N-S est cohérent avec la structure zonale des précipitations, associée à la progression saisonnière de la ZCIT.

En revanche, la géographie de la DSH moyenne (**Fig. 2.2h**) décrit une nette opposition NW-SE caractérisée par des séquences humides plus longues sur le Sahel occidental (entre 1.5 et 3 jours) que sur le Sahel central et oriental (< 1.5 jours). Les épisodes pluvieux ne persistent que très rarement au-delà de deux jours (~ 1.5 jours en moyenne), excepté en Casamance (sud du Sénégal). Cette singularité est sans doute liée à l'effet orographique du mont Fouta Djalon. En effet, les advections de masses d'air océanique combinées au forçage orographique favorisent le développement de la convection au sud du Sénégal.

	DSP					FSP			
	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Août	Septembre	Octobre	Novembre
Clim.	<u>45 %</u>	32 %	18 %	3 %	-	0.7 %	20 %	<u>56 %</u>	16 %
Hydro.	5 %	20 %	<u>42 %</u>	27 %	2 %	13 %	<u>66 %</u>	19 %	0.3 %
Agro.	-	34 %	<u>36 %</u>	24 %	5 %	9 %	<u>50 %</u>	34 %	2 %

Table 2.2. Répartition mensuelle des dates de démarrage et de retrait de la saison des pluies pour les définitions climatique, méso-échelle et agronomique entre avril et novembre pour l'ensemble des valeurs disponibles sur la période 1950-2000 au sein du réseau des 136 stations. Les valeurs modales des distributions ont été soulignées.

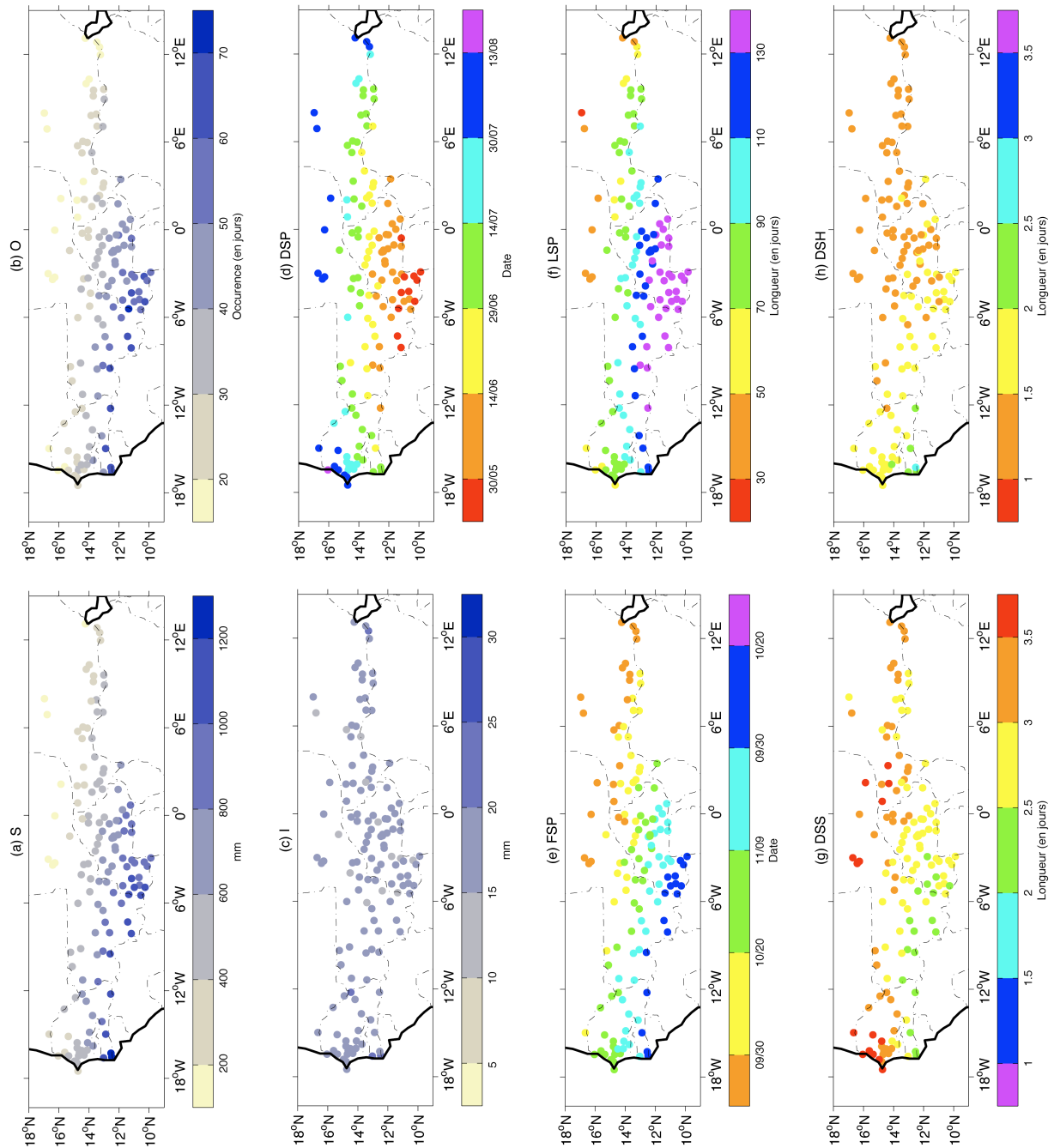


Figure 2.2. Cartes moyennes (1950-2000) des huit descripteurs climatiques intrasaisonniers de la saison des pluies agronomique : **(a)** le cumul saisonnier (S), **(b)** la fréquence des jours de pluies (O), **(c)** l'intensité moyenne des pluies (I), **(d)** le démarrage (DSP) et **(e)** la fin (FSP) de la saison des pluies, **(f)** la longueur de la saison (LSP), **(g)** la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et **(h)** humides (DSH).

En plus de l'organisation spatiale méridienne S-N dominante des DIS au sein de la frange soudano-sahélienne, un gradient secondaire apparaît. Il dépeint une opposition W-E entre la partie occidentale du Sahel (Sénégal) et la partie centrale/orientale du Sahel (Niger). À latitude égale, les précipitations saisonnières sont plus abondantes au Sénégal (~ 1 200 mm) qu'au Niger (~ 600 mm). Par analogie, l'occurrence des jours pluvieux (O) est plus élevée, la durée de la saison (LSP) plus longue, une fin de saison (FSP) plus tardive et les séquences humides y sont plus longues en moyenne. Ce gradient ouest-est depuis les côtes sénégalaises vers l'intérieur du continent s'explique en partie par l'influence maritime pilotée dans le nord-ouest par le courant marin froid des Canaries.

L'intensité moyenne des pluies quotidiennes (I), quant à elle, ne décrit aucune structure spatiale méridienne (**Fig. 2.2c**). L'intensité des pluies doit être distinguée du taux de précipitations, qui dépend largement de la nature des précipitations, c'est-à-dire stratiforme ou convective. Au Sahel, les précipitations proviennent majoritairement de systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) se déplaçant d'est en ouest, partiellement contrôlés par l'échelle supérieure de la ZCIT. À l'intérieur des SCM, les cellules convectives, plus ou moins organisées, aboutissent à des secteurs de pluies intenses plus petits au sein même du SCM et une forte variabilité spatiale aux échelles fines. L'intensité de pluie moyenne quasi instantanée produite par ces cellules convectives est généralement élevée en zone soudano-sahélienne (> 5 mm.h⁻¹). À la fin d'une journée, la somme des pluies dépend fortement de la trajectoire, de la taille et de la stationnarité des SCM.

2.2. Relation entre le cumul saisonnier de précipitations et les DIS

Les résultats précédents ont montré des gradients similaires, principalement méridiens, dans l'organisation spatiale du cumul saisonnier et de certains DIS (O, DSP, FSP, LSP). Compte tenu de ces aspects moyens, la question de la contribution de chaque DIS dans la variance interannuelle du cumul pluviométrique saisonnier mérite d'être approfondie.

	S – O	S – I	S – DSP	S – FSP	S – LSP	S – DSS	S – DSH
MJJASO	0.69	0.61	-	-	-	-0.56	0.43
Climatique	0.70	0.58	-0.17	0.22	0.27	-0.35	0.43
Méso-échelle	0.81	0.39	-0.37	0.50	0.63	-0.19	0.38
Agronomique	0.78	0.41	-0.30	0.42	0.58	-0.19	0.37

Table 2.3. Moyenne des corrélations entre les séries temporelles (1950-2000) du cumul saisonnier (S) et les DIS O, I, DSP, FSP, LSP, DSS, DSH) pour chaque couple de stations et durant la saison fixe MJJASO et les saisons variables climatique, méso-échelle et agronomique.

La **table 2.3** présente la moyenne des corrélations temporelles (**E.2.1**) à l'échelle stationnelle entre le cumul saisonnier et les autres DIS. **Les variations interannuelles du cumul pluviométrique saisonnier (S) apparaissent fortement reliées à l'occurrence des jours pluvieux (O).** Les corrélations positives élevées ($r > 0.7$) entre S et O suggèrent qu'un cumul pluviométrique saisonnier élevé est associé à des jours pluvieux plus nombreux au cours d'une saison. En moyenne spatiale, la variabilité interannuelle

de l'occurrence des jours pluvieux contribue entre 47 % et 77 % de la variance du cumul pluviométrique selon la définition de la saison. Par ailleurs, les corrélations entre S et les autres DIS sont plus faibles ($r < 0.6$) et plus nuancées selon la définition de la saison pluvieuse.

E.2.1. Corrélations linéaires et test de significativité

Le coefficient de corrélation linéaire r de Bravais-Pearson correspond à la statistique la plus utilisée en climatologie pour mesurer l'intensité d'une liaison entre deux caractères quantitatifs (Scenedecor et Cochran, 1956 ; Saporta, 2006). Sa formulation mathématique s'écrit comme suit :

$$r_{(x,y)} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y}$$

où \bar{x} et \bar{y} sont les moyennes arithmétiques des variables x et y et σ_x et σ_y leurs écart-types. Le carré du coefficient de corrélation (r^2), appelé coefficient de détermination, correspond à la variance commune entre les deux variables analysées.

Le coefficient de corrélation partielle indique l'intensité de la relation spécifique (sans redondance, non contenue dans les autres variables) entre Y et X₁, compte tenu des autres variables explicatives présentes (Groupe CHADULE, 1997). Il s'obtient par la formule suivante :

$$r_{yx1.x2} = \frac{r_{yx1} - (r_{yx2} \times r_{x1x2})}{\sqrt{(1 - r_{yx2}^2) \times (1 - r_{x1x2}^2)}}$$

où $y, x1$ sont les deux variables à corrélérer et $x2$ la troisième variable dont on veut éliminer l'influence.

La significativité du coefficient de corrélation r peut être testée selon différents tests statistiques. Seuls les tests qui ont été utilisés dans cette étude sont présentés :

• Les tests unilatéraux et bilatéraux

Ce sont des tests paramétriques, c'est-à-dire qu'ils reposent sur des hypothèses dépendantes de la loi de distribution de la variable considérée :

- **le test unilatéral** (« one-sided » ou « one-tailed ») est utilisé lorsqu'une hypothèse sur le signe de la corrélation est émise *a priori*. Il permet ainsi de rejeter H_0 et accepter H_1 si les valeurs calculées sont strictement supérieures (inférieures) à la valeur théorique de la table de Pearson. Notons que le test unilatéral est plus puissant que le test bilatéral ;
- **le test bilatéral** (« two-sided » ou « two-tailed ») est utilisé lorsque aucune hypothèse *a priori* sur le signe de la corrélation n'est formulée.

• Le test de Monte Carlo

Le test de Monte Carlo (MC) est un test non-paramétrique qui se base principalement sur une technique stochastique d'échantillonnage – ré-échantillonnage de la distribution originelle. Le principe de cette technique consiste à générer par permutation aléatoire un échantillon artificiel X' composé de n itérations (ou simulations) à partir de la population ou de l'échantillon d'origine X . Le contingent de l'échantillon artificiel X' est de taille identique à l'échantillon original X . Par le biais de cette procédure, on recherche ainsi si le résultat est considéré comme non dû au hasard dès lors que 5% des n simulations sont supérieurs au résultat observé.

La significativité du test selon la procédure MC est déterminé sur la base des valeurs prises par la valeur du x^e percentiles de l'échantillon artificiel X' après avoir été ordonné par ordre croissant (par exemple pour un échantillon constitué de 1 000 simulations aléatoires). La valeur du 95^e percentile fixe la valeur de significativité pour un risque d'erreur de 5 %. Cette technique présente deux avantages : le premier est qu'aucune hypothèse n'est faite sur les paramètres de la distribution (cf. test non-paramétrique) et le second est qu'une statistique qui est considérée comme importante par la nature physique du problème peut constituer la base du test aussi longtemps qu'il peut être calculé sur les données.

Afin d'identifier les combinaisons préférentielles de descripteurs intrasaisonniers susceptibles d'expliquer la fraction maximale de variance interannuelle du cumul pluviométrique saisonnier (S) de la saison agronomique, un modèle de régression linéaire multiple *pas à pas* en mode *ascendant* (E.2.2) a été construit.

E.2.2. La Régression Linéaire Multiple (RLM)

La régression linéaire multiple est un modèle statistique qui vise à expliquer les variations d'un phénomène Y en fonction de la variation de plusieurs autres variables X_j, en supposant que la relation est linéaire. Le but d'une RLM est multiple : reconstruction d'une variable, prévision de valeurs futures ou estimation précise des paramètres d'un modèle (Saporta, 2006). Son principe repose sur un ajustement linéaire, le plus souvent basé sur la méthode des moindres carrés ($\sum_{j=1}^n \epsilon_j^2$) qui minimisent la somme des carrés des erreurs. L'équation de régression du phénomène est

la suivante :

$$Y = a_1X_1 + a_2X_2 + a_jX_j + \dots + a_pX_p + b$$

avec

Y', variable à expliquer ou prédicteur reconstruit par l'équation ;

X_j, variables explicatives ou prédicteurs ;

a_p, coefficient directeur associée à

b, ordonnée à l'origine.

Une fois la régression établie, le coefficient de détermination (r²) donne la proportion de la variance expliquée par le modèle. En d'autres termes, la valeur de r² renseigne sur la qualité du modèle de régression.

On distingue généralement deux types de régression linéaire multiple :

- soit on garde toutes les variables afin de comparer leur poids respectif (coefficient de régression),
- soit on recherche une régression optimale, c'est-à-dire la plus explicative possible, en sélectionnant les paramètres significatifs un par un : régression multiple *pas à pas* (« *stepwise* »).

La régression multiple *pas à pas* procède par éliminations successives ou ajouts successifs de variables. Le principe de la RLM en mode *ascendant* (ou « *forward* ») consiste à débiter avec la meilleure régression à une variable, soit à sélectionner le prédicteur le plus corrélé au prédicteur, puis d'introduire tour à tour les autres prédicteurs. À chaque étape, seuls les prédicteurs qui présentent la meilleure corrélation partielle et qui apportent une part significative d'informations sont ajoutés au modèle. La significativité de l'apport d'information par un nouveau prédicteur est testée grâce au test F de Fisher-Snedecor (Groupe CHADULE, 1997).

À l'inverse, la RLM en mode *descendant* (ou « *backward* ») considère tous les prédicteurs dès la première étape. Ensuite, les prédicteurs les moins pertinents en termes de variance expliquée sont éliminés tour à tour. La perte d'information d'une étape à l'autre est également testée par le test F de Fisher-Snedecor.

La validité d'une régression multiple est contrainte en théorie par : (i) l'absence de colinéarité entre les prédicteurs, c'est-à-dire que les variables ne doivent pas être corrélées entre elles. Ainsi, afin d'optimiser le modèle, il est préférable de sélectionner les variables les plus indépendantes possibles, chacune apportant une nouvelle information, différente des autres ; (ii) l'homoscédasticité et la normalité des résidus, c'est-à-dire que les résidus doivent avoir une même variance et être distribués selon une loi normale.

Adapté de Madelin (2005)

	S	O	I	DSP	FSP	LSP	DSS	DSH
S	1	0.78	0.41	-0.30	0.42	0.58	-0.19	0.37
O		1	-0.13	-0.41	0.51	0.72	-0.28	0.45
I			1	0.19	-0.07	-0.04	0.19	0.03
DSP				1	-0.01	-0.62	-0.12	0.14
FSP					1	0.63	0.07	0.05
LSP						1	0.26	0.06
DSH							1	-0.09
DSS								1

Table 2.4. Moyenne spatiale des corrélations entre les séries temporelles (1950-2000) des DIS de la saison agronomique pour chaque stations.

La colinéarité entre les descripteurs intrasaisonniers de la saison agronomique est faible (Table 2.4). Ainsi, un modèle de régression multiple (RLM) est établi individuellement pour chacune des 136 stations (Fig. 2.3a). À l'échelle locale, deux facteurs climatiques contribuent significativement aux fluctuations interannuelles du cumul pluviométrique saisonnier. Il s'agit, par ordre d'importance, de l'occurrence des jours de pluie (O) et de l'intensité moyenne des pluies journalières (I). Ces deux paramètres présentent respectivement les plus forts coefficients de régression pour près de 75 % de stations. Ils expliquent plus de 90 % de la variabilité interannuelle du cumul saisonnier. Ponctuellement (~ 20 % des stations), au moins trois descripteurs intrasaisonniers sont significatifs pour expliquer la variabilité interannuelle de S (Fig. 2.3a).

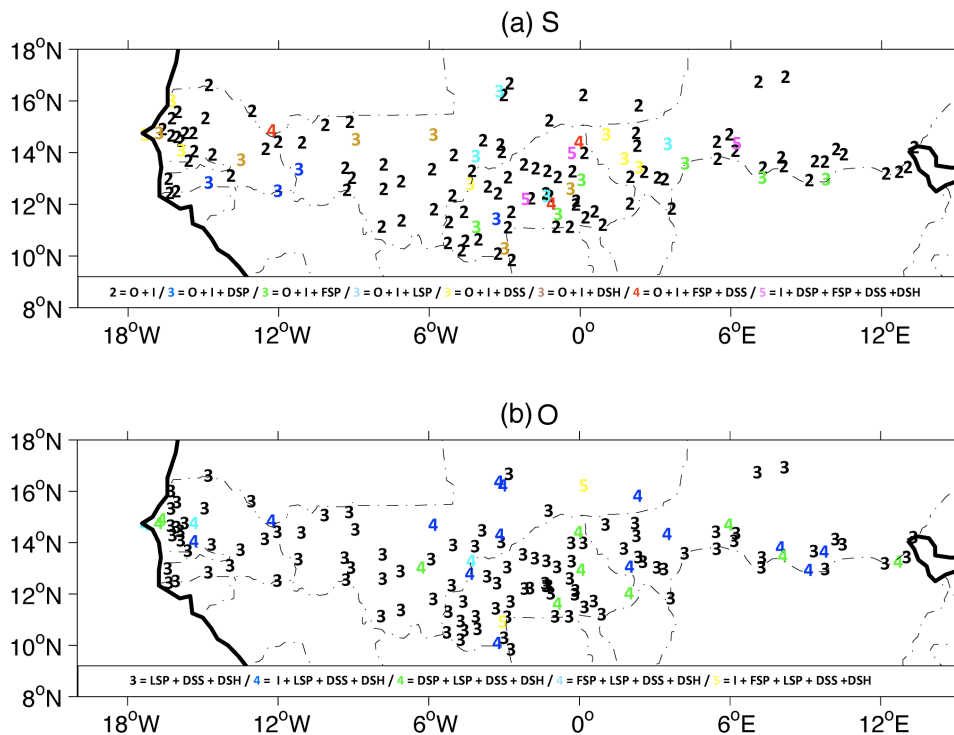


Figure 2.3. Cartographie du nombre de régresseurs significatifs entrant dans le modèle de régression linéaire multiple pas à pas pour expliquer le maximum de variance interannuelle (a) du cumul pluviométrique saisonnier et (b) de l'occurrence des jours pluvieux (> 1 mm) pour la saison agronomique. Pour un nombre identique de régresseurs, les couleurs indiquent un changement du type de régresseur dans le modèle de régression linéaire multiple.

D'autre part, une RLM a été appliquée pour tenter d'expliquer la variabilité de l'occurrence des jours pluvieux, individuellement pour chacune des 136 stations du réseau (Fig. 2.3.b). **Localement, trois facteurs climatiques suffisent à résumer plus de 90 % de la variabilité interannuelle de O : la longueur de la saison des pluies (LSP), la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et des séquences humides (DSH).** Par analogie, ces analyses ont été réalisées pour les autres délimitations de saisons. Les résultats (non montrés) sont sensiblement identiques.

En complément, une régression linéaire multiple a été appliquée à l'échelle régionale sur la base d'un indice synthétique calculé à partir de la moyenne des 136 stations. Le modèle retenu pour expliquer la variabilité du cumul saisonnier de la saison agronomique comprend cinq régresseurs significatifs à 95 % :

$$S_{AGRONOMIQUE} = 0.51 O + 0.25 LSP - 0.24 DSS + 0.21 I + 0.09 DSH$$

En résumé, à l'échelle locale comme à l'échelle régionale, il apparaît que l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm correspond au DIS qui a le plus de poids dans la variabilité interannuelle de S en Afrique soudano-sahélienne. Le démarrage et la fin de saison, indirectement représentés par la longueur de la saison (LSP), apparaissent implicitement comme le second facteur de variabilité de S à l'échelle régionale. Après avoir identifié la contribution des DIS dans la variabilité interannuelle du cumul pluviométrique saisonnier à l'échelle locale et régionale, il apparaît désormais intéressant d'analyser leur modulation à l'échelle interannuelle au sein du réseau de 136 stations.

2.3. Cohérence spatiale des descripteurs intrasaisonniers

Haylock et McBride (2001), puis Moron *et al.* (2006, 2007) proposent une estimation du potentiel de prévisibilité des caractéristiques intrinsèques à la saison des pluies à partir du postulat de cohérence spatiale. Leur approche, théorique, suggère que la prévisibilité potentielle d'une variable climatique sera d'autant plus limitée que sa cohérence spatiale est faible. En d'autres termes, on peut admettre que pour un réseau de stations d'échelle régionale, une variable climatique combine un *signal* quasi uniforme, c'est-à-dire des anomalies de même polarité entre les stations ou point de grille du réseau, et du *bruit* indépendant entre les stations. Le signal est principalement lié à des forçages externes d'échelle planétaire ou régionale, associés par exemple aux TSO, et reproductible par les MCGA. Au contraire, le bruit est associé à des processus purement locaux et *a priori* imprévisible à l'échelle interannuelle. Cette hypothèse, analogue aux ensembles de simulations numériques forcées par des TSO, suppose que les stations constituent les membres d'un ensemble contenant (i) un signal uniforme en termes de variabilité interannuelle et induit par un forçage au moins d'échelle régionale et (ii) du bruit propre à chaque station. Le bruit correspond aux incertitudes liées à la mesure, mais également aux particularités locales de chaque station. Dans le Chapitre 3, la prévisibilité potentielle des DIS sera quantifiée à partir d'un ensemble de simulations numériques de 24 membres fourni par le MCG ECHAM4.5.

- **À partir de l'hypothèse de cohérence spatiale, les descripteurs intrasaisonniers présentent-ils une modulation en phase systématique d'une année sur l'autre au sein de notre réseau de stations ?**

- **La cohérence spatiale des DIS est-elle constante durant la saison des pluies ?**

Deux types de cohérence spatiale sont *a priori* possibles :

① **Une cohérence spatiale instantanée ou de *première espèce*** qui se traduit par une concomitance spatiale instantanée d'un phénomène donné. Elle est généralement liée à l'échelle spatiale des processus pluviogènes en jeu.

② **Une cohérence spatiale de *seconde espèce*** qui reflète le degré de synchronisation des anomalies d'un phénomène à l'échelle interannuelle.

Ainsi, une faible cohérence spatiale de *seconde espèce* peut être assimilée à une faible prévisibilité à partir de forçages régionaux, voire planétaires (TSO par exemple). Néanmoins, la réciproque n'est pas forcément vraie, une forte cohérence spatiale n'implique pas systématiquement une forte prévisibilité. Par exemple, l'Oscillation Nord Atlantique est un phénomène pourvu d'une forte cohérence spatiale en termes d'anomalies pluviométriques sur l'Europe, mais demeure imprévisible à l'échelle saisonnière (Marshall *et al.*, 2001).

Enfin, il est important de souligner que par définition tous les DIS ne sont pas équivalents *a priori* entre eux en termes de cohérence spatiale. En raison du niveau d'agrégation temporelle, DSP et FSP sont comparables entre eux par exemple, puisque dans les deux cas les pluies sont agrégées sur une séquence de courte durée (4 jours). Par contre, ils ne sont pas comparables avec S et O voire I qui résultent d'une agrégation sur une saison (3 à 4 mois). Cependant, S et O sont comparables entre eux mais aussi avec I qui est le fruit d'un rapport entre ces deux informations. Contrairement à DSP et FSP, une partie du bruit liée à l'échelle spatiale et temporelle des événements pluvieux est lissée pour S et O sous l'effet de l'intégration du cumul saisonnier ou du nombre de jours de pluie sur une saison. L'interprétation des résultats sera nuancée entre les DIS.

2.3.1. Méthodes d'estimation des scores de cohérence spatiale d'échelle interannuelle

La cohérence spatiale de *seconde espèce* peut être quantifiée au travers de nombreux scores statistiques (corrélations, EOF, DOF, var[SAI]...). Trois scores sont principalement utilisés dans cette étude :

- **La corrélation (cf. E.2.1.) ;**
- **Le nombre de degrés de liberté spatial (DOF) ;**
- **La variance temporelle de la moyenne des anomalies standardisées (var[SAI]).**

2.3.1.1. Le nombre de degrés de liberté spatial

Le DOF mesure empiriquement l'interdépendance entre les n stations (ou points de grille) d'un même réseau et considère l'estimation du nombre de variables (= stations) indépendantes ou degrés de liberté dans le réseau (Moron, 1994 ; Fraedrich *et al.*, 1995 ; Bretherton *et al.*, 1999 ; Moron *et al.*, 2006,

2007). Le DOF est calculé à partir de la distribution des valeurs propres de la matrice de corrélation des chroniques de la variable k . Fraedrich *et al.*, (1995) proposent une formulation mathématique du calcul du DOF :

$$DOF = \frac{M^2}{\sum_{i=1}^M e_i^2} \quad \text{éq. 2.1}$$

où M représente le nombre de stations ou points de grille et e_i indique les valeurs propres de la matrice de corrélation.

Les valeurs de DOF varient entre 1 et le rang p de la matrice de corrélation (c'est-à-dire la plus petite dimension, ici $p=50$ correspond au nombre d'années -1 à cause de la standardisation). Dans le cas restrictif où $e_i = 1$ pour l'ensemble des stations, alors $DOF = M$ (ou $DOF = N - 1$ si $N < M$), ce qui signifie que chaque station apporte une information indépendante, le signal commun entre les stations est alors proche de 0. D'autre part, si une seule valeur propre prend en compte la totalité de la variance du champ, $DOF = 1$, ce qui signifie que chaque station contient la même information à une constante près, c'est-à-dire la totalité du signal, et que par conséquent le bruit est de 0. Ce score a le désavantage d'être influencé par le rang de la matrice (=min [M.N-1]). Dans notre cas, sa sensibilité au nombre de stations a pu être testée à partir d'une analyse combinatoire dans laquelle toutes les combinaisons possibles de stations sont construites avec $M=2, \dots, 136$. On obtient ensuite une distribution des DOF en fonction de M (cf § 2.3.3.2).

2.3.1.2. La variance temporelle de la moyenne des anomalies standardisées

La variance temporelle de la moyenne des anomalies standardisées est le second score d'estimation de cohérence spatiale retenu dans notre étude. Ce score est fondé sur l'utilisation des chroniques temporelles standardisées des DIS, calculée individuellement pour chaque station comme suit :

$$x'_{ij} = \frac{(x_{ij} - \bar{x}_j)}{\sigma_j} \quad \text{éq. 2.2}$$

où \bar{x}_j correspond à la moyenne temporelle à long terme et σ_j représente l'écart-type interannuel pour la station j . L'indice d'anomalies standardisées (SAI) se définit comme la moyenne des chroniques temporelles standardisées des M stations chaque année (Katz et Glantz, 1986) :

$$SAI_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M x'_{ij} \quad \text{éq. 2.3}$$

L'indice SAI est une estimation empirique du signal commun en phase au sein d'un réseau de stations. Le bruit est défini ici comme l'écart par rapport à la moyenne spatiale. Par ailleurs, la variance interannuelle du SAI – $\text{var}[SAI]$ – mesure la cohérence spatiale d'un champ puisqu'elle dépend de la corrélation interstation (ρ_{ij}).

$$\text{var}(SAI) = \frac{1}{M} + \left(1 - \frac{1}{M}\right) \bar{\rho} \quad \text{éq. 2.4}$$

où $\bar{\rho}$ est la moyenne spatiale des corrélations interstations. Si toutes les corrélations sont égales à 0, alors $\bar{\rho} = 0$ et $\text{var}[SAI] = 1/M$; et si toutes les paires de stations sont parfaitement corrélées, alors $\bar{\rho} = 1$ et $\text{var}[SAI] = 1$.

Notons que DOF et $\text{var}[SAI]$ sont étroitement liés puisqu'ils dépendent de la corrélation entre les stations. Une forte cohérence spatiale est indiquée par un DOF et une $\text{var}[SAI]$ tendant vers 1, alors qu'un DOF tendant vers le rang de la matrice et une $\text{var}(SAI)$ tendant vers zéro indiquent une faible cohérence spatiale. Cependant, dans le cas où les individus se diviseraient en deux groupes de taille égale et en opposition de phase, $\text{DOF} \sim 1$ et $\text{var}[SAI] \sim 0$, (Moron *et al.*, 2007). Ce cas ne correspond toutefois pas aux cas considérés dans ce chapitre.

2.3.2. Résultats

2.3.2.1. Cohérence spatiale de première espèce

La cohérence spatiale instantanée du champ de pluie est appréhendée à partir des probabilités conditionnelles (**E.2.3**), c'est-à-dire la probabilité d'observer une pluie aux autres stations lorsqu'il pleut à la station de référence (0, 0). Les **figures 2.4a-c** présentent respectivement la probabilité conditionnelle d'occurrence de précipitations supérieures à 1 mm, 10 mm et 20 mm mesurée sur deux jours consécutifs entre le 1^{er} mai et le 30 octobre de chaque saison en fonction de la distance entre les stations. De manière générale, les distributions de probabilité de pluie décrivent une allure exponentielle négative. Autrement dit, plus on s'éloigne de la station de référence plus la probabilité de pluies simultanée sur le réseau diminue. On note également que la probabilité de pluie diminue fortement au fur et à mesure que l'on augmente la quantité de pluie. Ce résultat est *a priori* attendu puisqu'il y a plus de jours > 1 mm que de jours > 20 mm. Néanmoins, il est intéressant de noter que la probabilité simultanée de pluie > 20 mm entre plusieurs stations du réseau est modérée (~ 40 %) mais significative dans un rayon inférieur à 100 km. À l'inverse, la probabilité de pluies > 1 mm durant la même séquence de deux jours est significative dans un rayon inférieur à 400 km. Cependant, les plus fortes probabilités moyennes (55 %) sont observées pour des distances inférieures à 100 km. En d'autres termes, on observe une cohérence spatiale instantanée modérée de l'occurrence de pluies > 1 mm dans un rayon de 300-400 km. Cette cohérence plus forte du champ de pluies > 1 mm peut être reliée à des phénomènes pluvieux de méso-échelle de forte extension spatiale de type ligne de grain alors que celle du champ de pluie > 20 mm, limitée dans un rayon de 100 km, dépend plutôt de processus convectifs aléatoires d'échelle fine. Ces résultats sont concomitants avec ceux de Ricciardulli and Sardeshmukh (2002) qui caractérisent les échelles temporelle et spatiale de la convection profonde sous les tropiques. Ils montrent qu'au delà de 250 km la probabilité de pluie devient marginale aux stations éloignées puisque la probabilité de pluie associée à ces stations devient de plus en plus indépendante de la station de référence. L'échelle spatiale de la convection profonde est alors définie comme la distance à laquelle la probabilité conditionnelle chute à $1/e$.

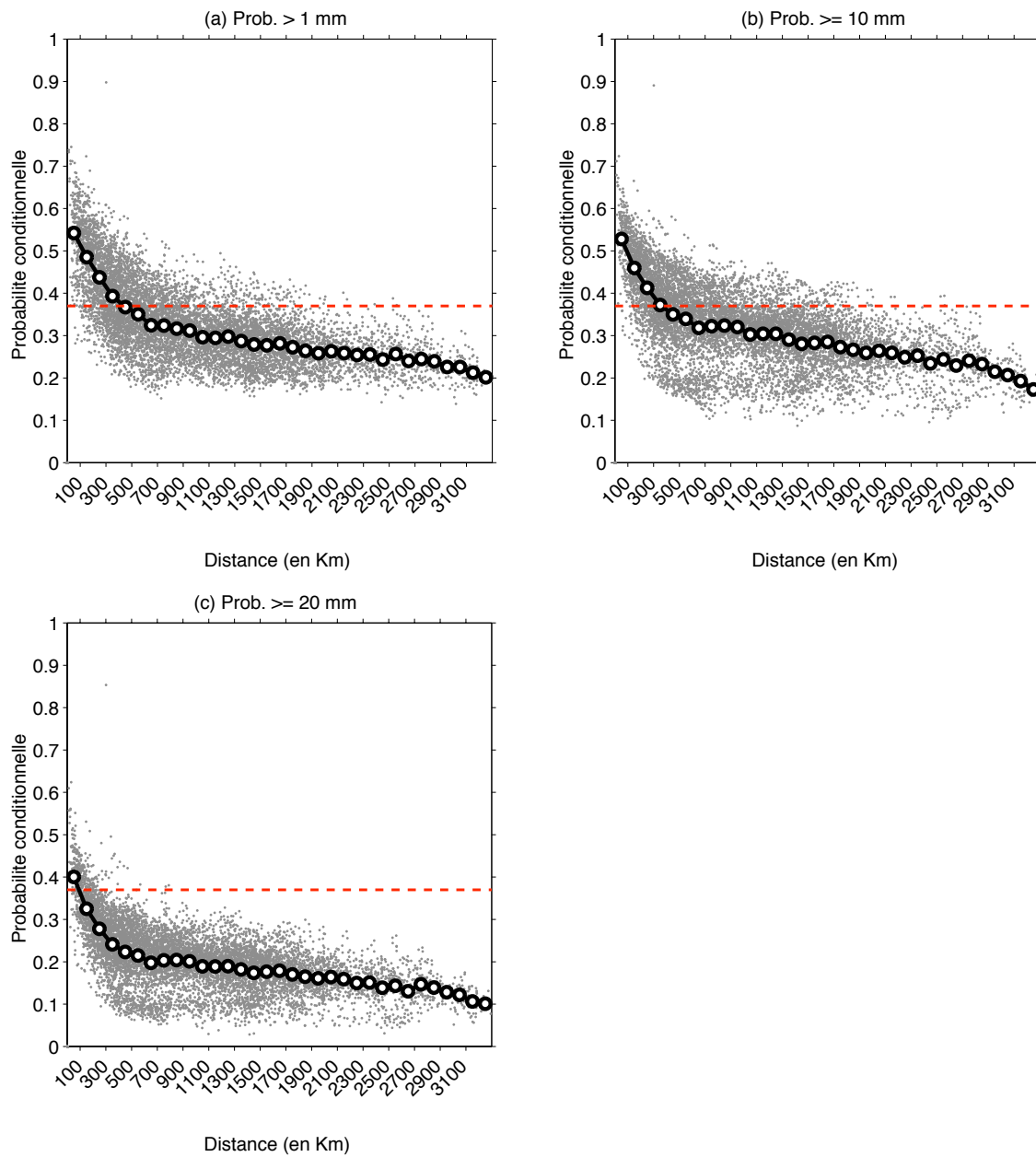


Figure 2.4. Probabilité conditionnelle de pluie supérieure à **(a)** 1 mm, **(b)** 10 mm et **(c)** 20 mm à partir d’une station de référence (0, 0). Les probabilités sont calculées pour toutes les combinaisons de stations (points gris) et les cercles noirs donnent la probabilité moyenne par tranche de 100 km, 1-99 km, 100-199 km... La ligne pointillée indique le seuil de significativité des probabilité $1/e \sim 0.37$.

E.2.3. Probabilités conditionnelles

La probabilité conditionnelle permet de tenir compte dans une estimation d'une information complémentaire. Dans notre étude, les probabilités conditionnelles sont utilisées pour mesurer la cohérence spatiale instantanée du champ de pluie. Autrement dit, quelle va être la probabilité de pluie aux stations voisines $P(A \cap B)$ lorsqu'il pleut à la station de référence, $P(B)$. La probabilité conditionnelle d'un événement A , sachant qu'un autre événement B de probabilité non nulle s'est réalisé (ou probabilité de A , sachant B) s'écrit :

$$P(A | B) = \frac{P(A \cap B)}{P(B)}$$

Les valeurs obtenues varient entre 0 et 1.

2.3.2.2. Cohérence spatiale de *seconde espèce*

Les **figures 2.5 et 2.6** présentent la fonction de distribution des corrélations interannuelles entre tous les couples de stations en fonction de la distance horizontale pour chaque DIS. Les distributions décrivent systématiquement une décroissance exponentielle négative des corrélations avec l'augmentation de la distance. L'échelle spatiale est généralement définie comme la distance de décorrélation, τ_D , pour laquelle la corrélation chute à $1/e$ (Ricciardulli and Sadeshmukh, 2002). On constate des disparités notables entre les DIS et les définitions de la saison pluvieuse. En effet, la cohérence spatiale de S et O est plus élevée ($r > 0.4$) et significative pour les saisons agronomique et méso-échelle. Cette cohérence est toutefois plus prononcée et plus vaste pour la saison méso-échelle puisque S et O présentent de fortes corrélations pour des distances allant jusqu'à 600 km contre seulement 200-300 km pour la saison agronomique. Cette dernière procède au préalable à une intégration des phénomènes météorologiques dans un rayon de 300 km. À l'inverse, I, DSS et DSH présentent une distance de décorrélation inférieure à 100 km ce qui confirme la faible cohérence spatiale de ces DIS. Ces résultats montrent que l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm est plus cohérente que l'intensité moyenne des pluies journalières à l'échelle régionale. Cela peut s'expliquer par le fait qu'un événement pluvieux est de fait plus cohérent si l'on considère son empreinte binaire (1 = jour pluvieux et 0 = jour sec) liée à l'occurrence de la pluie plutôt qu'à son intensité qui est tributaire de la taille des cellules convectives et de leur durée de vie. En effet, la distance de décorrélation entre les stations est de l'ordre d'un facteur 3 entre I (< 100 km) et O (~ 300 km) pour la saison agronomique (**Fig. 2.6b et Fig. 2.6c**, colonne de gauche) et d'un facteur 7 pour la saison méso-échelle (**Fig. 2.6b et Fig. 2.6c**, colonne de droite). La fin et la longueur de la saison des pluies présentent des résultats contrastés entre les saisons agronomiques et méso-échelles. Les descripteurs FSP et LSP méso-échelles (agronomiques) présentent une distance de décorrélation, τ_D , de l'ordre de 500 km (< 50 km). Quant à la distance de décorrélation, τ_D , du DSP méso-échelle elle est de l'ordre de 300 km. Les fortes corrélations (> 0.6) sont au moins en partie un artefact de la paramétrisation de la définition méso-échelle puisqu'elle implique une certaine cohérence de première espèce dans un rayon de 300 km. À l'inverse, la distance τ_D de décorrélation entre les stations du DSP agronomique est nettement inférieure et tombe en dessous de 100 km. Ce résultat suggère que la phase d'une séquence humide de 4 jours cumulant 20 mm, c'est-à-dire associée au DSP et/ou à FSP, n'a pas d'organisation spatiale à l'échelle interannuelle au Sahel.

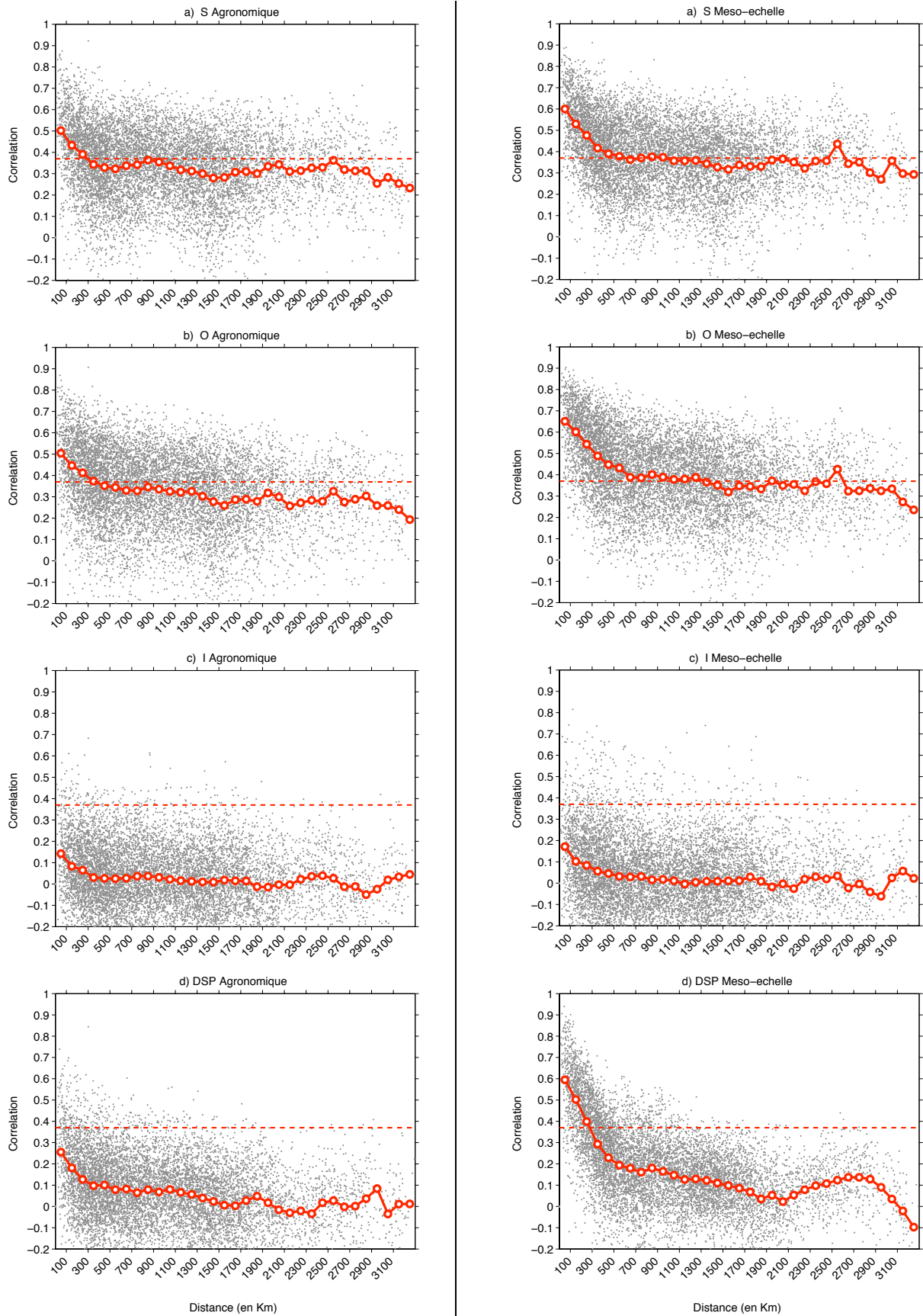


Figure 2.5. Corrélation temporelle (1950-2000) en fonction de la distance en kilomètres **(a)** du cumul saisonnier, **(b)** de l’occurrence des pluies, **(c)** de l’intensité moyenne des pluies journalières et **(d)** du démarrage de la saison des pluies pour les saisons agronomiques (colonne de gauche) et méso-échelles (colonne de droite). Les corrélations sont calculées pour chaque paire de stations (points gris) et les cercles rouges donnent la corrélation moyenne par tranche de 100 km, 1-99 km, 100-199 km, ... La ligne pointillée indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$.

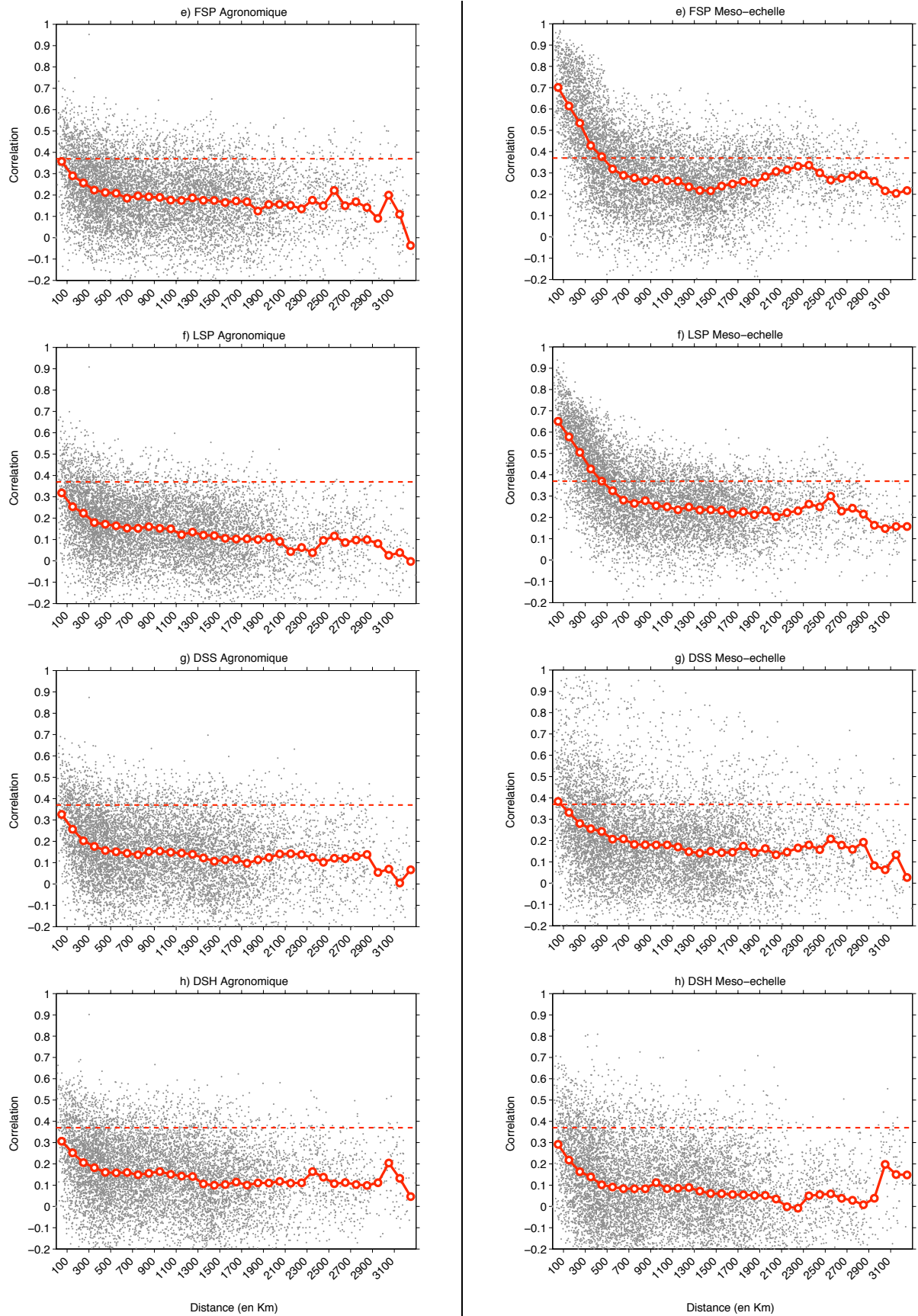


Figure 2.6. Identique à la figure 2.5 pour **(e)** la fin de la saison des pluies, **(f)** la longueur de la saison des pluies, **(g)** la durée moyenne des séquences sèches et **(h)** la durée moyenne des séquences humides.

La **figure 2.7** illustre les séries temporelles (1950-2000) d'anomalies standardisées des DIS, individuellement pour chacune des 136 stations, puis en moyenne régionale (SAI). Cette approche donne une autre approximation de la cohérence spatiale à l'échelle interannuelle du signal climatique commun en phase entre les stations à l'échelle de la bande soudano-sahélienne. L'intensité du signal entre les 136 stations est mesurée par la dispersion entre les séries individuelles d'anomalies standardisées : cette dispersion plus prononcée pour I, DSS et DSH (**Fig. 2.7c, d, g, h**) que pour S, O, FSP et LSP (**Fig. 2.7a, b, e, f**) suggère qu'il y a moins de signal commun. La variabilité interannuelle de l'indice régional (SAI) est plus faible pour I, DSP, LSP, DSH et DSS que pour S, O et FSP. Autrement dit, l'information climatique commune en phase pour S, O, FSP, LSP (I, DSS, DSH) prend en compte une fraction modérée/élevée (faible) de la variance totale à l'échelle d'une station ($\text{var}[\text{SAI}]_{S, O, FSP, LSP} > 0.20$ ($\text{var}[\text{SAI}]_{I, DSP, DSS, DSH} < 0.20$)) (**Fig. 2.8d**). Ainsi, un signal interstation bruité indique que chaque station véhicule une information relativement différente des autres, et par conséquent une faible cohérence spatiale.

Le score de DOF (**Fig. 2.8a**) confirme également ces résultats. En effet, les valeurs de DOF, de S et O (I, DSP, FSP, LSP, DSS, DSH) pour la saison agronomique sont faibles (élevés), respectivement 6.7 et 6.6 (entre 12 et 33). Par conséquent, à l'échelle de la saison agronomique, S et O présentent une forte cohérence spatiale, contrairement aux autres DIS qui décrivent une cohérence spatiale modérée (FSP) à faible (I, DSP, DSS, DSH, LSP). Cependant, tous les descripteurs intrasaisonniers ne sont pas strictement comparables dans la mesure où DSP et FSP caractérisent une phase temporelle précise de la saison (somme de pluie sur 1 à 4 jours selon la définition) déclenchée par un nombre limité d'événements pluvieux. *A contrario*, S et O résultent de l'intégration sur une saison des pluies (3 ou 4 mois) d'une multitude d'événements pluvieux d'échelles spatiales variées. L'occurrence du DSP peut difficilement être vue comme un événement systématique à travers une année, mais plutôt comme le produit complexe de phénomènes pluviométriques multi-échelles.

La cohérence spatiale des anomalies interannuelle des DIS a ensuite été comparée entre les quatre définitions de saison pluvieuse en termes de DOF et de $\text{var}[\text{SAI}]$ (**Fig. 2.8**). Les résultats montrent que :

- **S et O présentent systématiquement une forte cohérence spatiale** sur la période 1950-2000, quelle que soit la définition de la saison des pluies ($\text{DOF} < 6$ et $\text{var}[\text{SAI}] > 0.30$) à l'échelle sahélienne. Ces résultats corroborent ceux de Moron *et al.* (2006, 2007) sur le Sénégal. La cohérence du cumul saisonnier est fortement liée à une modulation systématique dans l'espace de l'occurrence des jours pluvieux. En d'autres termes, l'occurrence des jours pluvieux $> 1\text{mm}$ semble être un paramètre clé de la traduction du signal prévisible.

- **I est systématiquement incohérent à l'échelle soudano-sahélienne** ($\text{DOF} > 20$ et $\text{var}[\text{SAI}] < 0.10$), tout comme le DSP agronomique. Les valeurs de DOF sont proches de celles d'un bruit blanc à l'échelle régionale. Bien que non négligeable dans la variabilité du cumul pluviométrique saisonnier à l'échelle locale, l'intensité des pluies n'est pas modulée de façon systématique à l'échelle régionale. À l'échelle locale, l'intensité des pluies journalière (I) tend à être fortement influencée par des phénomènes convectifs de faible extension spatiale (Houze et Cheng, 1977). Ces événements peuvent influencer le cumul saisonnier (section 2.2) mais demeurent incohérents dans l'espace d'une année à l'autre.

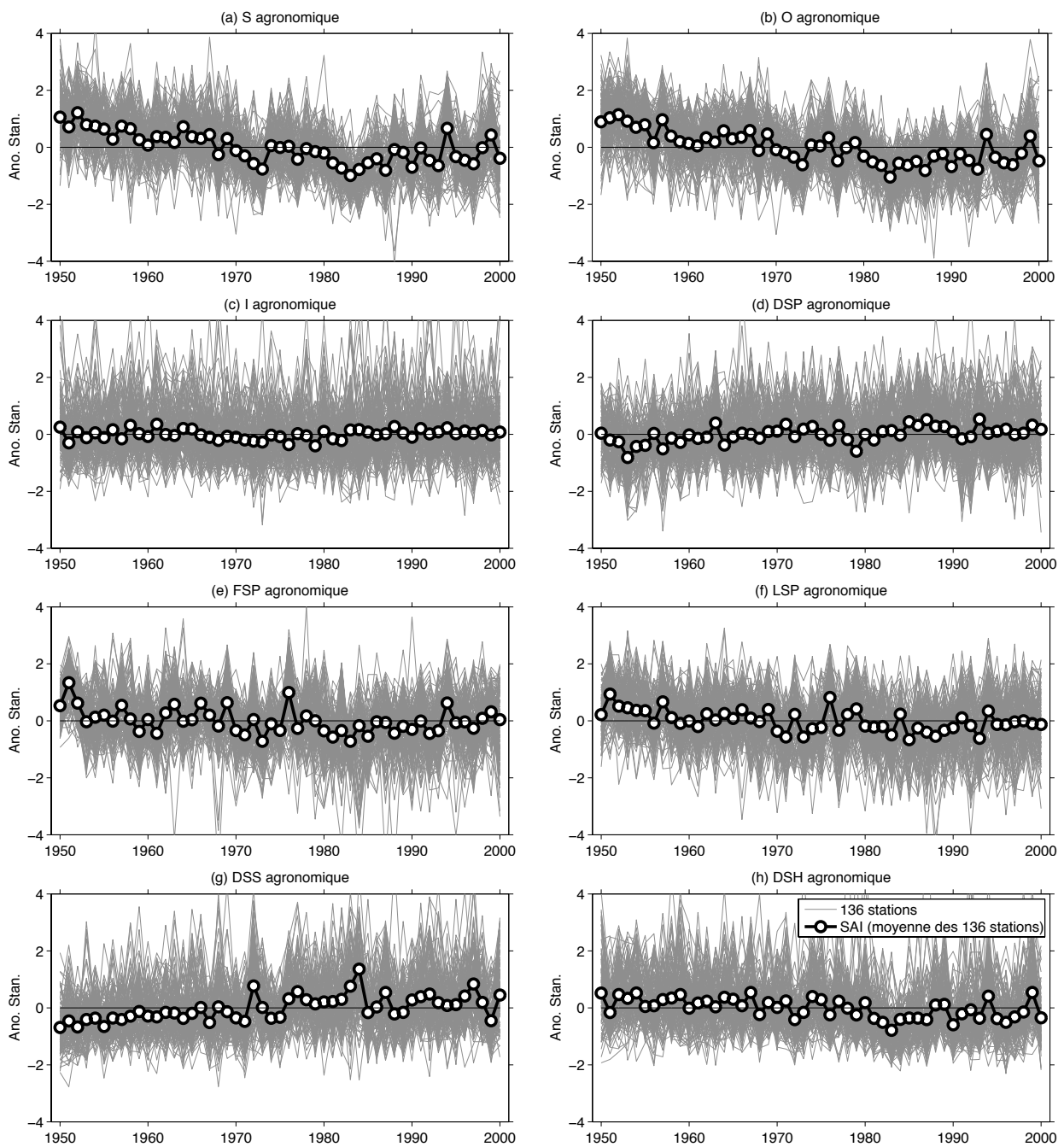


Figure 2.7. Anomalies standardisées (a) du cumul saisonnier (S), (b) de l'occurrence des jours de pluies (O), (c) de l'intensité moyenne des pluies (I), (d) du démarrage de la saison des pluies (DSP), (e) de la cessation de la saison des pluies (FSP), (f) de la durée moyenne des séquences sèches (LSP), (g) de la durée moyenne des séquences sèche (DSS) et (h) de la durée moyenne des séquences humides (DSH) de la saison des pluies agronomiques. Les lignes pointillées indiquent les anomalies standardisées pour chacune des 136 stations et la ligne pleine superposée de ronds noirs représente l'indice régional SAI (= moyenne des 136 stations).

- **FSP, LSP** présentent une cohérence spatiale faible à modérée selon la définition de la saison des pluies. Par exemple, la cohérence spatiale de FSP est plus élevée pour la définition méso-échelle (DOF ~ 6 et $\text{var}[\text{SAI}] \sim 0.35$), contrairement à la définition agronomique (DOF ~ 15 et $\text{var}[\text{SAI}] \sim 0.18$). Cette hausse de cohérence spatiale est, au moins en partie, un artefact de la construction de la définition des

phases de la saison des pluies (DSP et FSP) méso-échelle. En effet, l'intégration des stations dans un rayon de 300 km introduit un premier niveau d'intégration spatiale.

- **DSS et DSH présentent une faible cohérence spatiale quelle que soit la définition de la saison des pluies** ($DOF > 15$ et $var[SAI] < 0.20$).

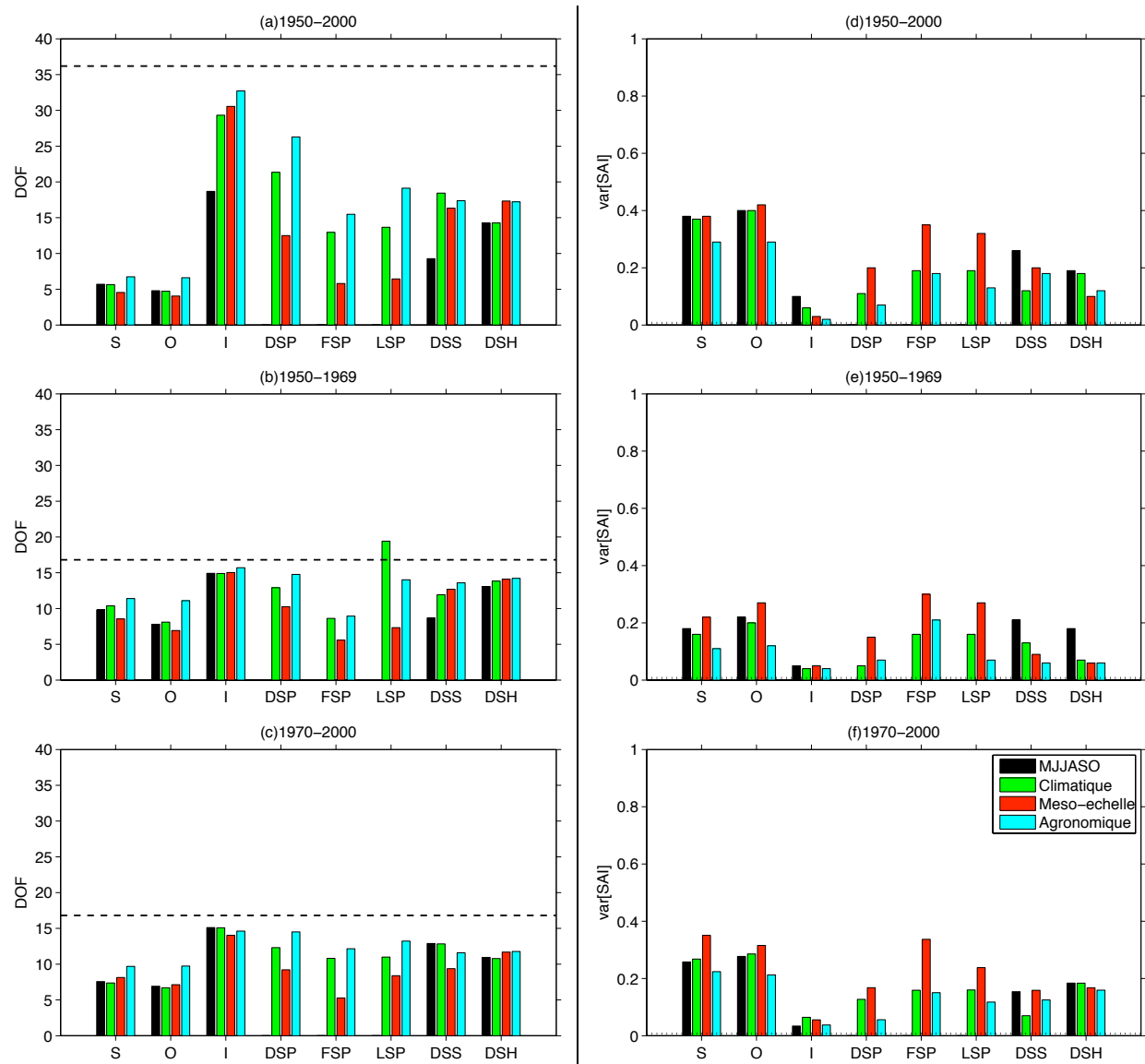


Figure 2.8. Comparaison des scores de degrés de liberté spatiale (DOF) et de variance temporelle des anomalies standardisées ($var[SAI]$) des DIS obtenus selon les différentes définitions de la saison des pluies et pour **(a-d)** l'ensemble de la période 1950-2000, **(b-e)** la période humide (1950-1969) et **(c-f)** la période sèche (1970-2000). Les scores de DOF et $var[SAI]$ sur la période sèche (1970-2000) sont calculés à partir d'un échantillonnage aléatoire (100 simulations) de 20 années afin de permettre une comparaison avec la période humide (1950-1969). La ligne en tiret (Fig. 2.7a à Fig.2.7c) illustre la valeur théorique de DOF pour une matrice de bruit blanc de rang identique aux DIS des différentes périodes (51 x 136 et 20 x 136) et la ligne en pointillé (Fig.2.7d à Fig 2.7f) indique la valeur de $var[SAI]$ correspondant à du bruit (1/136).

- **La cohérence spatiale des anomalies interannuelles de la fin de saison des pluies (FSP) est systématiquement plus élevée que celle des anomalies interannuelles du démarrage de la saison des pluies (DSP).** Ce résultat n'est pas trivial dans la mesure où DSP et FSP sont toujours déterminés de façon symétrique. Une explication possible de la plus forte cohérence spatiale réside probablement dans la modulation temporelle de la cohérence spatiale au cours du cycle saisonnier. La cohérence spatiale du DSP sera, quant à elle, détaillée plus spécifiquement en section 2.4.

En complément, la cohérence spatiale des DIS (**Fig. 2.8b, c, e, f**) a été analysée en discrétisant les périodes d'excédent (1950-1969) et de déficit (1970-2000) pluviométriques au Sahel. Afin de permettre la comparaison des deux échantillons, la période déficitaire plus longue (31 ans) que la période humide (20 ans) a été ré-échantillonnée. Ainsi, une valeur de DOF et de $\text{var}[\text{SAI}]$ est fournie à partir de la moyenne de 1 000 échantillons de 20 années tirés aléatoirement sur la période 1970-2000. Les résultats affichent une cohérence spatiale plus élevée (faible) de S, O, DSS et DSH durant la période sèche (humide). Une explication possible semble résider dans le forçage des anomalies de TSO du bassin pacifique. Janicot *et al.* (1996) ont mis en évidence l'existence de périodes de faibles et de fortes téléconnexions reliant l'ENSO et la variabilité des précipitations estivales au Sahel. Janicot *et al.*, 2001 montrent un renforcement des téléconnexions ENSO-précipitations après 1970. I et DSP sont invariablement incohérents sur les deux sous-périodes humide et sèche. En revanche, FSP est plus cohérente spatialement au cours de la période humide que durant la période sèche.

Ces analyses confirment une cohérence spatiale élevée (faible) de S et O (I, DSS, DSH) quelle que soit la définition de la saison. Pour les phases de démarrage (DSP) et de cessation (FSP) de la saison des pluies, les résultats sont plus nuancés. En effet, l'intégration spatiale (rayon de 300 km) intrinsèque à la construction de la définition méso-échelle de la saison tend à augmenter le signal de cohérence spatiale d'échelle interannuelle.

• Modulation temporelle de la cohérence spatiale au cours de la saison

L'asymétrie entre le démarrage (DSP) et la fin (FSP) de la saison des pluies agronomique soulève la question de la modulation temporelle de la cohérence spatiale au cours de la saison. La **figure 2.9** présente l'évolution saisonnière de la $\text{var}[\text{SAI}]$ et du DOF calculée sur les fenêtres glissantes de 30 jours entre le 1^{er} avril et le 30 novembre. En Afrique soudano-sahélienne, la cohérence spatiale du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm estimée par la $\text{var}[\text{SAI}]$ (DOF) décrit une augmentation (diminution) systématique entre un minimum (maximum) entre avril et juin, au moment de l'installation de la mousson, et un maximum (minimum) entre mi-septembre et mi-octobre, durant la phase de retrait de la mousson. L'augmentation de la cohérence spatiale de S et O, à partir de juillet, coïncide avec l'installation de la saison des pluies sur le Sahel. Philippon (2002) montre, à partir d'une ACP étendue, l'existence d'un mode de variabilité pluviométrique cohérent (1968-1998) à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest en octobre lors du retrait de la ZCIT.

Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer cette hausse progressive de la cohérence spatiale au cours de la saison et qui semble liée à :

① **un renforcement du forçage associé aux anomalies de TSO notamment de l'ENSO.**

Cette hypothèse semble vérifiée dans la mesure où la chronique temporelle (1968-1998) de la CP#2 identifiée par Philippon (2002), concernant le mode de variabilité cohérent pour le mois d'octobre à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, est corrélée positivement et significativement ($r \sim 0.49$) avec l'indice NINO3.4 en octobre au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations).

② **un renforcement du forçage associé aux états de surface continentale** qui implique une homogénéisation progressive des conditions aux limites, au travers de la stabilisation de l'humidité du sol, de l'état de la végétation et de l'installation à large échelle de la dynamique atmosphérique. Douville *et al.* (2007) montrent, à partir des simulations numériques du modèle ARPEGE-Climat couplé au modèle de surface continentale ISBA¹¹, une variation spatiale mais également temporelle de la rétroaction positive entre l'humidité du sol et les précipitations. Ils concluent qu'au Sahel, le recyclage de l'humidité du sol augmente significativement de juillet à septembre, alors qu'inversement les advections d'humidité s'affaiblissent graduellement avec la disparition du contraste thermique surface continentale-océan au cours de la saison des pluies.

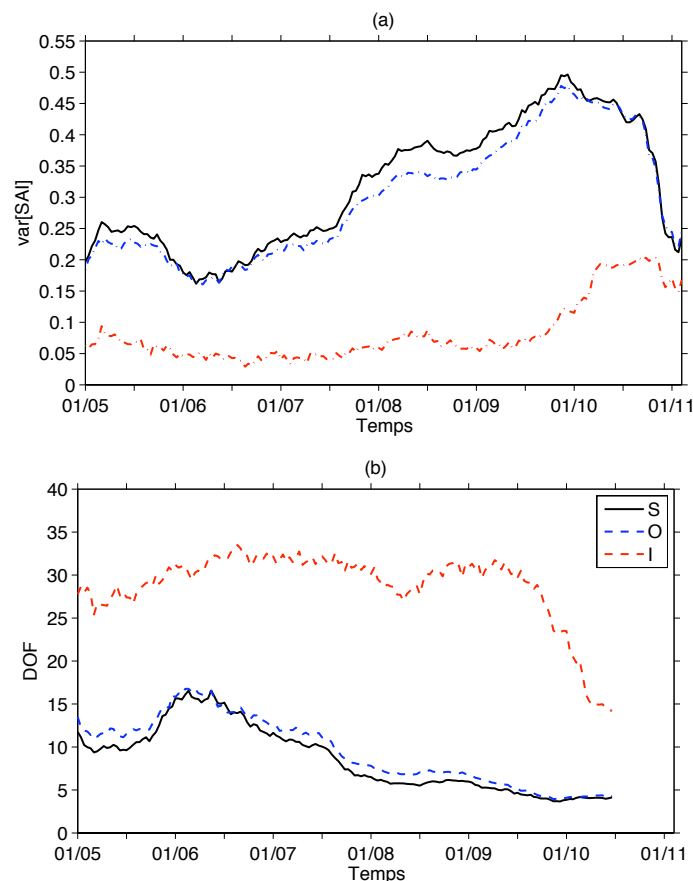


Figure 2.9. Évolution saisonnière de la cohérence spatiale quantifiée à partir de **(a)** la variance des anomalies standardisées (var[SAI]) et **(b)** le degré de liberté spatiale calculé sur des fenêtres glissantes de 30 jours entre le 1^{er} mai et le 1^{er} novembre sur la période 1950-2000. La ligne continue noire renseigne le cumul pluviométrique saisonnier (S), la ligne discontinue bleue documente l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) et la ligne discontinue rouge renseigne l'intensité moyenne des pluies (I).

¹¹ Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère

• Sensibilité de la mesure de la cohérence spatiale de seconde espèce à l'échantillonnage spatial

La **figure 2.10** illustre la sensibilité de la cohérence spatiale au nombre de stations considérées. Ainsi, le DOF est calculé pour toutes les combinaisons possibles entre 2 et 135 stations à partir du réseau de 136 stations. La distribution des DOF associée à S (**Fig. 2.10a**) et O (**Fig. 2.10b**) en fonction du nombre de stations décrit une saturation rapide à partir d'un seuil de 10-15 stations. Les DOF de S et O se stabilisent vers des valeurs proche de 6. En d'autres termes, environ 10 à 15 stations situées aléatoirement sur la bande sahélienne suffisent à résumer de façon correcte la variabilité interannuelle commune à l'ensemble du réseau de 136 stations à l'échelle de la bande sahélienne. Ce résultat confirme la forte cohérence spatiale de S et O.

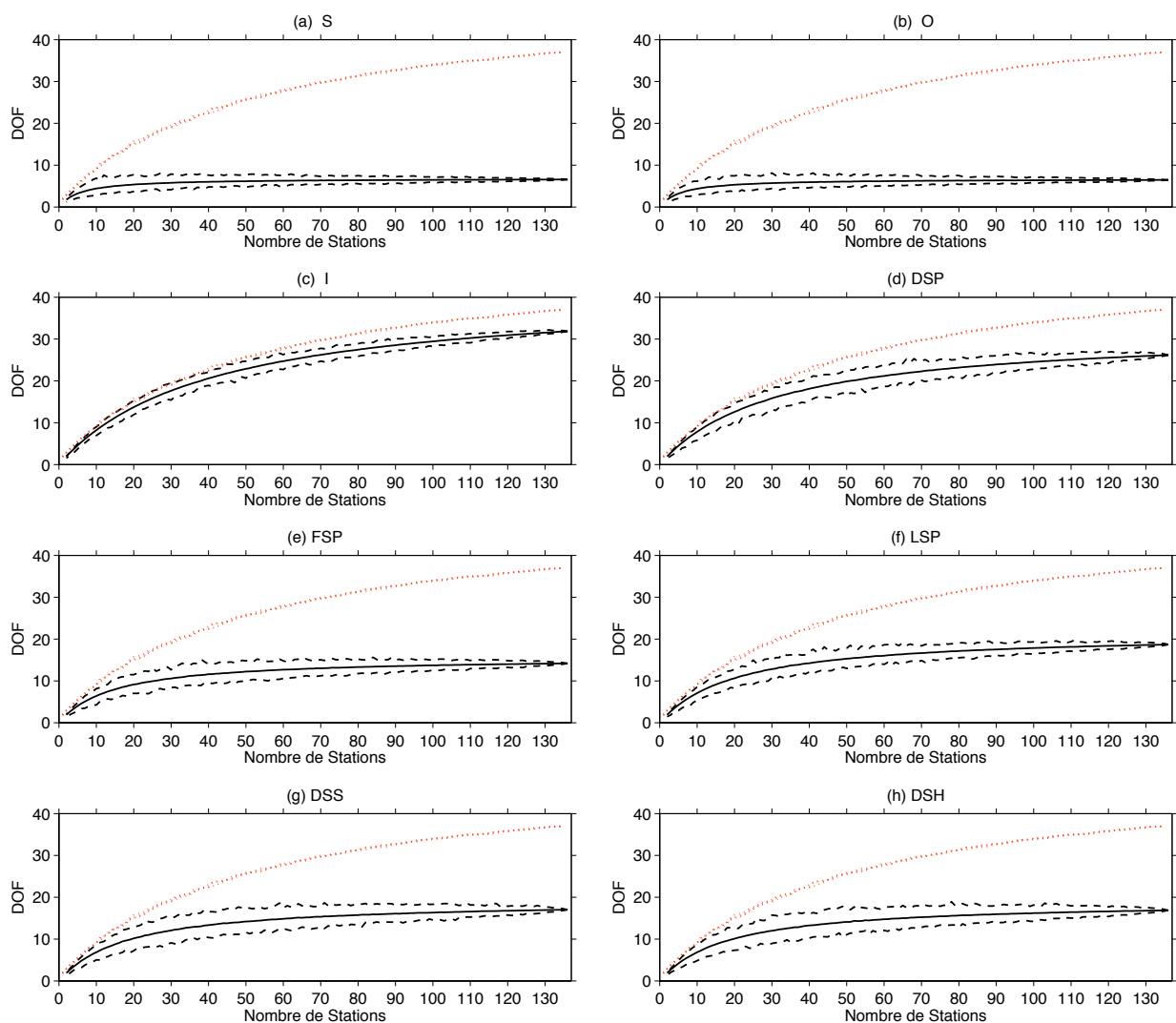


Figure 2.10. Moyenne (ligne noire), minimum et maximum (tiret noir) du nombre de DOF pour l'ensemble des combinaisons de stations (entre 2 et 136) pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier, **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (> 1 mm), **(c)** l'intensité moyenne des pluies, **(d)** le démarrage de la saison des pluies et **(e)** la cessation de la saison des pluies, **(f)** la durée de la saison des pluies, **(g)** la durée moyenne des séquences sèches et **(h)** la durée moyenne des séquences humides. Les pointillés rouges indiquent le seuil de confiance à 90 %, 95 % et 99 % estimé à partir de 1 000 simulations aléatoires de matrice de bruit blanc de taille identique à celle des DIS (51 années x 136 stations).

À l'opposé, la distribution des DOF pour I (**Fig. 2.10c**) et DSP (**Fig. 2.10d**) présente une augmentation croissante mais non-linéaire en fonction du nombre de stations considérées sans vraiment atteindre de seuil de saturation. On note que la distribution des DOF de I et DSP est proche de celle d'un bruit blanc. Les **figures 2.10c** et **figure 2.10d** confirment la faible cohérence spatiale de l'intensité moyenne des pluies et du démarrage de la saison des pluies. Pour les autres DIS (FSP, LSP, DSS, DSH), la saturation du DOF en fonction du nombre de stations est atteinte aux environs de 50 % des stations pour atteindre des valeurs moyennes comprises entre 14 et 20. Par ailleurs, en raison de la finitude des séries, le rang de 50 (51 années -1) ne fournit pas une mesure correcte du DOF maximal qui est d'environ 35 dans notre cas.

• Impact de l'intégration temporelle sur la cohérence spatiale

Les résultats présentés en section 2.3.2.2 ont mis en évidence de fortes inégalités dans la cohérence spatiale des anomalies interannuelles des DIS, marquées notamment par l'incohérence spatiale de l'intensité moyenne des pluies journalières.

La **figure 2.11** présente la fonction de corrélation spatiale pour les quantités de pluies, l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm et l'intensité moyenne des pluies journalières calculées sur des périodes de 2, 5, 10, 20, 30 et 60 jours. La cohérence spatiale des quantités de pluies (**Fig. 2.11a**) et l'occurrence des jours pluvieux (**Fig. 2.11b**) est particulièrement sensible à l'intégration temporelle. On observe une augmentation régulière de la cohérence spatiale de S et O de l'échelle journalière à l'échelle saisonnière au sein du réseau de 136 stations. À l'opposé, l'intégration temporelle a un impact insignifiant sur l'intensité moyenne des pluies journalières (**Fig. 2.11c**) et la cohérence spatiale demeure faible.

L'effet de l'intégration temporelle est cependant nuancé entre S et O. En effet, les corrélations spatiales sont plus élevées pour l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm que pour le cumul saisonnier de précipitation, en particulier sur des périodes d'intégration de courte durée, entre 2 et 10 jours. À l'échelle biquotidienne, la quantité de pluie (**Fig. 2.11a**), correspondant quasiment aux valeurs d'intensité moyenne de pluie journalière (**Fig. 2.11c**), est faible et non significative. Une interprétation possible de ces résultats suggère que l'action des forçages climatiques d'échelle zonale au sein de la saison intervient prioritairement par une modulation systématique de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm, alors que l'intensité moyenne des pluies journalières est largement perçue comme un processus purement aléatoire de l'échelle du cumulonimbus.

Enfin, l'effet de l'intégration temporelle a été évalué au cours de la saison des pluies. La **figure 2.12** illustre l'évolution saisonnière de la cohérence spatiale du cumul saisonnier (S), de l'occurrence des jours pluvieux (O) et de l'intensité moyenne des pluies (I) sur des fenêtres glissantes de 2, 5, 10, 20, 30 et 60 jours. L'intégration temporelle, de l'échelle biquotidienne (~ 2 jours) à saisonnière (~ 60 jours), augmente progressivement la cohérence spatiale de S et O (**Fig. 2.12a** et **Fig. 2.12b**). À l'inverse, la cohérence spatiale de l'intensité moyenne des pluies journalières reste insensible à l'intégration temporelle. En effet, quelle que soit la fenêtre d'intégration temporelle, le signal est très bruité (sur des pas de temps court) et la cohérence spatiale faible tout au long de la saison ($\text{var}[\text{SAI}] < 0.10$).

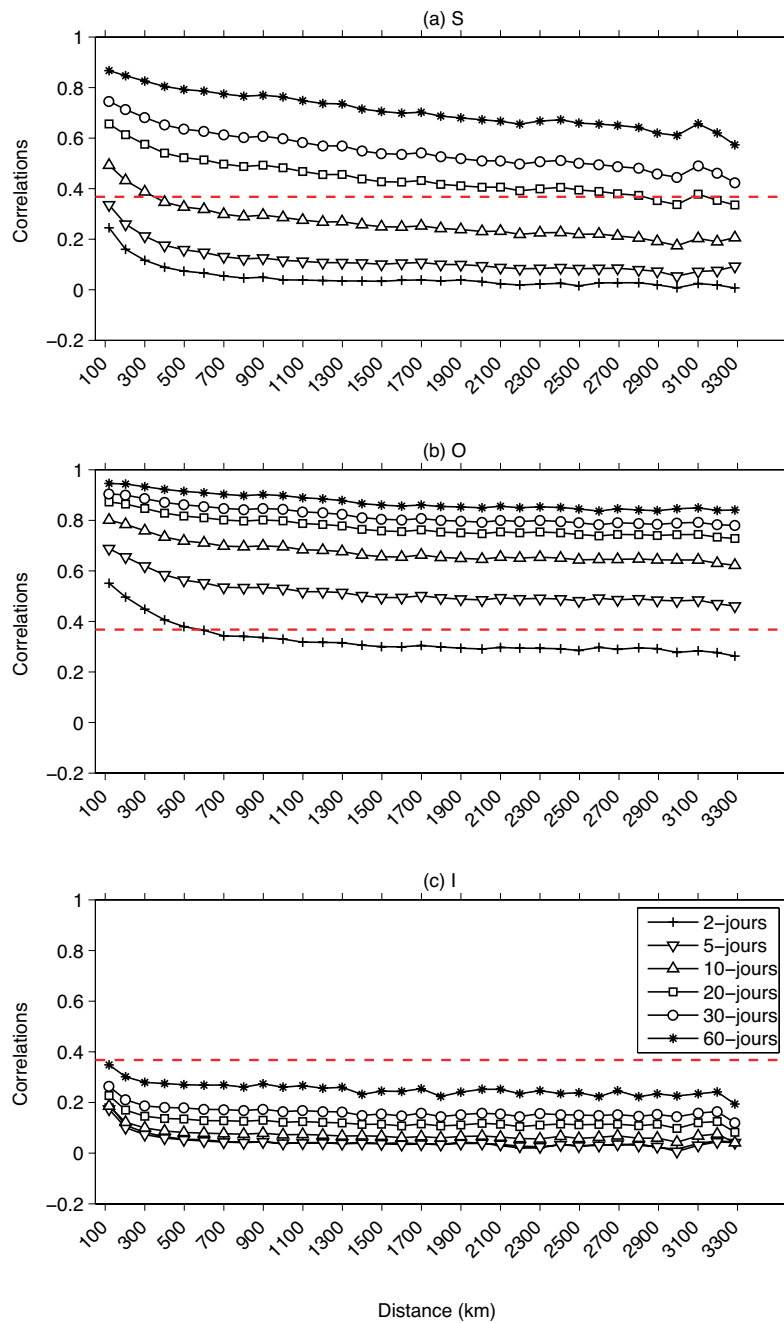


Figure 2.11. Moyenne spatiale des corrélations (1950-2000) entre les 136 stations en fonction de la distance en kilomètres pour **(a)** les quantités de pluies pour chaque couple de stations uniquement les jours où il pleut plus d'1 mm aux deux stations, **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm et **(c)** l'intensité moyenne des pluies journalières intégrées sur des échelles temporelles de 2 jours, 5 jours, 10 jours, 20 jours, 30 jours et 60 jours entre avril et novembre. La ligne pointillée (rouge) indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \approx 0.37$.

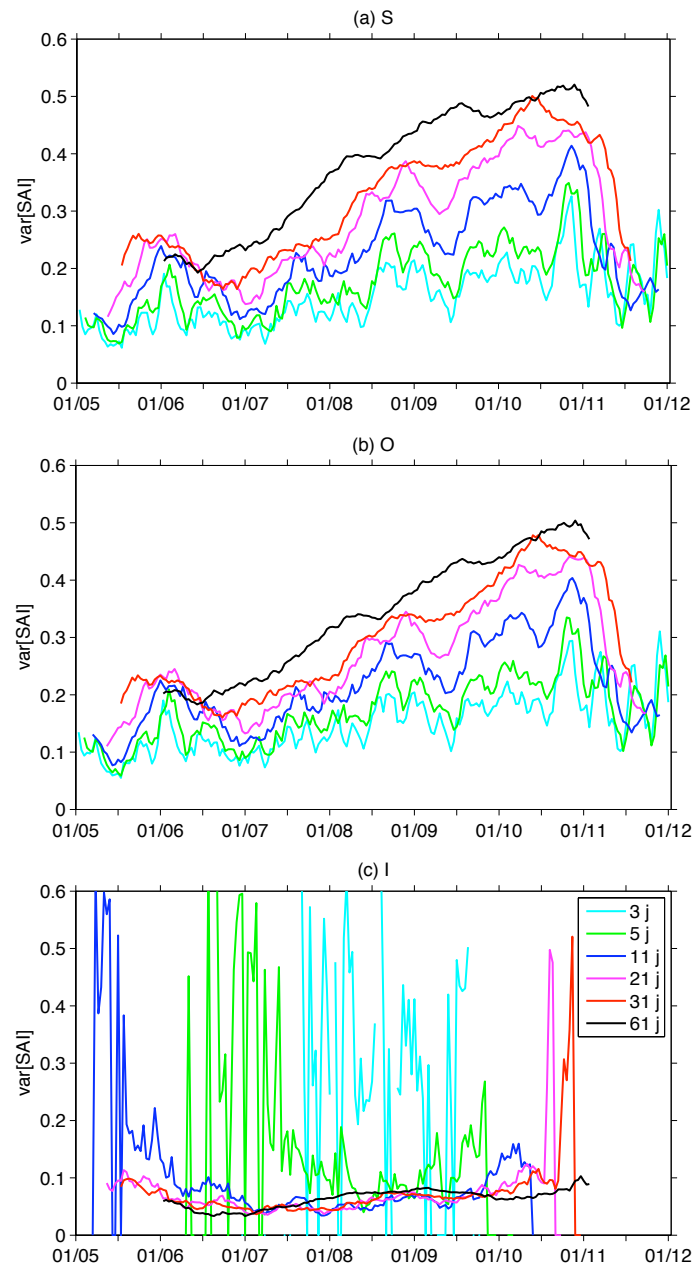


Figure 2.12. Évolution saisonnière de la cohérence spatiale estimée par la variance des anomalies standardisées (var[SAI]) sur des fenêtres glissantes de 3 jours, 5 jours, 11 jours, 21 jours, 31 jours et 61 jours entre le 1^{er} avril et le 30 novembre sur la période 1950-2000 pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l’occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) et **(c)** l’intensité moyenne des pluies (I).

L’opposition entre le début et la fin de saison est sans doute associée aux surfaces continentales. En début de saison, les forçages d’échelle planétaire ne s’exercent pas ou n’engendrent pas de cohérence spatiale des DIS. On peut imaginer par exemple que même si l’advection des masses d’air océanique est dominante sur le continent, la surface continentale très hétérogène après les premières pluies brouille le signal et peut expliquer la faible cohérence spatiale notamment entre juin et juillet (**Fig. 2.12a,b**). Cela renforce l’idée que la faible cohérence spatiale du DSP n’est pas intrinsèque à sa paramétrisation (intégration des cumuls de pluie sur 2 à 10 jours).

2.3.2.3. Mode de variabilité interannuelle et multidécennale des DIS

Les résultats précédents sont complétés par une ACP (**E.2.4**) en mode temporelle (T-ACP) appliquée sur les champs bruts, puis filtrés, des différents DIS. Elle permet ainsi d'identifier des modes de variabilité temporelle cohérents dans l'espace. Notons que seul le premier mode de variabilité (EOF – CP) est présenté.

Le premier mode de variabilité, non filtré, décrit une structure spatiale zonale monopolaire homogène à l'échelle de la bande sahélienne pour la majorité des DIS (**Fig. 2.13**), à l'exception de l'intensité moyenne des pluies. La fraction de variance totale expliquée par le premier mode de variabilité fluctue d'un DIS à l'autre et est en accord avec les résultats obtenus avec les mesures DOF et var[SAI]. Le premier mode de variabilité associé au cumul saisonnier et l'occurrence des pluies exprime près de 38 % de la variance totale. Ce pourcentage s'avère plus modéré pour le premier mode EOF associé à FSP (22 %), LSP (17 %), DSS (19 %) et DSH (19 %). Notons, toutefois, que la zonalité apparente du premier mode de variabilité est en partie un artefact induit par la méthode d'ACP. En effet, cette méthode d'analyse multivariée est très sensible à l'échantillonnage spatial *via* notamment la géométrie du domaine.

Le premier mode de variabilité associé au démarrage de la saison des pluies explique seulement 10 % de la variance totale. Il décrit une structure spatiale plus ou moins cohérente, localisée principalement sur la partie centrale du Sahel. Ce résultat confirme que le signal contenu dans les cumuls de pluies sahéliennes n'est pas associé à une modulation systématique du démarrage agronomique de la saison des pluies. Enfin, le premier mode de variabilité de l'intensité moyenne des pluies (8 % de variance totale expliquée) ne présente aucune structure spatiale cohérente au sein de la bande sahélienne.

Les chroniques temporelles associées aux structures spatiales de S, O, LSP, DSH (DSP, DSS) révèlent une tendance temporelle négative (positive) très nette. Cette évolution temporelle est marquée par une opposition entre une période anormalement humide (1950-1969) et une période anormalement sèche (1970-2000). Ce premier mode semble fortement piloté par une variabilité d'échelle multidécennale (**Fig. 2.13**). Afin de tester cette hypothèse, une ACP a été appliquée sur les chroniques temporelles filtrées à basse fréquence (BF), pour mettre en évidence la variabilité décennale à multidécennale et à haute fréquence (HF) pour isoler la variabilité interannuelle. Un filtre digital de type Butterworth avec une fréquence de coupure de 8 ans (Ward, 1998) a été appliqué sur chaque série temporelle. Les séries temporelles BF (> 8 ans) et HF (< 8 ans) ont été superposées à la chronique non-filtrée (**Fig. 2.13**) ; les structures spatiales associées sont présentées en **Annexe C**.

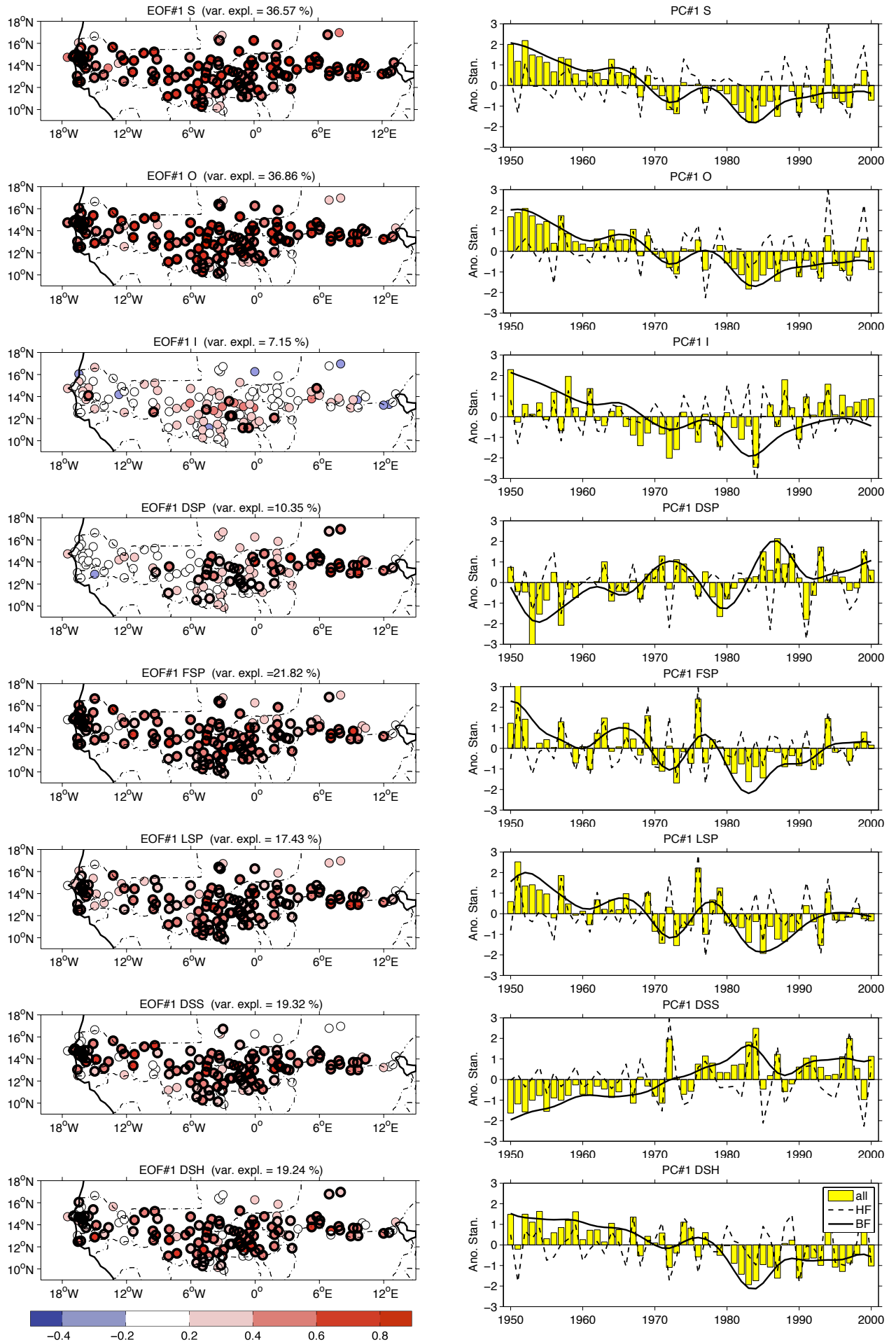
	Variance EOF#1 BF	HF Variance EOF#1 HF	Variance Totale
S	60.9 %	20.9 %	36.5%
O	57.3 %	19.7 %	36.8 %
I	16.1 %	8.3 %	7.1 %
DSP	19.8 %	9.4 %	10.3 %
FSP	33.9 %	17.4 %	21.8 %
LSP	34.1 %	13.6 %	17.4 %
DSS	31.9 %	14.7 %	19.3 %
DSH	35.3 %	15.6 %	19.2 %

Table 2.5. Pourcentage de variance expliquée par la première composante principale filtrée à basse fréquence (BF > 8 ans), à haute fréquence (HF < 8 ans) et non filtrée.

Les résultats précédents ont mis en évidence un mode de variabilité régionale basse fréquence dominant pour la majorité des DIS. Il apparaît nettement plus prononcé pour S et O. Le mode EOF#1 de S, O, I, FSP (DSP), LSP et DSH (DSS) se caractérise par une tendance négative (positive) sur la période 1950-2000. On remarque que le mode EOF#1 en BF associé au cumul saisonnier et à l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm explique plus de 60 % de variance (**Table 2.5**). Pour les autres DIS, le 1^{er} mode EOF en BF contribue à moins de 35 % de la variance. La structure spatiale du premier mode de variabilité basse fréquence de l'ensemble des DIS est proche de celle du premier mode EOF calculé à partir des données non-filtrées (**Annexe C**).

La sous-période anormalement humide, 1950-1969 (anormalement sèche, 1970-2000) se caractérise en termes de DIS par :

- un excédent (déficit) pluviométrique,
- une augmentation (diminution) de la fréquence des pluies,
- une précocité (retard) du démarrage et un retard (précocité) de la fin de la saison des pluies,
- une augmentation (diminution) de la longueur de la saison des pluies,
- une diminution (augmentation) de la durée moyenne des séquences humides et inversement pour les séquences sèches.



← **Figure 2.13.** Structures spatiales de la première composante principale non filtrée pour chaque DIS (**panel de gauche**), et séries temporelles associées (**panel de droite**) de la première composante principale (CP) non filtrée (barres), basse fréquence (> 8 ans, ligne continue) et haute fréquence (< 8 ans, tirets) filtrée selon un filtre digital de type Butterworth. Les cercles en gras indiquent les corrélations significatives selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) au seuil de confiance de 95 %.

E.2.4. L'analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) – ou Empirical Orthogonal Function (EOF) – est une technique statistique d'analyse multidimensionnelle de l'information. Elle a été introduite en météorologie et en climatologie par Lorenz (1956). Le but d'une ACP est de réduire et de hiérarchiser l'information contenue dans un tableau de données de p variables et de n observations par de nouvelles variables synthétiques, **les composantes principales – CP** – (Richman, 1986 ; Bretherton, 1992). Les composantes principales ou axes factoriels correspondent à des combinaisons linéaires orthogonales des variables initiales. Le calcul des composantes principales s'effectue selon plusieurs étapes :

❶ la construction de la **matrice d'inertie (C)**, c'est-à-dire la matrice de relation entre les variables, qui contient les covariances entre les variables lorsqu'un centrage des données initiales est opéré ou bien les corrélations lorsque les données sont standardisées. La matrice de covariance donne plus de poids aux variables où la variance est la plus forte, contrairement à la matrice de corrélation linéaire qui donne un poids équivalent à chaque variable. La somme des valeurs de la diagonale de C, ou trace, est la quantité totale d'informations contenue dans la matrice des données transformées.

$$C = \left(\frac{1}{N-1}\right) \times X \times X'$$

avec X la matrice de covariance ou de corrélation et X' la transposée de la matrice de covariance ou de corrélation.

❷ la recherche des **valeurs propres (λ)** et des **vecteurs propres (v)** se fait à partir de la matrice d'inertie (C) qui possède les propriétés mathématiques suivantes :

$$C \times v = \lambda \times v$$

Les vecteurs propres hiérarchisés définissent la direction des axes factoriels et résument les axes d'allongement de la matrice initiale. Ainsi, on appelle *mode de variabilité* chaque couple vecteur propre / composante principale. La part de variance du champ attachée à chaque mode est donc le rapport entre la valeur propre correspondante et la somme des valeurs propres.

La technique d'ACP existe sous six modes de décomposition différents (Cattell, 1966 ; Richman, 1986), selon la disposition des éléments temps/espace et paramètres désignés comme variables et individus.

Mode de l'ACP	Variables	Individus
T-ACP	Temps	Espace
S-ACP	Espace	Temps
O-ACP	Temps	Paramètres
P-ACP	Paramètres	Temps
Q-ACP	Espace	Paramètres
R-ACP	Paramètres	Espace

2.3.2.4. Interprétation du rapport signal sur bruit

Les scores statistiques de DOF, var[SAI] et EOF#1 ont montré une forte cohérence spatiale du cumul pluviométrique saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) mais une faible cohérence spatiale de l'intensité moyenne des pluies journalières (I), des phases de la saison des pluies

(DSP et FSP) et de l'organisation séquentielle des précipitations (DSS et DSH). Ces résultats supposent dans le premier cas, l'existence d'un signal régional commun à l'ensemble du réseau de stations, lié à un forçage externe d'échelle planétaire et régionale et dans le second cas, la présence d'une superposition d'au moins deux signaux distincts d'échelle planétaire. Afin de tester ces hypothèses, nous nous inspirerons de l'approche développée dans Camberlin *et al.* (2009) basée sur l'utilisation d'un modèle statistique simplifié. Dans ce modèle, la variabilité interannuelle des anomalies climatiques peut être décomposée en un signal spatialement uniforme, relié à un forçage d'échelle planétaire, et du bruit spatialement indépendant entre les stations, résultant des processus pluviogènes d'échelle locale et/ou de l'échantillonnage statistique. Ainsi, deux ensembles synthétiques de données contenant le même nombre d'années (51) et le même nombre de stations (136) ont été construits. Dans le premier cas, un signal régional uniforme est ajouté à du bruit blanc, de telle sorte que le signal théorique représente le même pourcentage de variance que dans les observations de chaque DIS. Au préalable, une analyse de variance (ANOVA) est appliquée pour chaque DIS dans le but de déterminer la proportion de variance interannuelle commune entre les 136 stations. Les pourcentages de variances sont respectivement de 29 %, 30 %, 2 %, 7 %, 18 %, 13 %, 18 % et 11 %, pour S, O, I, DSP, FSP, LSP, DSS et DSH. Dans le second cas, deux signaux indépendants sont créés sur la base de ces scores de variances et ajoutés à du bruit blanc. Pour chaque ensemble de données observées et synthétiques, les corrélations temporelles interstations sont comparées et présentées pour chaque DIS selon une fonction de distribution cumulée (**Fig. 2.14**). On constate que la structure de la distribution des corrélations observées de S et O est proche de celle associée à un signal climatique uniforme d'échelle régionale plutôt qu'à deux signaux climatiques distincts. Même si cela est moins net, la structure des distributions de corrélations pour FSP et DSS est également plus proche d'un signal climatique uniforme. À l'inverse, les distributions de corrélations pour un signal aléatoire uniforme et pour deux signaux indépendants se confondent entre elles puis avec celles des observations pour I, DSP, LSP et DSH. Cela s'explique probablement par la faible cohérence spatiale de ces descripteurs en lien avec une multiplicité de forçages océaniques d'échelle planétaire ou régionale. Par exemple, on peut supposer qu'un groupe de stations va répondre plus fortement à un signal Atlantique, un autre plutôt à l'ENSO, etc... Pour ces quatre DIS, les corrélations observées et synthétiques sont majoritairement faibles et comprises entre -0.2 et 0.2. La faible fraction de variance partagée entre les stations (< 10 %) est en partie responsable de ces structures bruitées largement conditionnées par l'échantillonnage spatial. En effet, ces DIS sont fortement dépendant des caractéristiques spatiales et temporelles aléatoires des phénomènes pluvieux sahéliens. En résumé, la forte cohérence spatiale de S et O et dans une moindre mesure celle de FSP et DSS semblent reliées à un forçage climatique uniforme d'échelle régionale au Sahel de type ENSO par exemple.

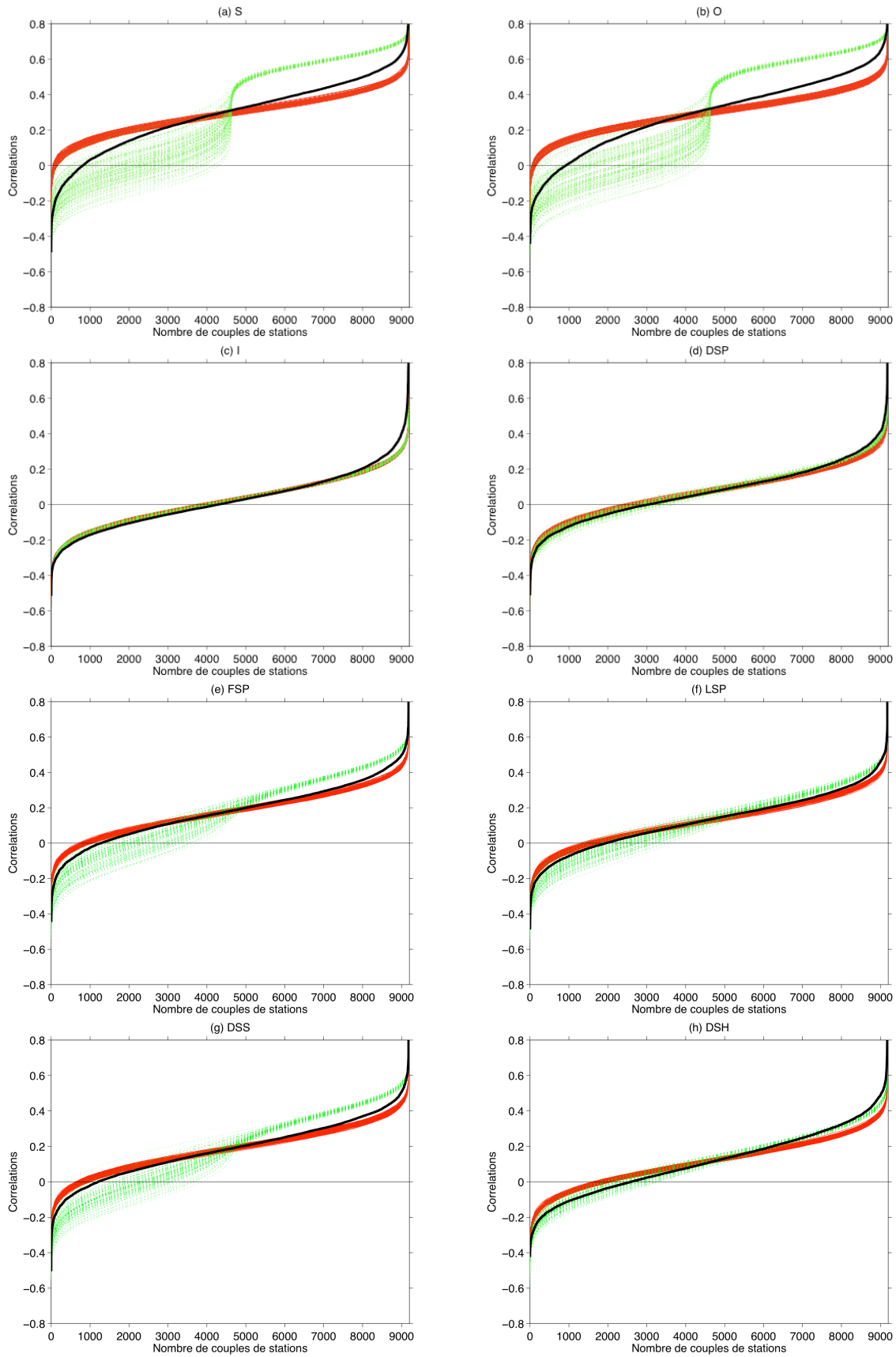


Figure 2.14. Distribution cumulée des corrélations temporelles (1950-2000) entre tous les couples de stations possibles pour **(a)** le cumul saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), **(c)** l'intensité moyenne des pluies journalières et **(d)** le démarrage agronomique de la saison des pluies (DSP). La *courbe noire* indique la fonction de distribution des corrélations observées, la *courbe rouge* représente la distribution des corrélations pour un ensemble de données aléatoires comprenant un seul signal climatique d'échelle régionale, la *courbe verte* présente la fonction de corrélation pour un ensemble de données aléatoires comprenant deux signaux indépendants d'échelle régionale.

2.4. Étude de cas : cohérence spatiale du démarrage de la saison des pluies

2.4.1. Cohérence spatiale de première espèce

La **figure 2.15** illustre la structure spatiale relative du champ de pluies autour du DSP agronomique et méso-échelle. Pour chaque station et chaque année, la fréquence d'occurrence des jours pluvieux > 1 mm sur deux jours avant (**Fig. 2.15a et 2.15d**) et après (**Fig. 2.15b et 2.15e**) la date de DSP a été calculée sur l'ensemble du champ de pluie. Cette quantité a ensuite été représentée sur un plan polaire où chaque station est relocalisée par rapport à la station de référence aux coordonnées (0, 0). Les **figures 2.15a et 2.15d** représentent la probabilité de pluies avant le DSP. Elles sont caractérisées par un gradient S-N similaire à la climatologie moyenne de ce domaine. Après le démarrage de la saison des pluies agronomique ou méso-échelle cette géographie est légèrement modifiée (**Fig. 2.15b et 2.15e**). La structure spatiale de la fréquence d'occurrence présente alors une forme étirée W-SW/E-NE autour de la station de référence par rapport à deux jours avant le DSP. Il n'y a ni augmentation zonale des pluies, conforme à un hypothétique saut méridien d'ensemble de la ZCIT, ni propagation d'une anomalie positive depuis l'est entre la période -2 jours et la période (0) qui serait conforme avec le déplacement d'une ligne de grains.

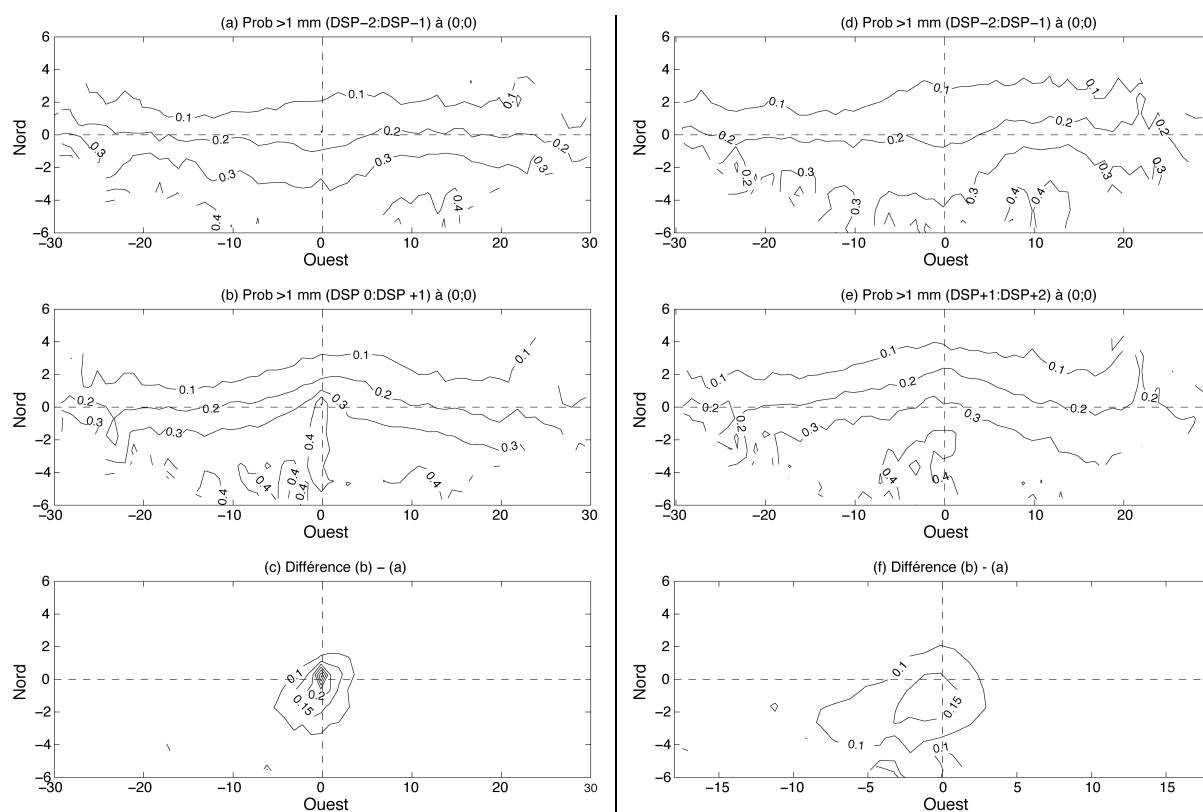


Figure 2.15. Fréquence d'occurrence moyenne des pluies journalières > 1 mm cumulées sur **(a, d)** 2 jours avant et **(b, e)** 2 jours après le démarrage agronomique (panel de gauche) et méso-échelle (panel de droite) de la saison des pluies et **(c, f)** différence $(b) - (a)$ et $(e) - (d)$. Tous les champs ont été reportés selon une position relative considérant chaque station comme une station de référence aux coordonnées (0, 0).

Par conséquent, les **figures 2.15c et 2.15f**, illustrant la différence des structures spatiales avant et après le DSP, suggèrent que le DSP agronomique ou méso-échelle semble être difficilement relié systématiquement à des signaux d'échelle régionale et/ou méso-échelle. Ainsi, on peut supposer que le démarrage agronomique peut être associé indifféremment à des structures pluvieuses de petite ou de relativement grande taille, isolées ou propagatives.

Par ailleurs, l'allongement de la longueur de la période moyennée avant et après le DSP agronomique ou méso-échelle de 5, 10, 15, 20 et 30 jours est associé à une structure est-ouest évasée de l'augmentation de la fréquence d'occurrence des pluies (non montré). Par conséquent, l'intégration temporelle sur la saison de la fréquence d'occurrence des pluies fait apparaître une structure identifiant clairement la ZCIT.

2.4.2. Cohérence spatiale de *seconde espèce*

À l'échelle **agronomique**, la variabilité interannuelle des anomalies standardisées de la date de DSP présente une forte dispersion entre les 136 stations (**Fig. 2.7d**). De plus, la valeur de DOF (1950-2000) du DSP est élevée (~ 26.2), indiquant une faible cohérence à l'échelle régionale. Le score de $\text{var}[\text{SAI}]$ proche de 0 (~ 0.07) est également très faible. Ainsi, le signal du DSP agronomique est caractérisé par un bruit interstation élevé, et, par conséquent, peu prévisible à partir des prédicteurs d'échelle planétaire (ENSO par exemple) au pas de temps interannuel (Moron *et al.*, 2006, 2007). La faible cohérence spatiale du DSP se retrouve durant les deux sous-périodes humide (1950-1969) et sèche (1970-2000), où les valeurs de DOF ($\text{var}[\text{SAI}]$) sont respectivement de 14.7 (0.07) et 20.1 (0.05) (**Fig. 2.8**). En effet, le DSP agronomique est très bruité à l'échelle interannuelle puisqu'il se concentre sur une quantité dans un espace où les pluies > 20 mm n'ont pas d'organisation spatiale et en moyenne pas d'échelle spatiale définie (de l'orage convectif aux LDGs).

La détermination du DSP agronomique repose exclusivement sur des critères subjectifs ; dès lors, on peut s'interroger quant à l'influence de la paramétrisation sur la modulation de la cohérence spatiale du DSP local. Ainsi, la sensibilité de la cohérence spatiale du DSP local à la paramétrisation de la définition a été testée. Les scores de DOF et $\text{var}[\text{SAI}]$ ont été recalculés en modifiant :

- ① la longueur de la séquence humide initiale (**LSH**), où **LSH** varie de 2 à 10 jours par incrément de un jour ;
- ② la quantité de pluie cumulée durant la séquence humide initiale (**C = 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 mm**), tandis que les critères de détection des faux départs, c'est-à-dire la séquence sèche inférieure à 10 jours dans les 20 jours qui suivent, restent inchangés.

Notons que les valeurs manquantes ont été remplacées par la date de démarrage la plus tardive de la période propre à chaque station. Cette procédure augmente légèrement la cohérence spatiale sur la bordure septentrionale et n'affecte en aucun cas la variabilité interannuelle.

La variabilité interannuelle et la climatologie sont peu sensibles aux paramètres LSH et C puisque près de 95 % des corrélations locales entre deux paramétrisations du DSP sont positives et significatives selon un test de Monte Carlo au seuil de confiance de 95 % (**Fig. 2.16c**). On note que les corrélations entre les DSP déterminés à partir de cumuls de pluies faibles à modérés (1 à 20 mm), intégrés sur plusieurs

jours et les DSP déterminés à partir de forts cumuls de pluies (> 35 mm) sont faibles ($r < 0.4$). D'autre part, 35 % (respectivement 70 %) des biais moyens d'échelle locale entre deux dates de démarrage sont inférieurs à 5 jours (10 jours) en valeur absolue (**Fig. 2.16d**).

De même, les valeurs de DOF et de $\text{var}[\text{SAI}]$ sont relativement stables au regard des 81 estimations (**Fig. 2.16a**). En effet, le DOF varie entre ~ 23 et ~ 29 , et les valeurs de $\text{var}[\text{SAI}]$ entre 0.02 et 0.09. **En d'autres termes, l'augmentation de la durée et/ou du cumul de la séquence humide initiale qui, théoriquement, permet de considérer plusieurs événements pluvieux, n'a que très peu d'influence sur la cohérence spatiale du DSP à l'échelle agronomique.**

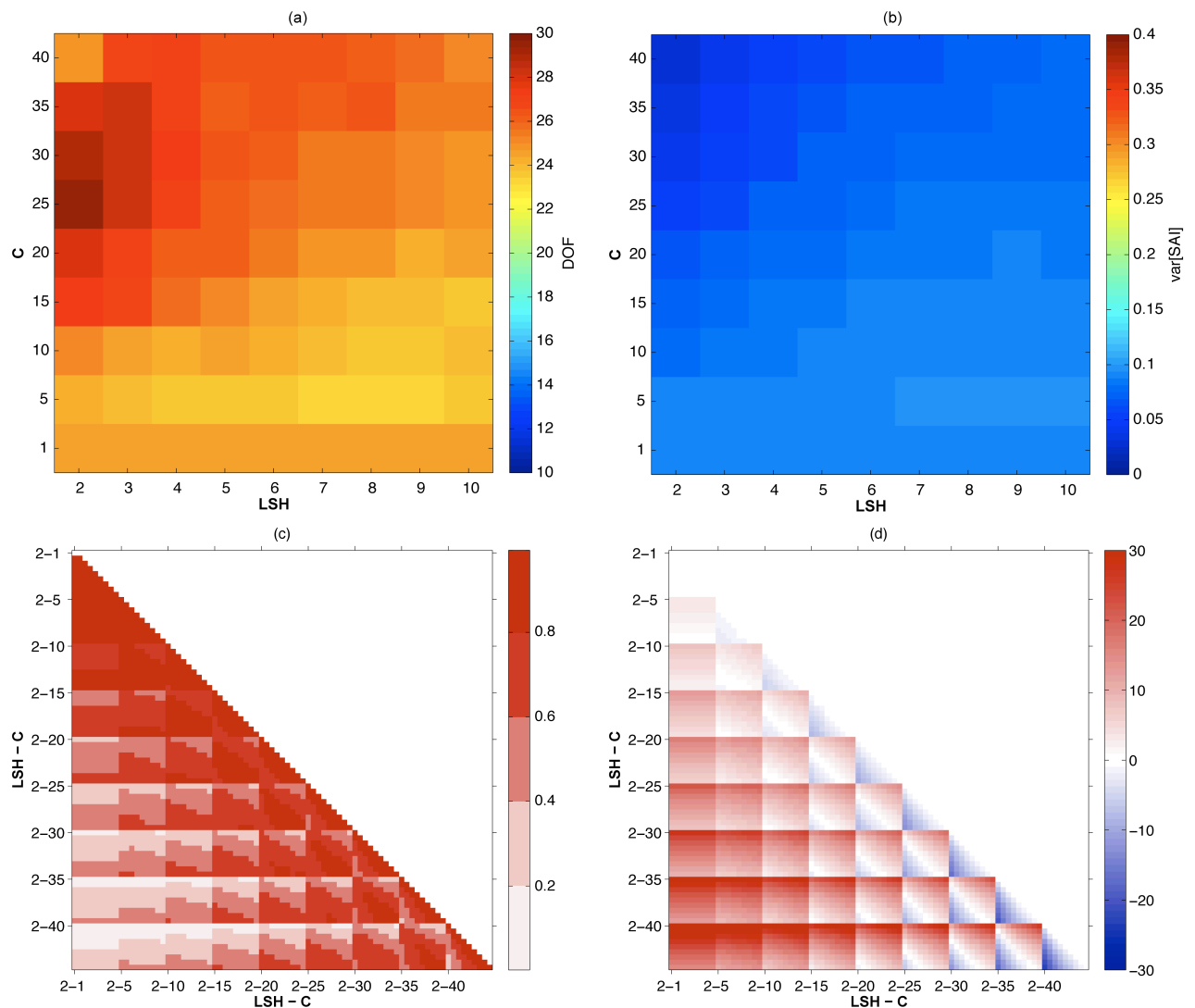


Figure 2.16. Estimation des valeurs de **(a)** DOF et **(b)** de $\text{var}[\text{SAI}]$ en modifiant la durée de la séquence humide initiale ($\text{LSH} = 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ et 10 jours) et la quantité de pluie associée ($\text{C} = 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35$ et 40 mm), alors que le seuil de séquence sèche inférieure à 10 jours et la fenêtre de contrôle de 20 jours restent fixes. Médiane **(c)** des corrélations temporelles du DSP entre les 136 stations et **(d)** des biais moyens (différence entre date de DSP) estimés pour chaque combinaison de LSH ($2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9$ et 10 jours) et C ($1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35$ et 40 mm), alors que le seuil de séquence sèche inférieure à 10 jours et la fenêtre de contrôle de 20 jours restent fixes. Pour **(c)** et **(d)**, les abscisses (ordonnées) présentent chaque combinaison de paramètres LSH (jours) et C (mm), **2-1**, **3-1**, **4-1**, ..., **10-1**; **2-5**, **3-5**, ..., **10-5**; ...; **2-40**, ...

Enfin, l'impact de la durée de la séquence sèche de contrôle (LSS) a également été testé en conservant une séquence humide initiale de 4 jours cumulant 20 mm, tandis que LSS était égale à 5, 7, 9, 11, 13 et 15 jours dans les 20 jours à partir du DSP. Les valeurs de DOF et de $\text{var}[\text{SAI}]$ sont relativement constantes, respectivement entre 23 et 29 et < 0.10 . **Par conséquent, la faible cohérence spatiale de seconde espèce décrite par le DSP agronomique n'est pas associée à sa paramétrisation, mais réside plus certainement dans l'échelle spatiale des processus responsables de la phase temporelle du DSP.**

À méso-échelle, le démarrage de la saison décrit un signal moins bruité en termes de DOF et de $\text{var}[\text{SAI}]$, 12.1 et 0.20 respectivement, qu'à l'échelle locale sur la période 1950-2000. Cette diminution du bruit interstation est au moins en partie un artefact induit par la paramétrisation de la définition et résulte de :

- l'intégration spatiale de l'information pluviométrique sur un espace plus ou moins vaste, compris dans un rayon de 300 km ;
- du recours à l'occurrence des pluies : il a été montré précédemment que l'occurrence des pluies (§ 3.2.2.1) présente une plus forte cohérence spatiale que l'intensité moyenne des pluies journalières.

Cependant, la cohérence spatiale des anomalies interannuelles du DSP méso-échelle reste modérée et, par conséquent, semble peu prévisible au regard des forçages océaniques d'échelle planétaire et/ou régionale.

2.4.3. Du *saut* de mousson au démarrage agronomique de la saison des pluies : quelles interactions ?

Afin de préciser le lien entre la date de démarrage régionale de la saison des pluies, à travers le *saut* de la ZCIT défini par Sultan et Janicot (2001), et le démarrage agronomique de la saison des pluies, les dates ont été extraites sur la période commune (1968-2000). Les dates du *saut* de la ZCIT utilisées dans cette section ont été fournies par Benjamin Sultan et sont disponibles en libre accès à l'adresse suivante : <http://www.locean.ipsl.upmc.fr/~bslod/monsoon.htm>.

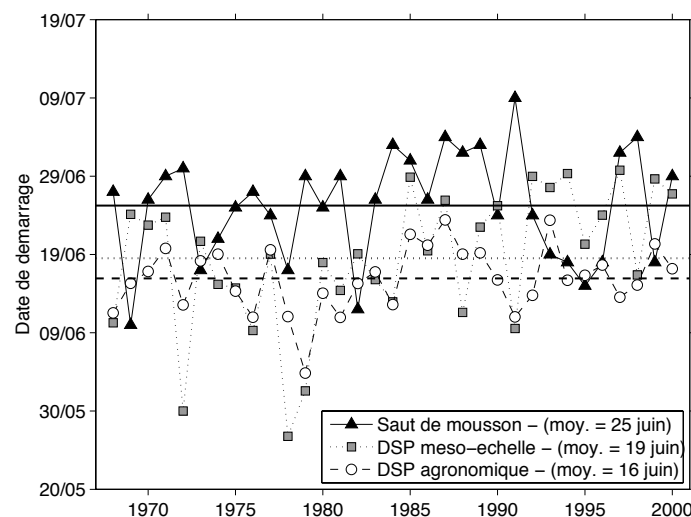


Figure 2.17. Date moyenne (1968-2000) du démarrage de la saison des pluies aux échelles régionale du *saut* de mousson, méso et agronomique.

L'évolution interannuelle (1968-2000) des dates de démarrage de la saison des pluies aux échelles régionale, méso et agronomique est fortement contrastée (**Fig. 2.17**). En moyenne, la date du *saut* de la ZCIT (25 juin) semble intervenir plus tard dans la saison que le DSP méso-échelle (19 juin) ou encore que le DSP agronomique (16 juin).

À l'échelle locale, l'étendue des corrélations entre l'indice régional du *saut* de la ZCIT et les séries temporelles de dates de DSP agronomique pour chacune des 136 stations est comprise entre -0.62 et 0.29, où moins de 5 % des corrélations sont significatives selon un test bilatéral à 95 %. La moyenne des corrélations spatiales entre le DSP agronomique et/ou méso-échelle et le *saut* de la ZCIT est proche de 0 (-0.02 et -0.06 respectivement).

À l'échelle régionale, la corrélation entre l'indice SAI du DSP agronomique et la date du saut de mousson demeure faible ($r \sim 0.10$) et non significative selon un test bilatéral à 90 %. Les résultats sont très similaires en confrontant le saut de la ZCIT et l'indice SAI du DSP méso-échelle ($r \sim -0.16$). Ces faibles corrélations suggèrent que le signal du *saut* de mousson n'est pas perceptible aux échelles inférieures, méso et agronomique, et n'est pas une condition *sine qua none* au démarrage des pluies saisonnières puisqu'il intervient systématiquement après les DSP agronomique et méso-échelle. En d'autres termes, le *saut* de la ZCIT et le démarrage agronomique et/ou méso-échelle des pluies peuvent être synchronisés par le cycle annuel, sans aucun systématisme à l'échelle interannuelle, c'est-à-dire qu'un saut de mousson tardif (précoce) ne se traduira pas nécessairement par un retard (une précocité) du DSP agronomique.

Enfin, les anomalies du démarrage régional de la saison des pluies sur la période commune 1968-2000 ont été discrétisées, selon la technique des terciles, en trois groupes d'années caractérisées par un saut de mousson précoce (1969, 1973, 1974, 1977, 1978, 1982, 1993, 1994, 1995, 1996, 1999), normal (1968, 1970, 1971, 1975, 1976, 1979, 1980, 1983, 1986, 1990, 1992) et tardif (1972, 1981, 1984, 1985, 1987, 1988, 1989, 1991, 1997, 1998, 2000). Les dates moyennes de DSP agronomique et méso-échelle ont ensuite été projetées dans un nuage de points (**Fig. 2.18**) en fonction des trois catégories d'années. De manière générale, on constate qu'indépendamment de la typologie des années, le DSP agronomique enregistre une avance systématique, plus ou moins longue, par rapport à la date du *saut* de mousson. Néanmoins, lors des années caractérisées par un *saut* de mousson précoce, le DSP agronomique est également précoce (**Fig. 2.18a**) contrairement au DSP méso-échelle (**Fig. 2.18b**). À l'inverse, durant les années associées à un *saut* de mousson tardif, le DSP agronomique est nettement plus précoce. En année tardive, la date moyenne du *saut* de mousson intervient aux alentours du 2 juillet et celle du DSP agronomique autour du 3 juillet. Enfin, on constate une forte dispersion entre les dates de DSP méso-échelle et celles du saut de mousson indépendamment du type de démarrage précoce, normal, tardif.

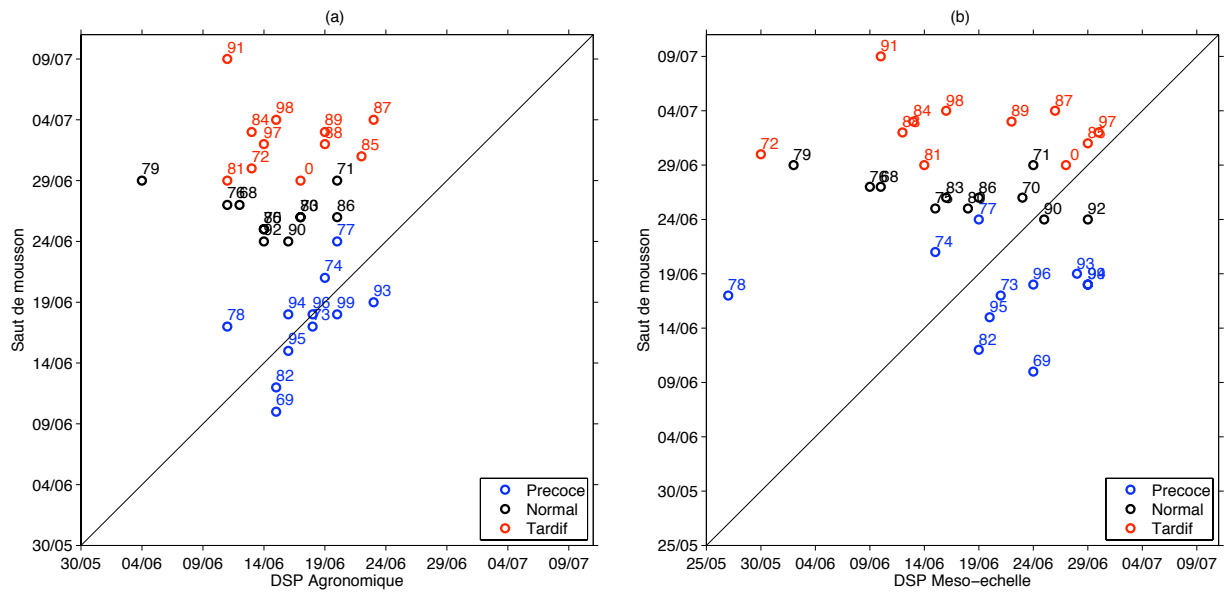


Figure 2.18. Nuage de points entre les dates de saut de mousson pour les années précoces (bleu), normales (noir) et tardives (rouge) et **(a)** les dates de démarrage agronomique de la saison des pluies, **(b)** les dates de démarrage méso-échelle de la saison des pluies pour les mêmes catégories d'années sur la période commune 1968-2000.

2.4.4. Discussion

Au Sahel, malgré l'existence d'un signal bien identifié à l'échelle régionale, c'est-à-dire le *saut* de la ZCIT, la cohérence spatiale du démarrage agronomique de la saison des pluies est très faible. Par ailleurs, cette faible cohérence spatiale est indépendante de la paramétrisation utilisée pour la définition du démarrage agronomique de la saison des pluies. Cela suggère que le forçage potentiel d'échelle planétaire et/ou régionale semble dans l'incapacité de synchroniser, systématiquement, l'occurrence de la phase pluvieuse, d'environ 20 mm par exemple, liée au DSP à travers le réseau de stations. Ainsi, l'occurrence du DSP agronomique peut difficilement être perçue comme un événement systématique à travers les années et les stations mais plutôt comme un produit complexe de phénomènes pluviogènes multi-échelle au sein de l'espace soudano-sahélien. À une échelle intermédiaire, la cohérence spatiale du DSP méso-échelle est un peu plus élevée qu'à l'échelle locale mais résulte en partie d'un artefact de la définition. La divergence entre le *saut* de la ZCIT et le DSP agronomique/méso-échelle suggère que ce dernier peut être associé soit à des événements convectifs isolés, avant le déplacement méridien S-N de la ZCIT, soit à des lignes de grains. Dans le dernier cas, l'occurrence, la taille, la localisation ou la trajectoire de la LDG qui déclenche le DSP méso-échelle est difficilement reproductible d'une année sur l'autre. Autrement dit, il y a une multitude de phénomènes différents, ou différentes échelles de mouvement, qui conduisent à des événements pluvieux générant entre 5 et 40 mm sur 2 à 10 jours localement. Même si le *saut* de la ZCIT augmente la probabilité d'événements pluvieux au Sahel, le déplacement vers le nord de la ZCIT n'induit pas nécessairement un démarrage agronomique ou méso-échelle de la saison des pluies partout au même moment sur des laps de temps courts.

Par ailleurs, des définitions analogues à l'échelle locale considérée ici, montrent que, sur d'autres régions tropicales, en Indonésie ou aux Philippines par exemple, la phase temporelle du DSP concentre

l'essentiel du signal climatique covariant à l'échelle régionale et saisonnière (Moron *et al.*, 2009ab). La faible prévisibilité du démarrage de la saison des pluies aux échelles agronomique et méso-échelle au Sahel renforce l'idée que cette imprévisibilité n'est pas un simple artefact de son échelle de définition, ainsi que des paramètres utilisés pour le déterminer. Ce résultat n'est pas trivial compte tenu de l'exemple indonésien et montre que la faible cohérence spatiale ne peut être imputée à ce niveau d'intégration temporelle.

2.5. Synthèse de chapitre

Ce chapitre avait pour objectifs (i) d'identifier et d'évaluer le poids de descripteurs potentiels intrinsèques à une saison des pluies dans la variabilité du cumul saisonnier et d'estimer leur cohérence spatiale à l'échelle régionale d'une année sur l'autre. Ainsi, les principaux résultats montrent :

- **Une forte contribution de l'occurrence des jours de pluies et l'intensité journalière moyenne des pluies dans la variabilité interannuelle du cumul saisonnier à l'échelle locale**

Le cumul saisonnier peut *a priori* se concevoir comme un produit multifactoriel. Il a été décomposé en termes d'occurrence de jours pluvieux > 1 mm (O), d'intensité moyenne des pluies journalières (I), de démarrage (DSP) et la fin (FSP) de saison des pluies et implicitement la longueur de la saison des pluies (LSP) ou encore de durée moyenne des séquences sèches (DSS) et humide (DSH).

À l'échelle locale, un modèle de régression linéaire multiple, appliqué à chaque station du réseau FRIEND-AOC (136 stations), montre une contribution inégale des descripteurs intrasaisonniers dans la variance interannuelle du cumul saisonnier. L'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) et l'intensité journalière des pluies (I) sont les deux principaux facteurs de variabilité interannuelle du cumul saisonnier pour une saison des pluies agronomique mais aussi méso-échelle.

- **Une cohérence spatiale à l'échelle interannuelle contrastée entre les descripteurs intrasaisonniers**

En Afrique soudano-sahélienne, les anomalies interannuelles du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison des pluies agronomique présentent une forte cohérence spatiale contrairement à celles de l'intensité moyenne journalières des pluies (I). Autrement dit, la partie cohérente du signal du cumul saisonnier semble principalement liée à une modulation systématique en phase de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) plutôt qu'à l'intensité moyenne des pluies journalières. Toutefois, la faible cohérence spatiale de l'intensité moyenne des pluies journalières n'interdit pas une modulation à l'échelle interannuelle. Cela signifie simplement que cette modulation n'est pas spatialement cohérente au sein du réseau des 136 stations. Des résultats similaires ont été observés à partir d'autres réseaux de stations moins étendus de la zone tropicale, par exemple au Sénégal (Moron *et al.*, 2006), en Afrique de l'est – Kenya-Tanzanie – (Camberlin *et al.*, 2007) et valident nos résultats sur un domaine beaucoup plus vaste.

D'autre part, le démarrage agronomique et la fin de la saison des pluies, critiques d'un point de vue agronomique, décrivent une cohérence spatiale contrastée mais globalement faible. Les anomalies interannuelles du démarrage agronomique, voire méso-échelle de la saison des pluies présentent une faible cohérence spatiale. De manière plus nuancée, la fin de la saison des pluies apparaît moins incohérente que le démarrage de la saison des pluies. Autrement dit, le démarrage agronomique de la saison des pluies ne présente pas de modulation systématique en phase à l'échelle du réseau de stations sahélienne en lien avec un forçage des TSO liée à l'ENSO par exemple. La faible cohérence spatiale du DSP est potentiellement liée à la multiplicité des processus pluvio-gènes capable de générer une quantité de pluies de 20 mm sur 4 jours mais aussi à la faible synchronisation des processus dans l'espace en début de saison. Enfin, la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et des séquences humides (DSH) présente également une faible cohérence spatiale à l'échelle de la bande sahélienne vis-à-vis des forçages de large échelle. Par conséquent, le potentiel de prévisibilité des ces DIS semble faible contrairement à celui du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours pluvieux. Cependant, la comparaison des scores de cohérence spatiale entre les DIS doit être nuancée. Par définition les descripteurs intrasaisonniers ne sont pas tous équivalents entre eux, puisque leur échelle d'agrégation temporelle varie d'une séquence de pluie à la saison des pluies.

Dans le chapitre suivant, la prévisibilité potentielle des DIS sera appréhendée à partir de 24 simulations issues du MCG ECHAM 4.5 forcé avec des anomalies de TSO historiques.

CHAPITRE 3.

PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS DANS LES SIMULATIONS NUMÉRIQUES DU MCG ECHAM 4.5.

Dans le chapitre précédent, l'analyse de cohérence spatiale a permis d'identifier des descripteurs intrasaisonniers (DIS) plus cohérents que d'autres dans l'observation. Il s'agit du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O). À l'inverse, le démarrage et la fin de la saison des pluies, qui ont un réel intérêt pour les impacts agronomiques, présentent une cohérence spatiale très faible à modérée. À partir d'une hypothèse forte, nous supposons que la prévisibilité potentielle des DIS est liée à leur cohérence spatiale à l'échelle interannuelle. Ainsi, on peut admettre que pour un réseau de stations d'échelle régionale, le signal pluviométrique contient d'une part un signal, dont la phase ou l'intensité est quasiment uniforme entre les stations et qui est lié à des forçages d'échelle planétaire ou régionale reproductibles par les MCG, et, d'autre part du bruit, indépendant des stations et lié aux conditions locales. On peut alors supposer que le cumul saisonnier (S) et l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) seront potentiellement plus prévisibles que le démarrage (DSP) et la fin (FSP) de la saison des pluies.

Un double objectif est assigné à ce chapitre :

- **Estimer le poids et les limites du forçage direct des TSO en s'appuyant sur un ensemble de 24 simulations de précipitations issues du MCG ECHAM 4.5 forcé par des anomalies de TSO observées, *via* la prévisibilité potentielle et la reproductibilité des DIS dans le modèle.** Toutefois, la comparaison des scores de cohérence spatiale et de prévisibilité potentielle entre les descripteurs intrasaisonniers (DIS) du modèle et les DIS du réseau de stations est limitée par le hiatus spatial entre information locale (station) et information contenue à l'échelle plus vaste du point de grille.

- Évaluer la capacité du MCG ECHAM 4.5 à spécifier les DIS à l'échelle locale puis l'apport de la modélisation statistico-dynamique dans une perspective de prévision opérationnelle des DIS. Notons que dans ce chapitre, une spécification et non une prévision des DIS est réalisée étant donné que les prédicteurs entrés dans les modèles de régression sont synchrones (JJAS) avec les DIS et non avec un temps d'avance. En d'autres termes, il s'agit essentiellement d'une mesure de la covariance synchrone qui intègre naturellement le forçage des TSO sur l'atmosphère mais également la rétroaction de l'atmosphère sur l'océan.

3.1. Prévisibilité potentielle et spécification des DIS : méthodologies

Il apparaît utile de différencier la *prévisibilité* de la *prévision saisonnière*. La **prévisibilité potentielle** peut être appréhendée par un diagnostic de la fraction de variance prévisible à l'échelle saisonnière à partir d'un forçage externe (TSO, états de surfaces continentaux) sur l'atmosphère. *A contrario*, la **prévision** permet de réaliser un pronostic de l'état d'une variable climatique à l'avance à partir d'un instant donné. On parle de prévision rétrospective (« *hindcast* » en anglais) lorsque la prévision est effectuée sur une période historique où une vérification directe entre l'observation et la prévision est possible. La prévision au sens strict concerne le futur (« *forecast* »), pour laquelle la vérification n'existe pas.

3.1.1. Estimation de la prévisibilité potentielle : l'analyse de variance

La prévisibilité potentielle (PP) est généralement quantifiée à partir de simulations numériques issues de MGCA forcés par des conditions aux limites similaires, c'est-à-dire par des anomalies de TSO observées (Sperber et Palmer, 1996 ; Moron *et al.*, 2001), mais initialisées avec des conditions atmosphériques différentes (Rowell *et al.*, 1995 ; Zwiers *et al.*, 1996, 2000). Il est alors possible de discriminer la composante forcée du signal atmosphérique qui permet alors de quantifier le potentiel de prévisibilité de la variable considérée. La philosophie des études de prévisibilité suggère que la sensibilité des conditions atmosphériques initiales peut être utilisée pour quantifier la composante aléatoire de la variabilité interannuelle alors que la similarité entre les membres de l'ensemble lié au même forçage TSO peut être utilisée pour quantifier la partie potentiellement prévisible du signal. Autrement dit, la convergence des anomalies des membres d'un ensemble de simulations correspond au forçage dominant des TSO sur l'atmosphère, potentiellement prévisible. *A contrario*, la divergence de ces anomalies signale une prédominance des mécanismes chaotiques de la dynamique atmosphérique (Moron et Navarra, 2000), non prévisibles à l'échelle saisonnière. Une des procédures statistiques utilisées pour répondre à cette problématique repose sur l'analyse de variance (« ANOVA »). À partir d'un ensemble de n simulations, l'ANOVA va permettre de décomposer la variance totale atmosphérique (σ_{TOT}^2) en deux quantités : l'une due au forçage océanique (σ_{EXT}^2) et l'autre au caractère aléatoire de la variabilité interne de l'atmosphère (σ_{INT}^2).

$$\sigma_{TOT}^2 = \frac{1}{(N-1)} - \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2, \quad \text{éq. 3.1}$$

$$\sigma_{INT}^2 = \frac{1}{N(M-1)} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N (x_{ij}' - \bar{x}_i)^2, \quad \text{éq. 3.2}$$

$$\sigma_{EXT}^2 = \sigma_{TOT}^2 - \left(\frac{1}{M} \sigma_{INT}^2 \right) \quad \text{éq. 3.3}$$

où σ_{TOT}^2 , σ_{INT}^2 , σ_{EXT}^2 définissent respectivement l'ensemble de la variance atmosphérique, la variance interne et la variance externe ou forcée, N indique le nombre d'années, M le nombre de membres de l'ensemble de simulations (24 dans notre cas), x la variable considérée, \bar{x} la moyenne de chaque membre et \bar{x} la moyenne d'ensemble des M membres. L'analyse de variance est réalisée sur l'ensemble des 24 membres en chaque point de grille.

Enfin, Rowell *et al.* (1995) puis Rowell (1998) estiment la PP comme le ratio entre la variance externe ou forcée par les TSO et la variance totale. Sa formulation est donnée par l'équation suivante :

$$PP_x = \frac{\sigma_{EXT}^2}{\sigma_{TOT}^2} \quad \text{éq. 3.4}$$

Ce ratio est exprimé en pourcentage et renseigne la *grandeur* du signal prévisible dans le cas idéal où le forçage est parfaitement connu à l'avance (ce qui justifie le terme de *potentiel*) par rapport au signal total. Il quantifie ainsi la capacité potentielle du MCGA à prévoir l'anomalie climatique (pluviométrique ou atmosphérique par exemple) à partir des anomalies de TSO supposées avérées et prévisibles.

3.1.2. Modèles statistico-dynamiques (MOS)

NB. Cette section est adaptée de Bouali (2009)

De nombreux outils sont couramment utilisés pour réaliser des prévisions climatiques saisonnières des précipitations. Hastenrath (1995) distingue trois grandes familles de techniques : (i) les méthodes purement statistiques basées sur des modèles de régressions linéaires ou multiples, (ii) les modèles numériques de circulation générale de l'atmosphère (forcé ou couplé) et (iii) les modèles statistico-dynamiques qui combinent les deux premières techniques. Dans ce travail, les trois méthodologies ont été utilisées et confrontées en termes de performance à reproduire la variabilité spatio-temporelle des descripteurs intrasaisonniers. Dans cette section, nous présenterons seulement la méthodologie des modèles statistico-dynamiques puisque les techniques de régression linéaire simple ou multiple ont déjà été présentées (Chapitre 2 – E.2.2) au même titre que les modèles numériques en général et le MCG ECHAM 4.5 en particulier (Chapitre 1 – section § 1.5).

La modélisation statistico-dynamique ou *Model Output Statistics* (MOS en anglais) est une technique objective de prévision du climat qui consiste à déterminer une relation statistique entre une variable observée (= prédictant) et une ou plusieurs variables simulées (= prédicteurs) à partir d'un MCGA (Glahn and Lowry, 1972 ; Wilks, 2006). Cette technique repose, par exemple, soit sur un modèle de régression linéaire multiple (RLM) classique, soit sur une analyse des corrélations canoniques (ACC). Le MOS corrige ainsi les biais systématiques dans les simulations de MCGA afin d'améliorer la prévision saisonnière des variables climatiques. Hastenrath (1995) décompose l'approche de prévision par MOS en cinq étapes résumées par le schéma ci-dessous :

- ① étude diagnostique sur l'ensemble de simulations du MCGA ;
- ② test, puis sélection des différents prédicteurs potentiels ;
- ③ utilisation des méthodes statistiques pour mettre en relation le prédictant avec les prédicteurs sélectionnés issus du MCGA ;
- ④ les données de l'année n'ayant pas servi à la construction du modèle sont utilisées pour prévoir la valeur observée de cette année ;
- ⑤ comparaison de la prévision à l'observation afin de vérifier et de valider la performance de la prévision.

E.3.1. L'Analyse des Corrélations Canoniques

L'Analyse des Corrélations Canoniques (ACC) a été introduite initialement par Hotelling (1936) dans le domaine des sciences sociales. Son application en météorologie n'est apparue que bien plus tard, avec les travaux de Glahn (1968) orientés sur la prévision statistique des conditions climatiques. Cette technique a ensuite été utilisée pour mettre en évidence un lien entre les anomalies de TSO du Pacifique et les anomalies de températures de l'air sur les États-Unis (Barnett and Preisendorfer, 1987), puis des téléconnexions avec l'oscillation australe (Nicholls, 1987). L'ACC est une technique d'analyse statistique multivariée qui permet de détecter des modes de variabilité *couplés* susceptibles de décrire la plus large part de variance des corrélations croisées entre deux ensembles de variables X et Y. Dans cette étude, l'ACC est utilisée pour ajuster les sorties de MCGA et améliorer les scores de prévisions (Ferddersen *et al.*, 1998). Elle permet de mettre en exergue des relations linéaires entre deux ensembles de variables différents $X(x_1, \dots, x_m)$ et $Y(y_1, \dots, y_n)$ constitués de p observations. Son principe est de construire deux nouveaux ensembles de variables $U = a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_mx_m$ et $V = b_1y_1 + b_2y_2 + \dots + b_ny_n$ qui seront des combinaisons linéaires des variables initiales les plus corrélées tels que U_i soit orthogonal à U_{i-1} et V_i orthogonal à V_{i-1} (Saporta, 2006).

L'utilisation de l'ACC a été motivée par :

- la possibilité de mettre en liaison deux champs différents où les variables représentent l'espace et les observations le temps ;
- les erreurs systématiques des sorties de MCG en termes de localisation spatiale des valeurs de certains champs (Landman and Goddard, 2002 ; Shongwe *et al.*, 2006) à l'image notamment des champs de précipitations ;
- la nécessité de coupler un signal d'échelle régionale ou planétaire à un signal d'échelle fine (station).

Les scores fournis par l'ACC documentent (i) les **coefficients temporels d'expansion** pour le prédictant (DIS) et pour le/les prédicteur(s) (TSO, dynamique atmosphérique) ; (ii) le **champ de corrélations homogène (HO)** obtenu en corrélant le champ initial du prédicteur à son coefficient temporel d'expansion. Ce champ permet de connaître la dynamique temporelle du prédicteur et sa structure spatiale associée ; (iii) le **champ de corrélation hétérogène (HE)** correspondant à la corrélation entre le champ du prédictant et le coefficient temporel d'expansion du prédicteur. Ce champ présente un intérêt dans une perspective de prévision.

Une des limites de l'ACC, mais qui est parfaitement valable pour d'autres techniques d'analyse multivariée comme l'ACP, réside dans sa sensibilité à la géographie du domaine mais aussi par le fait que l'on travaille sur des pourcentages généralement faibles de variance expliquée.

Adapté de Bouali (2009)

Dans notre étude, le MOS est construit à partir d'un logiciel de prévisibilité du climat (« Climate Predictability Tool » - CPT) développé par l'Institut de Recherche International (IRI) pour le climat et les sociétés et disponible en ligne (<http://iri.columbia.edu/outreach/software>).

Dans un premier temps, un modèle de régression linéaire multiple est construit à partir des coefficients temporels d'une analyse canonique des corrélations – ACC – (E.3.1) en validation croisée (E.3.2) pour une spécification des DIS. Le nombre d'observations cachées s'étend sur 5 années et la prévision est réalisée seulement sur l'année centrale de cette fenêtre. Afin de réduire une partie du bruit et un sur-ajustement potentiel, les champs de prédicteurs et de prédicteurs sont préalablement filtrés par une ACP.

Dans un second temps, les coefficients temporels sont utilisés comme prédicteurs potentiels dans un modèle de RLM. En général, une à trois composantes principales sont retenues pour chacun des champs principaux pour un maximum de deux modes ACC pour la prévision. À chaque étape, les indices de bonnes prévisions (« Goodness of Fit » – GoF –) sont comparés et le MOS ne retient que le meilleur indice et le nombre de modes ACC utilisés.

E.3.2. La validation croisée

La méthode de validation croisée a été développée par Lachenbruch and Mickey (1968) dans le cadre de recherches sur l'estimation de l'erreur de modèles d'analyse discriminante. Cette procédure de partition est considérée comme la plus appropriée pour estimer la performance réelle d'un modèle lorsque le nombre d'observations à disposition est restreint (Saporta, 2006). Son principe consiste à retirer un certain nombre de valeurs à la série observée (3 années par exemple), de modéliser cette série puis de la tester sur ces mêmes observations cachées. Ceci est répété jusqu'à ce que l'ensemble des observations ait été retiré du modèle, d'où le qualificatif *croisée*. Une vérification de la performance du modèle est donc possible sur l'ensemble des observations avec une réduction minimale de la taille du jeu d'entraînement.

Le nombre d'observations retirées dépend de la taille de l'échantillon (= observations) dont on dispose. Von Storch and Zwiers (1999) soulignent que l'application de cette méthode doit s'accompagner de quelques précautions afin de ne pas biaiser les résultats. Il faut ainsi s'assurer que l'information utilisée par le modèle est bien indépendante de celle appliquée en phase de test.

Adapté de Philippon (2002)

3.1.3. Évaluation des performances des modèles

L'évaluation de la qualité des modèles de prévision est essentielle pour mesurer leur précision et leur performance à simuler la réalité. Une grande variété de tests statistiques existe pour des prévisions basées soit sur des valeurs continues soit sur des valeurs discrètes (Murphy, 1988).

- La **précision** d'un modèle, c'est-à-dire le degré de concordance entre les prévisions et les observations, est, basiquement, estimée par le score de corrélation (r) de Bravais Pearson (E.2.1) pour des variables quantitatives continues.

- La **performance** des modèles correspond à la précision du modèle par rapport à celle obtenue avec un modèle standard fondé sur la climatologie. Pour évaluer, la performance des modèles à reproduire des événements qualitatifs nous avons opté pour le score de Heidke – HSS – (E.3.3).

E.3.3. Le score de Heidke

Le score de Heidke (*Heidke Skill Score* ou *Hit Skill Score* en anglais) – HSS – (Doswell *et al.*, 1990 ; Barnston, 1992 ; Wilks, 2006) est un score de performance qui mesure la capacité d'un modèle numérique ou statistico- dynamique (MOS) à reproduire des prévisions dans les bonnes catégories. Ce score est appliqué sur un tableau de contingence entre les observations et les prévisions discriminées en trois catégories d'anomalies (3 lignes \times 3 colonnes) : *inférieure à la normale, normale et supérieure à la normale*. Dans ce cas, la normale correspond à la valeur de la climatologie. Son principe repose sur l'estimation de la fraction de prévision correctement reproduite après élimination des prévisions correctes qui seraient purement dues au hasard. Sa formulation mathématique est la suivante :

$$HSS = \frac{\sum_{i=1}^k p(y_i, o_i) - \sum_{i=1}^k p(y_i) \cdot p(o_i)}{1 - \sum_{i=1}^k p(y_i) \cdot p(o_i)},$$

où $p(y_i, o_i)$ représente le nombre de prévisions dans la catégorie i ayant des observations dans cette même catégorie i , $p(y_i)$ représente le nombre total de prévisions dans la catégorie i , $p(o_i)$ indique le nombre total d'observations dans la catégorie i .

Un score négatif indique une contre-performance du modèle, un score proche de 0 suggère que le modèle développé estime des valeurs proches de la climatologie et donc sans intérêt pour la prévision. Enfin, un score proche de 1 indique une prévision parfaite.

3.1.4. Le choix des prédicteurs

Les prédicteurs retenus pour la construction des modèles de régression des DIS (S et O) sont :

① **les champs de températures de surfaces océaniques observées synchrones de la bande tropicale (40°N-40°S – 180°E-180°W)**. Les TSO constituent le prédicteur standard en matière de prévision saisonnière des précipitations au Sahel en raison du puissant forçage qu'elles exercent sur l'atmosphère, de leur inertie et des liens statistiques avérés avec les précipitations sahéliennes (section 3.1). Les TSO observées synchrones utilisées dans cette étude sont moyennées sur la saison des pluies juin-juillet-août-septembre (JJAS) ;

② **la dynamique atmosphérique du MCG ECHAM 4.5 et des réanalyses NCEP 1. Ces prédicteurs concernent les champs de vent au niveau 925 hPa (flux de mousson – U925), 600 hPa (JEA – U600) et 200 hPa (JTE – U200)**. Ces paramètres atmosphériques renseignent surtout l'intensité de la mousson. Fontaine and Janicot (1992), Fontaine *et al.* (1995) ou encore Camberlin *et al.* (2001) montrent l'influence de la circulation atmosphérique à 925 hPa sur la variabilité interannuelle des précipitations au Sahel. Ndiaye *et al.* (2008) mettent en évidence une amélioration des performances du modèle ECHAM 4.5 à reproduire la variabilité interannuelle des cumuls de pluies en JAS au Sahel à partir du champ de vent à 925 hPa. Janicot et Fontaine (1993) montrent qu'une saison des pluies arrosée (sèche) au Sahel est associée à un renforcement (affaiblissement) du JTE et à un affaiblissement (renforcement) du JEA.

À partir des champs de vents simulés directement par le MCG ECHAM 4.5 et des réanalyses NCEP 1, un indice régional renseignant la dynamique de la circulation de mousson a été construit, le WAMI (« *West African Monsoon Index* »). L'indice WAMI est un indicateur du cisaillement du vent entre la vitesse du vent au sommet du flux de mousson (925 hPa) et le JTE (200 hPa). Il est calculé sur la fenêtre

20°W-20°E / 3°N-13°N comme la différence entre le module du vent à 925 hPa ($\sqrt{u_{925}^2 + v_{925}^2}$) et la composante zonale du vent à 200 hPa (Fontaine *et al.*, 1995 ; Garric *et al.*, 2002). Notons qu'en raison de la faible fiabilité des réanalyses NCEP 1 avant 1968 (Poccard *et al.*, 2000 ; Camberlin *et al.*, 2001 ; Janicot *et al.*, 2001), suite à un changement dans la procédure d'assimilation des données à partir de 1968, seule la période 1968-2000 sera considérée ;

③ les descripteurs intrasaisonniers dérivés des précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5.

3.2. Relations entre les TSO synchrones et les DIS dans les observations

De nombreuses études diagnostiques et numériques montrent que la variabilité interannuelle et multidécennale des précipitations sahéliennes est largement reliée aux variations spatio-temporelles des anomalies de TSO dans l'Atlantique tropical (Lamb, 1978a,b ; Hastenrath, 1992 ; Janicot and Fontaine, 1992 ; Lamb and Pepler, 1992 ; Ward, 1998 ; Vizy and Cook, 2001 & 2002), le Pacifique équatorial (Janicot *et al.*, 1996, 2001 ; Moron, 1998 ; Rowell, 2001), l'océan Indien (Palmer, 1986 ; Trzaska *et al.*, 1996 ; Bader and Latif, 2009) ou encore la Méditerranée orientale (Rowell, 2003 ; Fontaine *et al.*, 2009). Cependant, la relation entre les anomalies de TSO de ces bassins océaniques et la variabilité des précipitations de mousson en été boréal au Sahel n'est pas stationnaire au cours du XX^e siècle, ni même entre 1950 et 2000 (Caminade, 2006 ; Joly *et al.*, 2007). Cette section a pour but de préciser l'évolution des téléconnexions entre les anomalies des TSO la bande tropicale et des DIS. Cependant, la représentativité des indices régionaux (SAI) des quatre DIS retenus (S, O, DSP et FSP) n'est pas équivalente. L'indice régional (SAI) de DSP et FSP ne présente qu'une faible fraction de la variance totale (section 2.3.2.2) en raison de la faible cohérence spatiale contrairement à S et O. Dans ce cas, d'éventuelles téléconnexions entre DSP et FSP et les anomalies de TSO seront plutôt considérées comme du bruit aléatoire que comme du signal.

• La transition Atlantique tropical – Pacifique équatorial des années 1970

La **figure 3.1** présente les corrélations, sur les périodes 1950-1969 (panel de gauche) et 1970-2000 (panel de droite), entre l'indice régional (SAI) des DIS et les anomalies interannuelles du champ de TSO entre 40°N et 40°S, moyennées entre juin et septembre. Les corrélations entre la variabilité interannuelle du cumul saisonnier (S) et la variabilité du champ de TSO sur les périodes 1950-1969 (**Fig. 3.1b**) et 1970-2000 (**Fig. 3.1c**) présentent des structures spatiales classiques largement documentées dans les études antérieures.

Avant 1970, c'est-à-dire durant la période d'excédent pluviométrique, **la variabilité des précipitations sahéniennes est essentiellement associée aux anomalies de TSO du bassin atlantique**. Les corrélations avec l'indice régional du cumul de précipitations décrivent clairement une structure dipolaire des TSO dans l'Atlantique tropical, marquée par une opposition entre des TSO anormalement froides (chaudes) sur l'Atlantique équatorial et des TSO anormalement chaudes (froides) dans l'Atlantique tropical nord. Cette structure dipolaire engendre des anomalies de précipitations excédentaires. Le mécanisme induit renforce (affaiblit) le gradient méridien océan-continent en favorisant (bloquant) l'excursion vers le nord de la ZCIT. En conséquence, l'intensité et la pénétration du flux de mousson à l'intérieur du continent tendent à être renforcées (affaiblies). Inversement, une mousson plus intense par exemple refroidit les températures dans le golfe de Guinée en augmentant les flux de chaleur depuis l'océan. Par contre, la variabilité des DIS et en particulier du cumul saisonnier ne semble pas influencée significativement par le phénomène ENSO.

Après 1970, c'est-à-dire au cours de la longue période de déficit pluviométrique, on constate une modification de la relation TSO-précipitations sahéniennes au bénéfice du Pacifique équatorial est. La relation linéaire entre S, O, DSH (DSS) et le champ de TSO montre des corrélations négatives (positives) significatives avec les anomalies de TSO du Pacifique équatorial. Les anomalies interannuelles de TSO sur le Pacifique, associées aux événements ENSO/LNSO, influencent significativement la variabilité interannuelle des anomalies du cumul saisonnier, de l'occurrence des jours pluvieux et de la longueur moyenne des séquences sèches et humides. Des TSO anormalement froides (chaudes) sur le Pacifique est, associées à un épisode La Niña (El Niño), engendrent une augmentation (diminution) des cumuls de précipitations au Sahel générée par une augmentation (diminution) de l'occurrence des jours pluvieux et de la durée moyenne des séquences humides (sèches). Par ailleurs, les événements ENSO/LNSO ne semblent pas influencer directement les phases de la saison des pluies, DSP (**Fig. 3.1d**) et FSP (**Fig. 3.1e**). Rowell *et al.* (1995) soulignent que l'effet des anomalies de TSO associées à l'ENSO sur la variabilité des précipitations d'été boréal (JAS) au Sahel est indirect et se traduit par des téléconnexions atmosphériques et des anomalies de TSO sur l'Atlantique tropical. Par ailleurs, Janicot *et al.* (2001) montrent un renforcement des relations ENSO-précipitations au Sahel à partir des années 1970. Les corrélations entre l'ENSO et les précipitations sahéniennes deviennent significatives à partir de 1975-1976. Ces auteurs émettent deux hypothèses pour expliquer le renforcement de ces téléconnexions après 1970 :

- (i) une augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes ENSO après 1970 ;
- (ii) une contribution positive du changement des TSO globales à l'échelle décennale sur la téléconnexion ENSO-Sahel.

Dans la littérature, cette date coïncide avec le changement des propriétés intrinsèques de l'ENSO après un réchauffement brutal des TSO, en particulier dans les bassins indien et pacifique (« shift » indo-pacifique) (Caminade, 2006).

Enfin, on constate que DSP et FSP ne présentent aucun lien significatif avec les anomalies de TSO liées à l'ENSO avant et après 1970. Ce résultat est en partie attendu vu les résultats du chapitre précédent montrant une faible cohérence spatiale pour ces deux DIS.

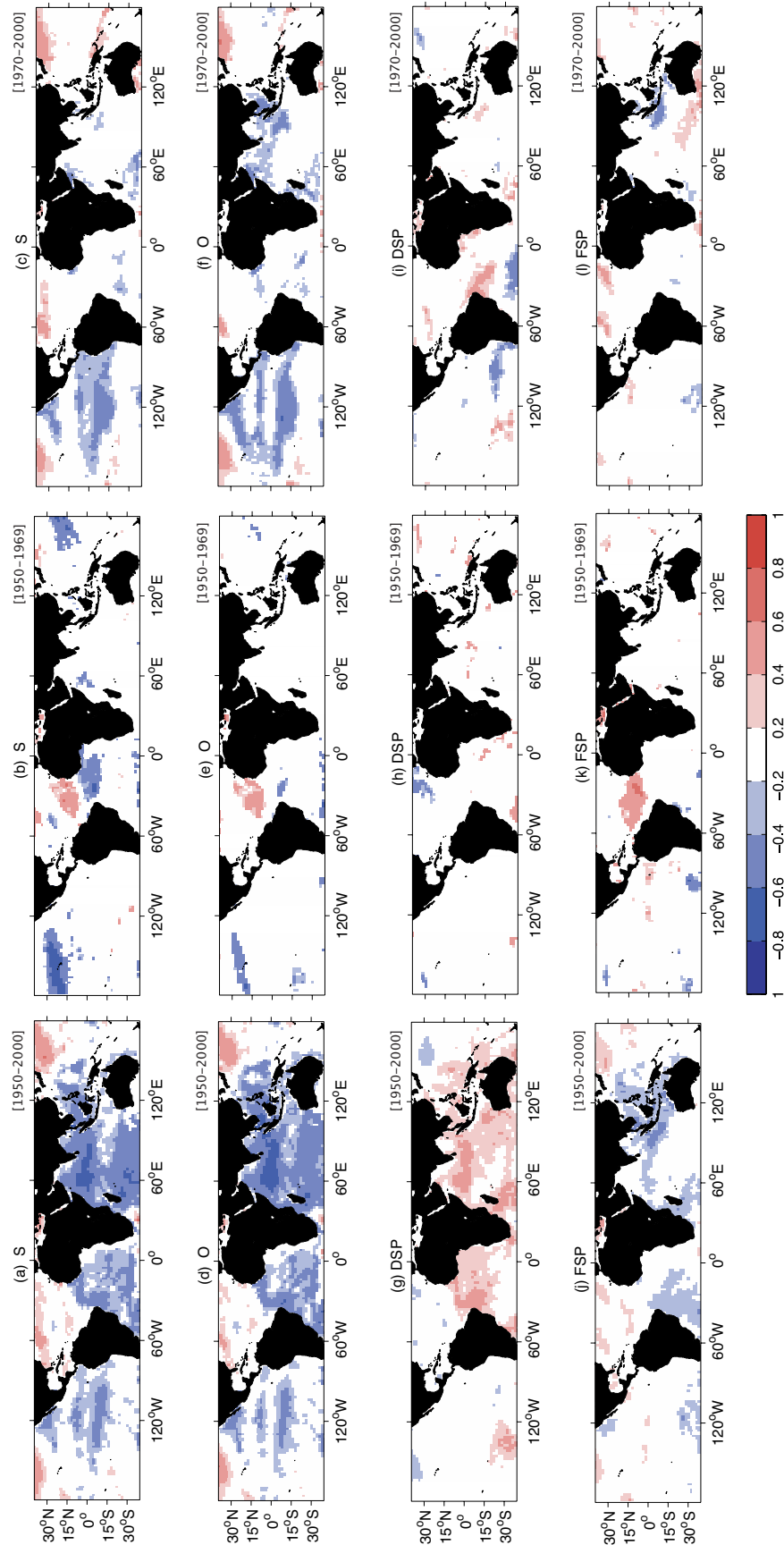


Figure 3.1. Corrélation temporelle entre les anomalies standardisées de TSO en JJAS du Hadley Center ($2^\circ \times 2^\circ$) moyennée sur la période juin-septembre (JJAS) et les anomalies interannuelles de l'indice régional SAI (**a-c**) du cumul pluviométrique saisonnier (S), (**d-f**) de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), (**g-i**) du démarrage de la saison des pluies (DSP), (**j-l**) de la cessation de la saison des pluies (FSP), au sein de la saison agronomique, respectivement pour les périodes 1950-2000, 1950-1969 et 1970-2000. Seules les corrélations significatives au seuil de 95 % selon un test de Monte Carlo (10 000 simulations) sont présentées.

- ... et la Méditerranée ?

La mise en cause des variations des TSO du bassin méditerranéen dans la variabilité des précipitations au Sahel n'est que très récente au travers de l'étude de Rowell (2003). Il montre, à partir de l'observation et d'expériences numériques idéalisées effectuées avec le MCG HadAM3, une réponse forte et significative des précipitations saisonnières au Sahel aux anomalies de TSO de la Méditerranée. Durant les années caractérisées par des TSO anormalement chaudes (froides) en Méditerranée orientale, le Sahel tend à être plus arrosé (sec) que la normale. La forte évaporation sur le bassin méditerranéen tend à augmenter l'humidité atmosphérique qui est ensuite advectée en direction du Sahel dans le flux de basse couche. Ce flux d'humidité en provenance de la Méditerranée alimente ainsi la convergence d'humidité en basse troposphère et conduit à une augmentation des pluies sur le Sahel. Enfin, cette réponse initiale est ensuite amplifiée par quatre mécanismes de rétroactions : un afflux d'humidité en provenance du bassin atlantique tropical, un affaiblissement du JEA, un renforcement du cycle hydrologique qui augmente l'évaporation, une hausse de l'activité ondulatoire (onde d'est). La **figure 3.1** tend à souligner une influence des anomalies de TSO de la Méditerranée principalement sur O, FSP entre 1950 et 1969. Par contre, les téléconnexions entre les TSO de la partie orientale du bassin méditerranéen et la variabilité du cumul saisonnier sont identifiées sur les deux sous-périodes 1950-1969 et 1970-2000. Enfin, on remarque un signal entre les anomalies de TSO sur la Méditerranée orientale et les anomalies de l'indice régional de DSP au cours de la période humide 1950-1969.

3.3. Réalisme et reproductibilité des DIS dans les simulations journalières du MCG ECHAM 4.5

NB : Les DIS dérivés des sorties brutes du MCG ECHAM 4.5 ont été calculés selon le même principe que dans l'observation en se basant sur la saison agronomique.

3.3.1. Champs moyens et biais

La **figure 3.2** illustre les champs moyens climatologiques (1950-2000) du cumul saisonnier (S), de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), du démarrage (DSP) et de la fin (FSP) de la saison des pluies estimés à partir de la moyenne des 24 simulations brutes du MCG ECHAM 4.5 à l'échelle de l'Afrique soudano-sahélienne. Globalement, les configurations spatiales moyennes zonales ou méridiennes de ces DIS sont reproduites raisonnablement par le modèle ECHAM 4.5. Bien que les gradients méridiens S-N ou zonaux W-E soient capturés par le MCG ECHAM 4.5, deux biais principaux subsistent, l'un dans les quantités et l'autre dans la géographie des structures spatiales moyennes.

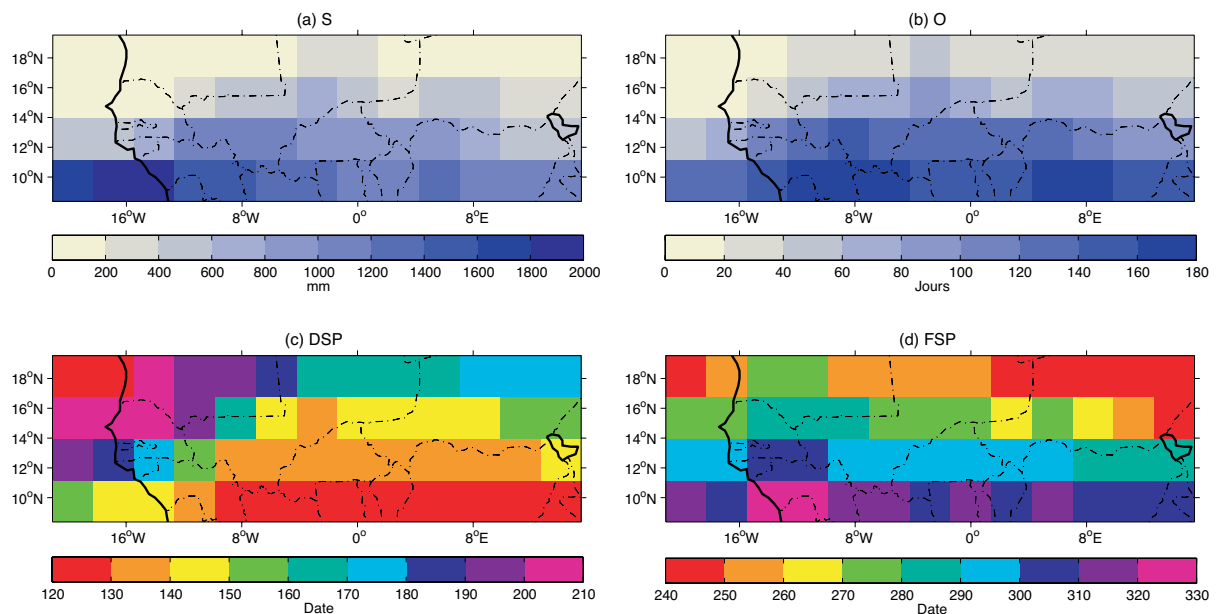


Figure 3.2. Champs moyens (1950-2000) des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies agronomiques à partir de la moyenne d'ensemble des 24 membres du MCG ECHAM 4.5 (données brutes) : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP).

La **figure 3.3** documente les biais moyens (simulations – observations) pour chaque DIS. Pour faciliter la comparaison entre les observations (stations) et les simulations (points de grille), les valeurs des DIS observés ont été interpolées sur une grille régulière de 2.8° similaire à la résolution horizontale du MCG ECHAM 4.5. Cette interpolation spatiale est fondée sur une moyenne des valeurs des stations incluses dans les points de grille du MCG ECHAM 4.5. D'un point de vue spatial, le MCG ECHAM 4.5 tend à produire un biais sec sur le Sénégal (-200 à -400 mm) et un biais humide sur le centre du Sahel (+100 à +300 mm). Le modèle ECHAM 4.5 tend également à déplacer les structures moyennes de pluies vers l'est et à faire remonter la ZCIT trop au nord. Des biais comparables ont été montrés sur d'autres régions de mousson avec le MCG ECHAM 4.5, comme en Amérique du Sud (Liebmann *et al.*, 2007) et avec d'autres modèles forcés pour l'Afrique (ARPEGE, GISS...).

Parallèlement, on constate que l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm est largement surestimée (> 20 jours) par le modèle sur l'ensemble de la bande sahéenne (**Fig. 3.3b**). En moyenne (1950-2000), l'occurrence des jours pluvieux dans le MCG ECHAM 4.5 est aux alentours de 90 jours contre 53 jours dans l'observation moyennée sur chaque point de grille. Ce biais n'est pas propre au MCG ECHAM 4.5, mais à l'ensemble des MCGA qui simulent trop de jours pluvieux pas assez intenses.

DSP est systématiquement plus précoce dans les simulations (entre 10 et 30 jours) par rapport aux observations et FSP plus tardive (entre 10 et 40 jours). Le DSP (FSP) moyen est alors fixé autour du 2 juin (10 octobre) dans les simulations alors qu'il intervient le 19 juin (20 septembre) dans l'observation. Par conséquent, la LSP est plus longue (130 jours en moyenne) dans les simulations (**Fig. 3.3f**). La précocité du DSP et le retard de la FSP dans le modèle peuvent notamment s'expliquer par l'absence de séquences sèches à partir du moment où les pluies saisonnières ont débuté.

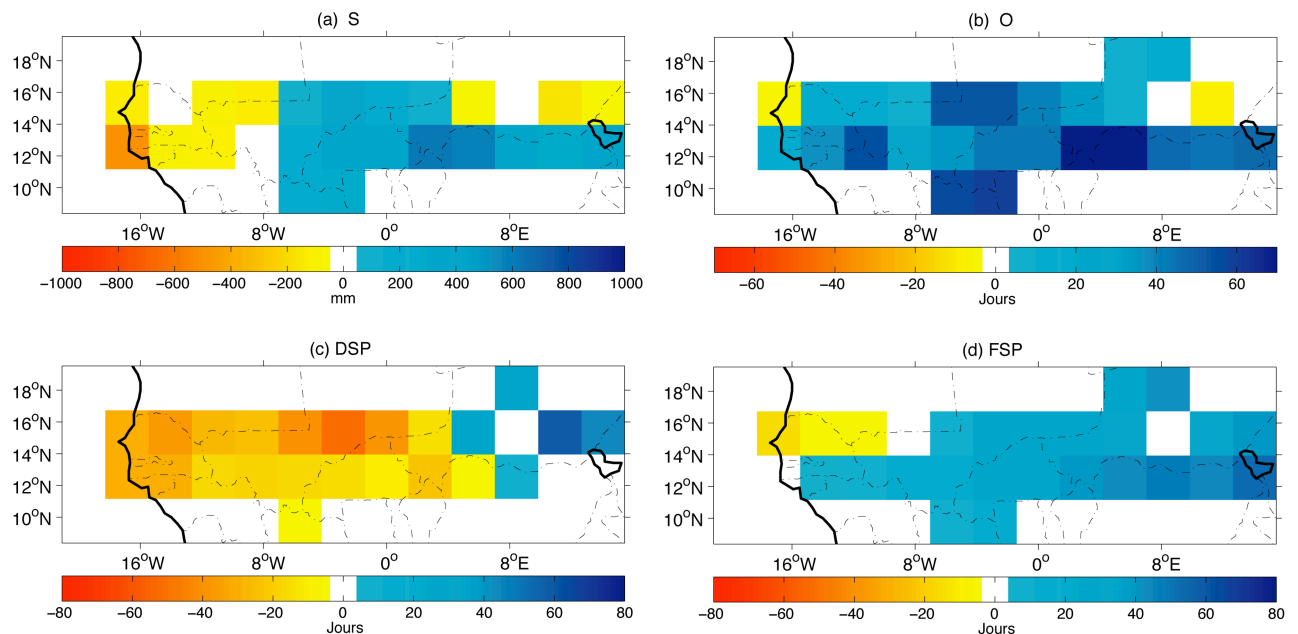


Figure 3.3. Biais moyens (simulations – observations) des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies agronomique à partir de la moyenne d'ensemble des 24 simulations brutes issues du modèle ECHAM 4.5 (1950-2000) : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1mm (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) pour la saison agronomique. Les observations correspondent à la moyenne des stations incluses dans les points de grille du MCG ECHAM 4.5.

3.3.2. Performance du MCG à reproduire la variabilité spatiale et temporelle des DIS

Les **figures 3.4a et 3.4b** présentent respectivement les champs de corrélations (moyenne des 24 corrélations) entre les cumuls saisonniers observé et simulé, puis ceux de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm à partir des précipitations brutes pour les 24 simulations du MCG ECHAM 4.5. Les corrélations, calculées entre le point de grille ECHAM 4.5 et chacune des stations incluses dans ce dernier, sont très faibles et non significatives au seuil de confiance de 95 % sur l'ensemble de l'Afrique soudano-sahélienne pour S et O. La médiane des corrélations entre les valeurs observées et simulées directement à partir du MCG ECHAM 4.5 de S et O au sein du réseau de 136 stations est faible, respectivement 0.15 et 0.16. **En d'autres termes, les sorties directes du MCG ECHAM 4.5 forcé reproduisent moins de 5 % de la variance du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm observés (4.8 % et 4.2 % respectivement) à l'échelle stationnelle.** Les champs de corrélations de DSP et FSP ne sont pas présentés dans la mesure où les corrélations ne sont pas significatives sur l'ensemble du réseau de stations. Les scores médians de corrélations entre les valeurs observées et simulées de ces DIS sont inférieurs à 0.05. En termes de variance expliquée, le MCG ECHAM 4.5 reproduit environ 2 % de la variabilité de DSP et FSP. Une analyse similaire réalisée sur une saison fixe (JJAS) fournit des résultats sensiblement identiques.

Par conséquent, la performance du MCG ECHAM 4.5 à reproduire la variabilité interannuelle des champs de DIS de la saison agronomique est médiocre. Cette contre-performance du MCG ECHAM 4.5 à simuler le champ de cumul saisonnier est en partie attribuable à (i) la non prise en compte

de la rétroaction du forçage de l'atmosphère sur les TSO, (ii) à l'échelle des structures spatiales des événements pluvieux inférieure à la maille du MCG, aux processus physiques complexes des précipitations, ainsi qu'à la corrélation entre une information pour un champ de stations et une information contenue dans un champ de points de grille. En effet, à partir d'un indice régional de cumul pluviométrique (SAI, ACP, SVD), la variabilité interannuelle tend à être mieux simulée (Philippon *et al.*, 1999 ; Giannini *et al.*, 2003 ; Moron *et al.*, 2003). Ainsi, l'intégration dans l'espace et le temps permet de s'affranchir d'une partie de variabilité générée par les processus de petite échelle internes à l'atmosphère.

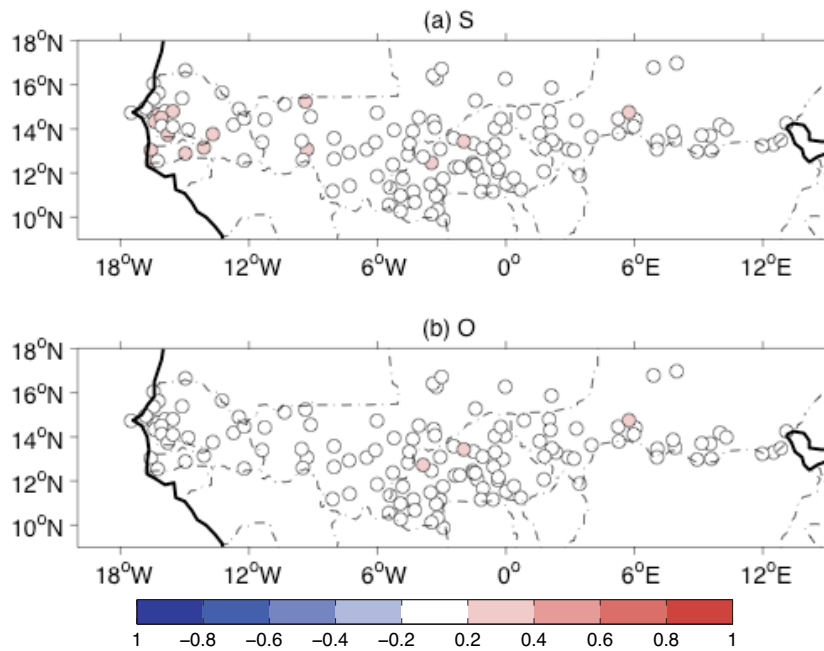


Figure 3.4. Corrélations moyennes (136 stations x 24 simulations) entre les valeurs observées et simulées **(a)** du cumul saisonnier et **(b)** de l'occurrence des jours pluvieux de la saison agronomique à partir des sorties de précipitations brutes des 24 simulations issues du MCG ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000. Les corrélations sont calculées entre la chronique temporelle du point de grille ECHAM 4.5 et chacune des stations incluses dans ce dernier. Seules les valeurs significatives au seuil de 95% selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont représentées.

La **figure 3.5** décrit la variabilité interannuelle de l'indice régional des DIS observé et simulé pour la moyenne d'ensemble et chacun des 24 membres de l'ensemble. On constate que le MCG ECHAM 4.5 reproduit correctement la tendance négative multidécennale marquée par la transition entre la période excédentaire des années 1950-1960 et la période déficitaire des années 1970 à 1990 pour S, O et FSP. Par ailleurs, il s'avère que la variabilité interannuelle de S et O (**Fig. 3.5a** et **Fig. 3.5b**) est mieux reproduite par le MCG ECHAM 4.5, contrairement aux autres DIS si l'on considère la moyenne d'ensemble des 24 membres ($r \sim 0.67$). Néanmoins, la variabilité interannuelle de S et O est moins bien reproduite par chacun des 24 membres si l'on en croit la forte dispersion entre les simulations. De plus, la moyenne des corrélations obtenues pour S et O ($r \sim 0.30$ et 0.27 respectivement), entre le SAI observé et chacun des 24 membres (soit 24 SAI) (**Table 3.1**, colonne 1), chute fortement par rapport à la corrélation entre la moyenne d'ensemble des 24 simulations et l'indice régional observé ($r \sim 0.67$ et 0.70 respectivement ; **Table 3.1**, dernière colonne).

	R – 1950-2000	R – 1950-1969	R – 1970-2000	R – BF 1950-2000	R – HF 1950-2000	R – 1950-2000 SAI _{OBS} vs SAI _{ECHAM4.5}
S	0.30	0.18	0.003	0.57	0.06	0.67***
O	0.27	0.18	-0.01	0.59	0.05	0.70***
DSP	0.09	0.07	-0.03	0.13	0.14	0.29**
FSP	0.13	0.11	-0.05	0.37	0.003	0.29**

Table 3.1. Corrélations temporelles entre les DIS observés et les DIS simulés non filtrés et filtrés à haute et basse fréquence durant les périodes 1950-2000, 1950-1969, 1970-2000. Les valeurs de corrélations pour les cinq premières colonnes correspondent à la moyenne des corrélations de l'ensemble de 24 membres alors que la dernière colonne présente la corrélation entre l'indice régional observé et l'indice régional simulé (= moyenne d'ensemble). Le niveau de significativité aux seuils de confiance de 95 % et 99 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont notés respectivement **, ***.

La composante basse fréquence (BF) du signal interannuel pour S et O est clairement capturée par le MCG ECHAM 4.5. Les corrélations sont supérieures à 0.5 (**Table 3.1**). Par ailleurs, le MCG ECHAM 4.5 montre des difficultés à reproduire la variabilité interannuelle des DIS (**Figs. 3.5a-h**) durant la période de péjoration pluviométrique au Sahel (1970-2000). Les corrélations sont généralement négatives et proches de 0 (**Table 3.1**).

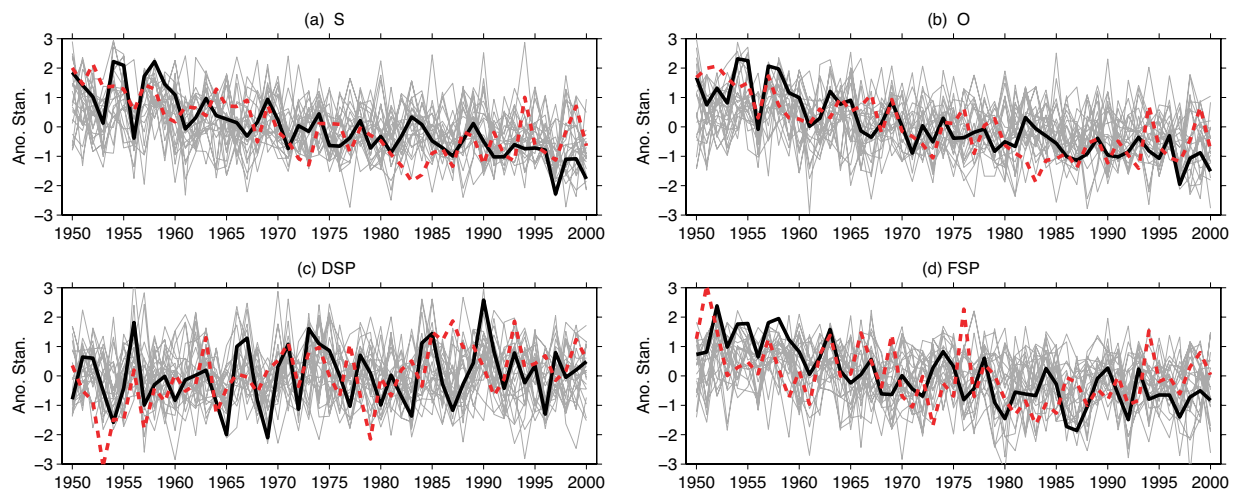


Figure 3.5. Anomalies standardisées des descripteurs intrasaisonniers : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agricole. En pointillés rouges, l'indice sahélien (SAI) observé ; en trait continu, la moyenne d'ensemble des 24 membres du modèle ECHAM 4.5. Les courbes grises représentent les 24 membres du modèle ECHAM 4.5.

La **figure 3.6** présente les corrélations temporelles sur des fenêtres glissantes de 20 années entre la variabilité temporelle du SAI observé et simulé non filtré et filtré à haute fréquence (< 8 ans) pour chaque DIS. On constate que les corrélations pour S et O non filtrés sont élevées et significatives ($r > 0.5$) jusqu'à la période 1960-1979, puis décroissent fortement ensuite. D'autre part, le DSP observé et simulé sont

corrélé positivement et significativement jusqu'à la période Ainsi, la capacité du modèle à reproduire la variabilité temporelle de S, O, DSP semble meilleure durant la période anormalement humide que durant la période anormalement sèche. Par contre, sur l'ensemble de la période 1950-2000, la corrélation entre la variabilité HF observée et simulée est nettement plus faible ($r < 0.3$) pour la majorité des DIS (**Table 3.1**).

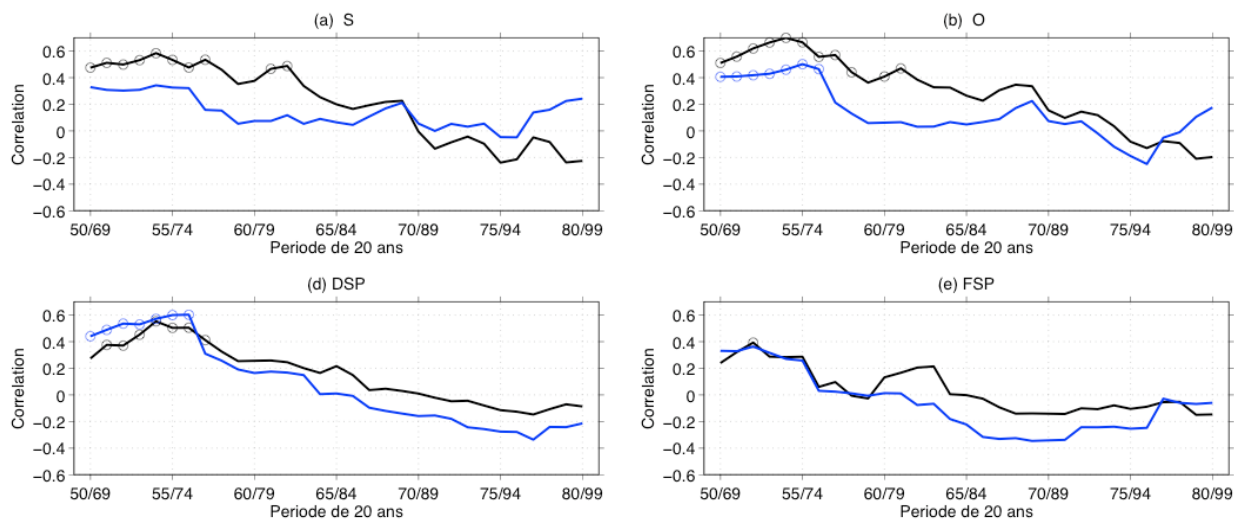


Figure 3.6. Corrélations glissantes sur des fenêtres de 20 ans entre l'indice régional observé et simulé pour (a) le cumul pluviométrique saisonnier (S), (b) l'occurrence des jours pluvieux (O), (c) le démarrage de la saison des pluies (DSP), (d) la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agricole. Les cercles indiquent les corrélations significatives à 95% selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations). La courbe noire (bleue) représente les chroniques temporelles non filtrées (filtrées à haute fréquence < 8 ans).

L'évolution temporelle sur des fenêtres glissantes de 20 ans de la variabilité haute fréquence du SAI observé et simulé des DIS met en évidence des résultats similaires à ceux obtenus pour l'ensemble de la variabilité excepté pour le cumul saisonnier (**Fig. 3.6**). En effet, contrairement aux corrélations significatives entre la variabilité HF observée et simulée de O et DSP ($r \sim 0.4-0.6$) durant la période humide, celles pour le cumul saisonnier apparaissent plus faibles ($r \sim 0.30$) et non significatives au seuil de 95 % selon la procédure de Monte Carlo (1 000 simulations).

À partir de différents MCGA (ARPEGE-Climat, ECHAM 3 et 4, DEMETER par exemple), Sperber and Palmer (1996), Sud and Lau (1996), Moron *et al.* (2003) ou encore Bouali *et al.* (2008) soulignent d'une part, la capacité de ces MCGA à bien reproduire la variabilité basse fréquence, c'est-à-dire la tendance négative entre la période anormalement humide des années 1950-1970 et la période anormalement sèche des décennies 1970-1990, et d'autre part à mieux reproduire la variabilité interannuelle durant la période humide que durant la période sèche. La bonne reproduction de la variabilité basse fréquence (> 8 ans) est principalement due au forçage lent à basse fréquence des TSO au sein de la bande tropicale lié au réchauffement global.

3.3.3. Simulation de la dynamique atmosphérique moyenne

Afin de représenter la dynamique atmosphérique de la MOA, trois paramètres documentant le vent ont été considérés : le vent zonal et méridien à 925 hPa (UV925), le vent zonal à 600 hPa (U600) et le vent zonal à 200 hPa (U200). Les **figures 3.7a et 3.7b** illustrent les champs de vent en surface (UV925) et en moyenne troposphère (U600) issus respectivement du MCG ECHAM 4.5 et des réanalyses NCEP 1. Il apparaît que le MCG ECHAM 4.5 simule correctement les structures spatiales moyennes (1950-2000) des vents par comparaison aux réanalyses NCEP 1. Le flux de mousson dans les basses couches (UV925) comme le JEA (U600) présentent néanmoins une position trop septentrionale puisqu'ils remontent jusqu'à la pointe sud algérienne. D'autre part, le JEA (U600) tend à être moins intense ($\sim 8 \text{ m.s}^{-1}$) que dans les réanalyses NCEP 1 ($\sim 10\text{-}12 \text{ m.s}^{-1}$).

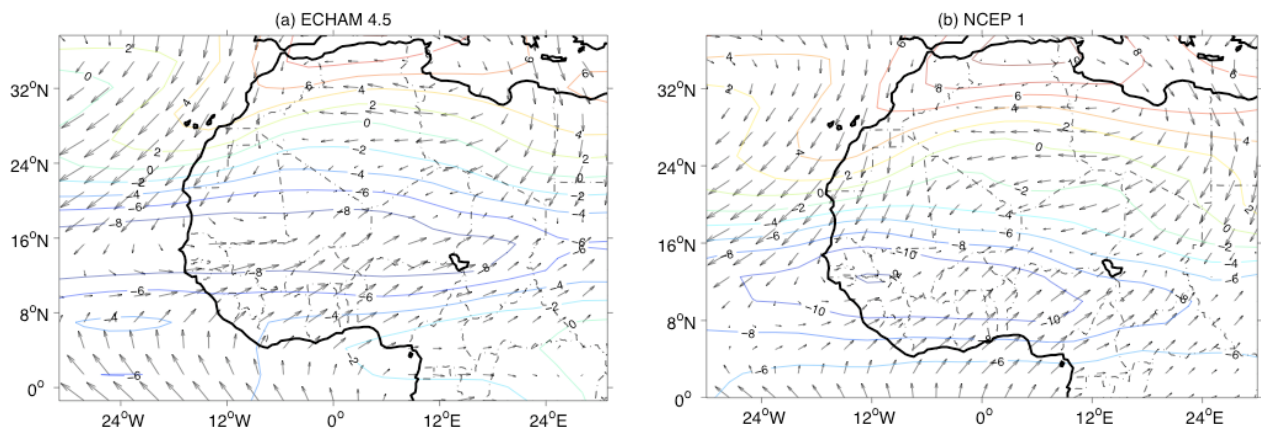


Figure 3.7. Champs moyens (1950-2000) de la composante zonale et méridienne du vent à 925 hPa (vecteurs) et de la composante zonale du vent à 600 hPa (contours) intégrés sur la saison juin-juillet-août-septembre (JJAS), **(a)** dans le modèle ECHAM 4.5 et **(b)** dans les réanalyses NCEP 1.

3.4. Prévisibilité potentielle des DIS dans les simulations ECHAM 4.5

La **figure 3.8** présente les scores de PP point à point des cumuls de précipitations sur une fenêtre africaine au nord de l'équateur, calculés sur les trimestres janvier – mars (JFM), avril – juin (AMJ), juillet – septembre (JAS) et octobre – décembre (OND), à partir des 24 simulations du MCG ECHAM 4.5.

À l'échelle saisonnière, le potentiel de prévisibilité des précipitations décrit une décroissance latitudinale depuis l'équateur vers les hautes latitudes. Ce gradient oppose clairement la partie océanique et le continent africain. Les scores de PP mettent en évidence une évolution saisonnière qui semble coïncider avec la migration saisonnière de la ZCIT.

Au printemps boréal (AMJ), le maximum de PP ($\sim 30\%$ à 45%) se concentre sur l'océan Atlantique équatorial et à proximité des côtes guinéennes (**Fig. 3.8b**). À l'inverse, sur le continent africain et plus spécifiquement sur la bande sahéenne, la PP met en évidence un net contraste entre le Sahel occidental et oriental. La PP est quasiment nulle sur la partie centrale du Sahel, alors que le forçage des anomalies de

TSO sur la variabilité des précipitations est proche de 20 % sur le Sénégal. Durant cette période de l'année la ZCIT est encore localisée au niveau de l'équateur. En été boréal (JAS), lorsque la mousson est installée, la part de variabilité forcée par les TSO augmente sur l'ensemble de l'Afrique soudano-sahélienne mais demeure faible, entre 5 % et 20 % (Fig. 3.8c). Simultanément, la PP s'affaiblit au niveau du rail équatorial en phase avec la migration de la ZCIT vers 8-10°N. En automne boréal (OND), on observe un glissement des scores plus élevés de PP, vers l'équateur (Fig. 3.8d).

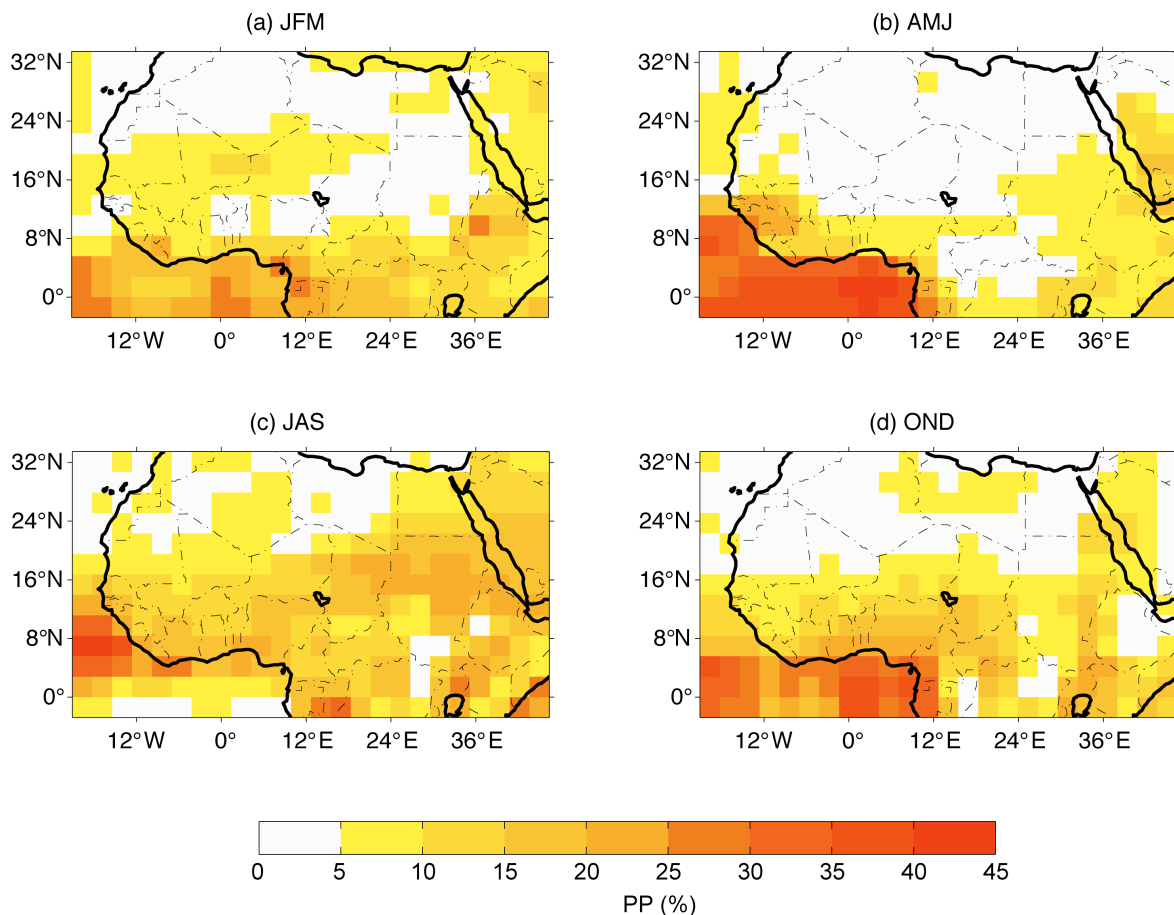


Figure 3.8. Potentiel de prévisibilité (%) pour les cumuls trimestriels : (a) janvier-mars (JFM), (b) avril-juin (AMJ), (c) juillet-septembre (JAS) et (d) octobre-novembre (OND) simulés par le MCGA ECHAM 4.5 (données brutes). Seules les valeurs significatives au seuil de 95 % selon un test *F* de Fischer-Snedecor sont représentées.

La part plus élevée de variabilité des précipitations expliquée par le forçage des TSO sur l'Atlantique équatorial coïncide avec la position saisonnière de la ZCIT. En effet, la forte réponse des précipitations sur le secteur océanique est liée au seul et unique forçage des TSO. À l'inverse, sur le continent et plus spécifiquement sur le Sahel, la forte variabilité des précipitations semble liée davantage aux interactions surface – atmosphère, mais reste préférentiellement stimulée et amplifiée par la variabilité des TSO (Giannini, 2003). Philippon *et al.* (2002) ont montré l'importance des gradients d'énergie statique humide sur les précipitations sahéliennes. Par ailleurs, le faible potentiel de prévisibilité des précipitations n'est pas inhérent au seul MCG ECHAM 4.5. Caminade (2006) montre également une faible prévisibilité potentielle des précipitations à partir du modèle ARPEGE-Climat.

À l'échelle intrasaisonnière, le potentiel de prévisibilité des DIS de la saison agronomique, calculé à partir des 24 simulations brutes du modèle ECHAM 4.5, est illustré en **figure 3.9**. Les résultats montrent une portion de variance forcée par les TSO inégale entre les DIS et plutôt faible. Le forçage des TSO explique moins de 25% de la variance des DIS en Afrique soudano-sahélienne. Malgré des scores très modérés (de 15 à 25%), le cumul saisonnier (S) et l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) décrivent des structures spatiales de PP cohérentes à l'échelle de la bande soudano-sahélienne. Le potentiel de prévisibilité de DSP et FSP est nettement plus faible (< 15 %) et leur structuration spatiale moins organisée (**Fig. 3.9c** et **Fig. 3.9d**). Ces résultats sont cohérents avec les scores élevés (faibles) de cohérence spatiale de *seconde espèce* pour S et O (DSP et FSP) mis en évidence à partir de l'observation (Chapitre 2, section 2.3.2.2) On note également une opposition W-E qui suggère une réponse, selon un test de Fischer au seuil de confiance de 95 %, significativement plus importante de la variabilité interannuelle de S, O, DSP, FSP au forçage des TSO sur le Sahel occidental (Sénégal) que sur le Sahel central et oriental. Cette particularité sénégalaise peut s'expliquer par l'effet de proximité de l'Atlantique tropical qui exerce une influence directe sur la variabilité de S, O, DSP et FSP.

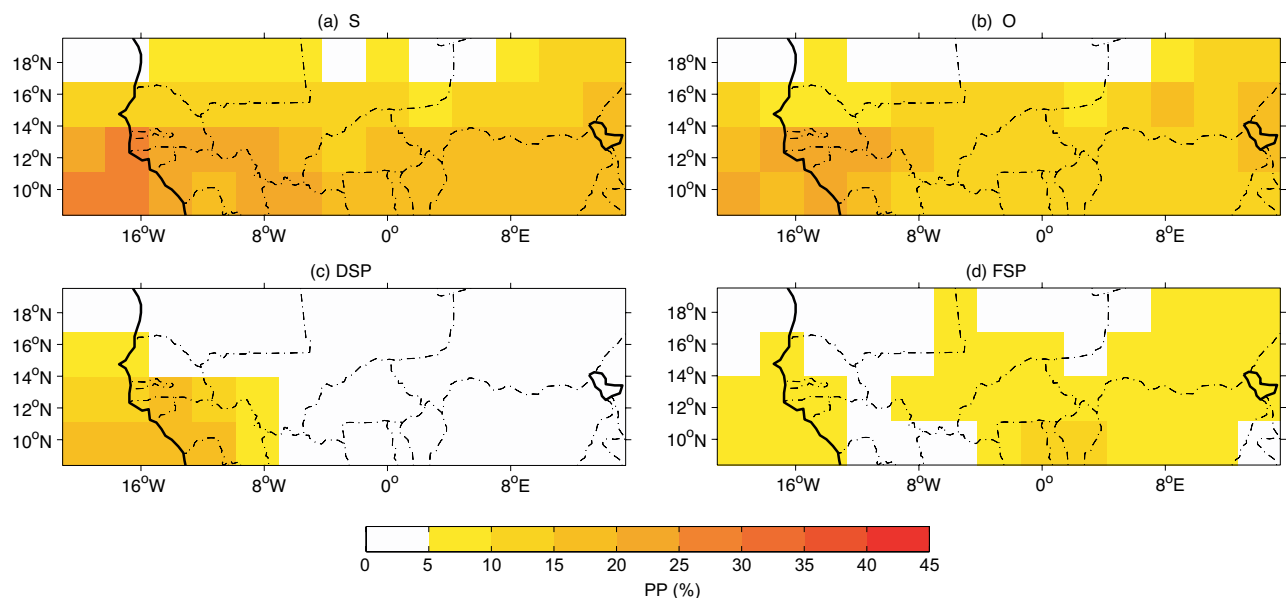


Figure 3.9. Potentiel de Prévisibilité (%) des DIS simulés par le MCGA ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000 (données brutes) : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agronomique. Seules les valeurs significatives au seuil de 95 % selon un test *F* de Fischer-Snedecor sont représentées.

En résumé, la réponse du modèle aux forçages des TSO apparaît reproductible mais erronée par rapport à la réalité. Cela suggère que d'autres forçages non inclus dans les conditions aux limites semblent dominer. Ainsi, la faible performance du MCG ECHAM 4.5 à simuler les champs de DIS (S, O, DSP, FSP) et leur variabilité interannuelle au Sahel peut provenir de plusieurs origines :

(i) dans les MCG, les précipitations résultent d'une combinaison entre les circulations atmosphériques d'échelle régionale et la convection d'échelle locale. La convection est le fruit de processus sous maille, résolu par la paramétrisation, mais qui n'est pas systématiquement optimisée pour l'Afrique de

l'Ouest. Au Sahel, comme les pluies sont majoritairement convectives et transitoires, leur paramétrisation reste le principal problème dans les modèles numériques ;

(ii) la modification du couvert végétal qui a eu lieu au Sahel durant les dernières décennies a un impact sur les précipitations par la modification des états de surface continentale tels que l'albédo, l'évapotranspiration et la rugosité (Charney *et al.*, 1997 ; Eltahir and Gong, 1996). Ainsi, les MCG comme ECHAM 4.5 possèdent des schémas de surface continentale très simples qui ne prennent pas en compte l'évolution de la végétation et peuvent expliquer en partie la faible prévisibilité des précipitations dans les MCG (Ndiaye *et al.*, 2008) ;

(iii) et/ou que le couplage est nécessaire pour prendre en compte l'action de l'atmosphère sur l'océan (par sa tension de surface) et donc la rétroaction complète océan-atmosphère.

3.5. Spécification des liens entre les DIS, la dynamique atmosphérique et les TSO

Les résultats précédents ont montré la faible performance du MCG ECHAM 4.5 à simuler correctement la variabilité spatiale et temporelle du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm à l'échelle de l'Afrique soudano-sahélienne. Pour corriger les biais des MCGA, des modèles statistico-dynamique (MOS) sont généralement utilisés. Des études antérieures (Barnston, 1996 ; Garric *et al.*, 2002 ; Friederichs and Paeth, 2006 ; Bouali *et al.*, 2008 entre autres) montrent une amélioration significative des performances de modélisation des cumuls saisonniers au Sahel à partir de MOS.

Dans cette section, trois modèles de régression linéaire, basé sur une ACC, ont été construits pour estimer la variabilité spatio-temporelle de S et O. Ils se fondent sur différents schémas statistiques hiérarchisés *a priori* selon trois niveaux de performance théorique :

❶ **le premier schéma, purement statistique, est fondé sur le champ de TSO HADiSST observées synchrones.** Les TSO sont moyennées sur entre juin et septembre (JJAS). Ce schéma permet de se placer dans le cadre d'une prévision *parfaite* des TSO et d'analyser la réponse de l'atmosphère. **Cela permet d'approcher le niveau maximal de prévisibilité saisonnière en lien avec les TSO ;**

❷ **le second schéma repose sur une approche statistico-dynamique (MOS) basée sur les précipitations simulées directement par le MCG ECHAM 4.5.** Ce MOS (MOS_{PLUIE}) est construit à partir des DIS (S et O) dérivés des précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5. **Ce schéma est le plus aisé à mettre en place mais devrait fournir *a priori* le niveau de performance de modélisation le plus faible du moins au Sahel puisque les précipitations sont fortement dépendantes de la paramétrisation du MCG ;**

❸ **le troisième schéma repose sur un MOS, basé cette fois-ci sur la dynamique atmosphérique du MCG ECHAM 4.5** et plus particulièrement sur les composantes du vent (U925, V925 et U200) nécessaires à la construction de l'indice de circulation de mousson (WAMI). Ce MOS (MOS_{WAMI}) doit permettre d'évaluer le rôle de « relayeur » de l'atmosphère entre le signal induit par forçage des TSO et la réponse des précipitations à travers S et O.

Théoriquement, ce schéma statistico-dynamique est plus performant que le précédent, dans la prévision des paramètres atmosphériques non dépendants de la paramétrisation. Il se positionne à un niveau médian de performance en termes de prévisibilité des précipitations vis-à-vis des deux autres modèles.

N.B. Nous présenterons systématiquement, pour les trois schémas, le champ de corrélations homogènes (HO) pour les prédicteurs et le champ de corrélations hétérogènes (HE) pour les prédicants.

3.5.1. Modélisation statistique des DIS observés et de la dynamique atmosphérique NCEP 1 à partir des TSO observées synchrones

3.5.1.1. Spécification du lien TSO – DIS

À partir d'un schéma purement statistique fondé sur les anomalies de TSO observées synchrones de la bande tropicale (40°N – 40°S), un modèle de régression multiple basé sur une ACC en validation croisée a été construit pour spécifier l'importance du forçage des TSO observées sur les précipitations, à travers S et O, durant la période 1950-2000. Les structures spatiales de corrélations homogènes (HO) des anomalies de TSO de la bande tropicale et de corrélations hétérogènes (HE) du cumul saisonnier (S) associées au 1^{er} mode canonique sont présentées sur les **figures 3.10a et 3.10c**. De façon similaire, les structures spatiales du 1^{er} mode canonique entre les anomalies de TSO et l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) sont présentées en **figures 3.10b et 3.10d**. Ce 1^{er} mode canonique associe des anomalies positives (négatives) de précipitations et d'occurrence de jours pluvieux > 1 mm cohérentes au sein de la bande soudano-sahélienne à des conditions froides (chaudes) de TSO au niveau des bassins pacifique équatorial est, atlantique équatorial et sud, et océan Indien tropical. Dans le Pacifique oriental, ces anomalies froides (chaudes) sont associées aux signaux océano-atmosphériques La Niña (El Niño). Il a été montré que des conditions de surface océanique de type La Niña (El Niño) sont associées à un affaiblissement (renforcement) de la circulation quasi divergente de Walker qui favorise l'ascendance (subsidence) au niveau du fuseau ouest africain. On constate que, pour ce premier mode, seulement 15 % de la variabilité des TSO expliquent près de 30 % de la variabilité interannuelle du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O). Par ailleurs, les coefficients temporels d'expansion associés au 1^{er} mode couplé TSO–S et TSO–O sont corrélés respectivement à 0.90 et 0.85 et mettent en évidence la tendance négative multidécennale entre la période humide (1950-1969) et la période sèche (1970-2000).

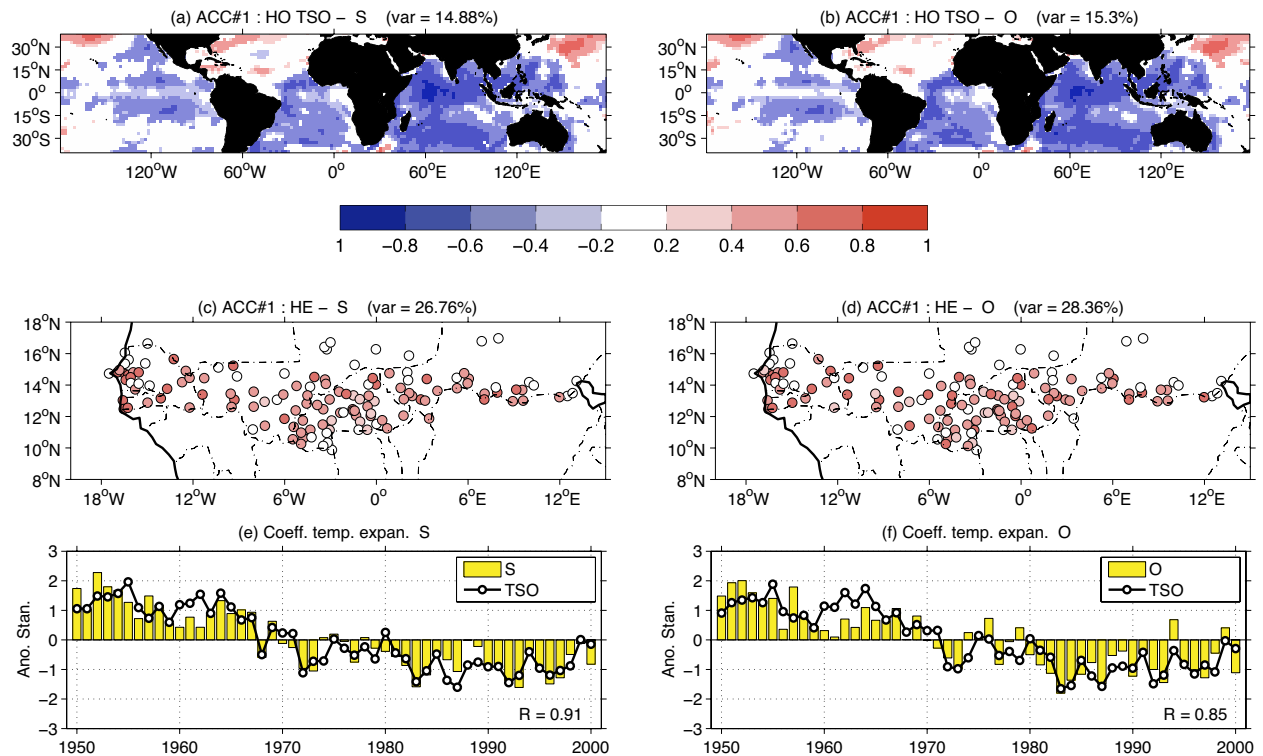


Figure 3.10. Champs de corrélations **(a-b)** homogènes du 1^{er} mode ACC des TSO observées synchrones (JJAS) et **(c-d)** hétérogènes du cumul saisonnier (S) et de l’occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison agronomique des pluies. **(e-f)** Coefficients temporels d’expansion associés (barres : S et O observées ; courbes : TSO observées synchrones). Seules les valeurs de corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont cartographiées.

Les performances du modèle de régression à estimer la variabilité interannuelle à chaque station sont illustrées en **table 3.2** et **figures 3.11 et 3.12** par le champ de corrélations entre les valeurs prévues et observées pour S et O, puis en fonction du score de Heidke (**E.3.3**). Le niveau de performance fourni par ces deux métriques est généralement similaire pour S et O. On constate de fortes valeurs positives de corrélations (> 0.4) et de HSS ($> 20\%$) pour S (**Fig. 3.11a** et **Fig. 3.12a**) et O (**Fig. 3.11b** et **Fig. 3.12b**). Ces scores présentent systématiquement des structures spatiales cohérentes au niveau de l’Afrique soudano-sahélienne. Les scores médians de corrélations (**Table 3.2**) mettent en évidence une capacité modérée du modèle de régression à reproduire l’observation pour S et O ($r \sim 0.42$ et $r \sim 0.38$ respectivement) et faible pour DSP et FSP ($r < 0.10$). Parallèlement, les scores de HSS sont modérés pour S et O (HSS $\sim 20\%$). Cela suppose que le modèle statistique basé sur le champ de TSO est capable de reproduire des anomalies différentes de la climatologie (1950-2000) et tend à identifier raisonnablement des années déficitaires ou excédentaires en termes de cumuls de précipitations ou d’occurrence de jours pluvieux > 1 mm. Cependant, le pourcentage de variance expliquée localement par les TSO sur S et O est inférieur à 15 % (**Figs. 3.10a, b**). Autrement dit, le potentiel maximal de prévisibilité saisonnière, fixé par les anomalies de TSO, reste faible. Il faut s’attendre en outre à ce que ces scores soient encore plus faibles en travaillant avec des TSO de présaison.

	GoF	R	HSS (%)	R SAI _{OBS} vs SAI _{SIM}
S	0.37 (3 ACC)	0.38	23.5	0.73 (0.42)
O	0.38 (2 ACC)	0.42	23.5	0.72 (0.31)
DSP	0.002 (10 ACC)	-0.01	2.9	0.38 (0.009)
FSP	0.05 (2 ACC)	0.06	2.9	0.41 (0.27)

Table 3.2. Indice de bonne prévision (GoF), score médian de corrélation (R) entre l'observation et les simulations (136 stations), score de Heidke et score de corrélation entre l'indice régional (SAI) observé et simulé du cumul saisonnier (S), de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), du démarrage (DSP) et de la fin (FSP) de saison des pluies agronomique à partir du MOS basé sur les TSO synchrones observées sur la période 1950-2000. Les valeurs entre parenthèses de la première colonne indiquent le nombre de modes EOF retenus pour la construction du modèle de prévision par ACC, tandis que celles de la dernière colonne donnent les scores de corrélation après suppression de la tendance linéaire.

Notons que pour DSP et FSP, les structures spatiales associées au 1^{er} mode canonique sont fortement bruitées. Le premier mode canonique associé à ces DIS présente de faibles pourcentages de variance. Généralement, moins de 15 % de la variabilité des TSO expliquent moins de 10 % de la variabilité interannuelle de DSP et FSP. Le modèle de régression délivre une mauvaise estimation de DSP et FSP : les indices de bonne prévision sont proches de 0 et/ou un nombre élevé de modes ACC (> 5 modes) est retenu pour la construction du modèle. La performance de modélisation est faible et n'améliore pas celle fournie directement par le MCG ECHAM 4.5 (**Table 3.1**). Cela confirme que le forçage direct des TSO d'échelle régionale, voire planétaire n'influence que très peu les phases de la saison et confirme leur faible prévisibilité.

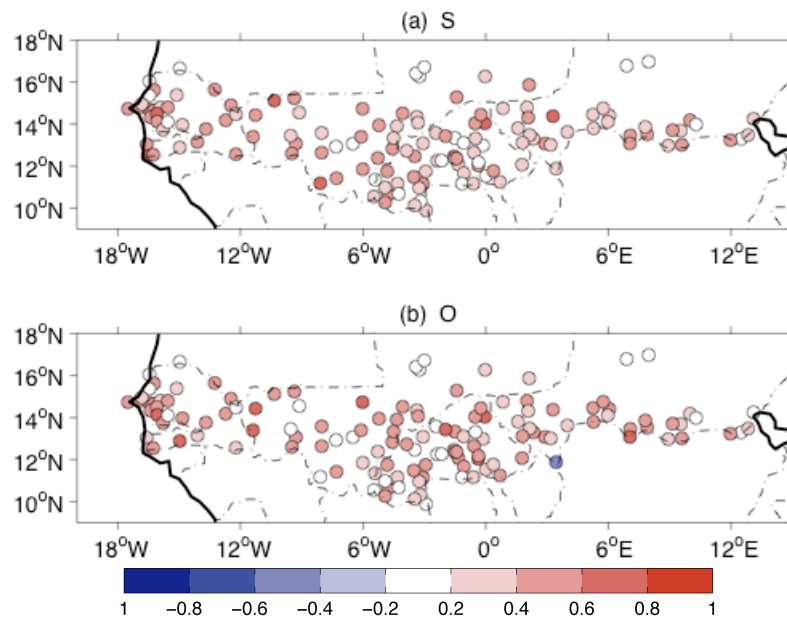


Figure 3.11. Corrélations entre les valeurs observées et estimées à partir des TSO observées synchrones (JJAS) pour (a) le cumul pluviométrique saisonnier (S) et (b) l'occurrence des jours pluvieux (O) de la saison des pluies agronomiques.

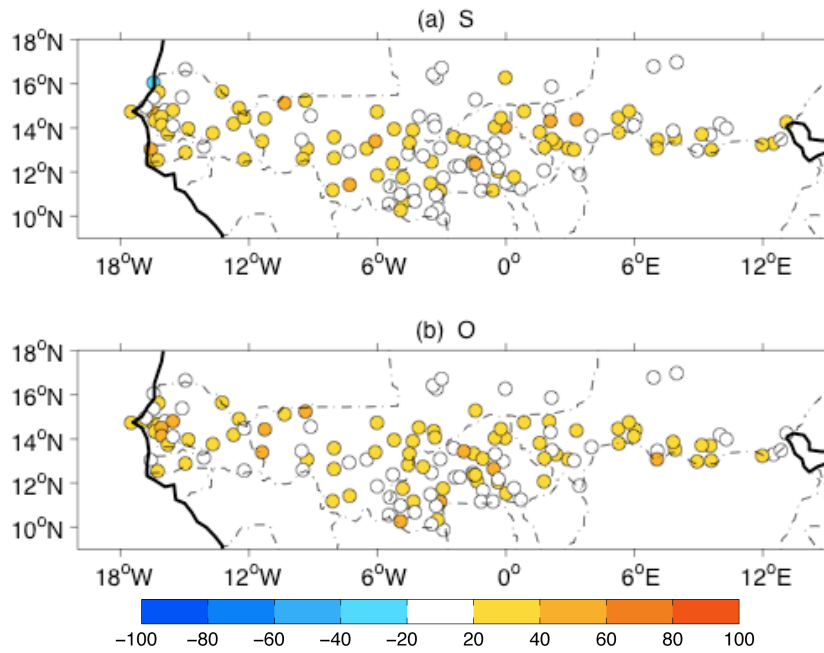


Figure 3.12. Score de performance de Heidke pour (a) le cumul pluviométrique saisonnier (S), (b) l'occurrence des jours pluvieux (O), de la saison agronomique à partir du modèle de régression basé sur les TSO observées synchrones (JJAS).

À l'échelle régionale, la corrélation entre le SAI du cumul saisonnier estimé par le modèle de régression basé sur les TSO observées synchrones, et le SAI observé est forte ($r \sim 0.76$). Un score de corrélation similaire ($r \sim 0.72$) est obtenu entre les SAI de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (Table 3.2). Par analogie, la corrélation entre l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimé par ECHAM 4.5 et l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier observé est 0.62 (Table 3.1). Le gain de performance est logiquement moins élevé à l'échelle régionale qu'à l'échelle locale.

Enfin, la table de contingence (Table 3.3) présente la distribution croisée des anomalies interannuelles régionale du cumul de précipitations estimées par le modèle de régression basé sur les TSO observées synchrones et celles des cumuls saisonniers (S) observés. Ce modèle semble robuste puisque les anomalies de 32 années sur 51 sont reproduites dans les bonnes catégories et qu'aucune erreur de deux classes n'est recensée. Cette robustesse est néanmoins biaisée, puisqu'elle est contrainte par la tendance multidécennale présente à la fois dans les anomalies de TSO et les cumuls saisonniers observés.

		S OBS		
		Sec	Normal	Humide
TSO - S	Sec	1972, 1977, 1982, 1983, 1984, 1986, 1987, 1990, 1992, 1993, 1996, 1997	1973, 1981, 1985, 1995, 2000	-
	Normal	1974, 1979, 1988, 1989, 1998	1959, 1968, 1970, 1975, 1978, 1980, 1991	1956, 1960, 1963, 1971
	Humide	-	1957, 1969, 1994, 1999	1950, 1951, 1952, 1953, 1954, 1955, 1958, 1961, 1962, 1964, 1965, 1966, 1967

Table 3.3. Table de contingence entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimées par le modèle de régression basé sur les TSO et celles observées durant la période 1950-2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles.

3.5.1.2. Spécification du lien TSO – dynamique atmosphérique réanalysée/simulée

La dynamique atmosphérique zonale en basse (U925), moyenne (U600) et haute troposphère (U200) sert de connecteur entre les anomalies de TSO de la bande tropicale (40°N – 40°S) et le champ de précipitations au Sahel. Ainsi, un indicateur robuste et représentatif de la circulation de mousson consiste à utiliser l'indice WAMI (Fontaine *et al.*, 1995 ; Garric *et al.*, 2002 ; Moron *et al.*, 2004).

La **figure 3.13** présente l'évolution interannuelle des anomalies standardisées de l'indice WAMI, moyenné sur JJAS durant la période 1950-2000, calculé à partir de la dynamique des réanalyses NCEP 1, du MCG ECHAM 4.5 et reconstruit à partir d'une régression entre les TSO observées et le vent zonal et méridien à 925 hPa, puis le vent zonal à 200 hPa des réanalyses NCEP1. On constate que l'évolution interannuelle de l'indice WAMI calculé à partir des réanalyses NCEP 1 et des simulations du MCG ECHAM 4.5 est marquée par une tendance multidécennale. La corrélation entre l'indice WAMI simulé par le MCG ECHAM 4.5 et l'indice WAMI calculé à partir des réanalyses NCEP 1 est de 0.59 et significative au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations). Le MCG ECHAM 4.5 tend à reproduire raisonnablement la variabilité interannuelle de l'indice de mousson WAMI. Ces résultats corroborent ceux de Moron *et al.* (2004) qui montrent que la variabilité interannuelle de l'indice régional de circulation de mousson (WAMI) est bien reproduit par plusieurs MCG (ARPEGE, ECHAM 3 et 4 et GISS).

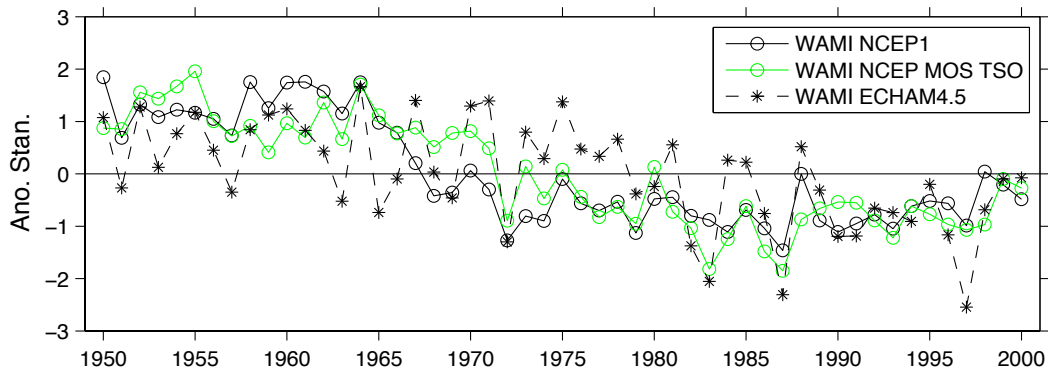


Figure 3.13. Anomalie standardisée de l'indice WAMI (différence entre le module du vent à 925 hPa et le vent zonal à 200 hPa) calculé à partir des réanalyses NCEP 1, et simulé par MCG ECHAM 4.5 puis par un modèle statistique basé sur les TSO observées synchrones (JJAS) sur la période 1950-2000.

Afin de vérifier la consistance des téléconnexions entre la dynamique atmosphérique réanalysée (NCEP 1), puis simulée (ECHAM 4.5) et les TSO observées synchrones (JJAS), un modèle de régression à partir d'une ACC en validation croisée a été construit. Sont considérées comme prédictants les composantes du vent nécessaires à la construction de l'indice WAMI, c'est-à-dire les composantes zonales et méridiennes du vent à 925 hPa (UV925) et la composante zonale du vent à 200 hPa (U200).

Le 1^{er} mode couplé entre les TSO observées et la circulation de mousson, UV925 et U200, dans les réanalyses NCEP 1 est présenté en **figure 3.14**. La carte des corrélations homogènes des TSO (**Fig. 3.14a**) met en évidence une structure spatiale classique dominée par le phénomène ENSO/LNSO au niveau du Pacifique équatorial oriental mais également un signal localisé dans l'océan Indien. Ainsi, 15 % de ce premier de variabilité des TSO explique 27 % de la variabilité du flux de mousson (UV925) et 45 % de la variabilité du JTE en haute troposphère (U200).

En d'autres termes, des anomalies froides (chaudes) de TSO dans le Pacifique équatorial oriental, liées aux épisodes La Niña (El Niño), et des anomalies froides (chaudes) dans l'océan Indien tropical sont associées à un double renforcement (affaiblissement) du flux de mousson de SW et du vent d'est au niveau du JTE et donc de la circulation de mousson (Palmer *et al.*, 1992 ; Janicot *et al.*, 1996 ; Rowell, 2001 ; Moron *et al.*, 2004). Les téléconnexions ENSO-flux de mousson résultent principalement de perturbations dans la circulation quasi divergente E-W de Walker. Les épisodes LNSO (ENSO) sont associés à un renforcement (affaiblissement) du JTE impliquant une anomalie d'ascendance (subsidence) sur le fuseau africain.

Parallèlement, une ACC a été appliquée entre les champs de TSO et la composante zonale du vent à 925 hPa simulée par le MCG ECHAM 4.5. Les cartes de corrélations homogènes (HO) du 2^{ème} mode canonique des TSO et les cartes de corrélations hétérogènes (HE) de la circulation de mousson décrivent des configurations spatiales proches de celles obtenues avec les réanalyses NCEP 1 (**Fig. 3.15**). On observe, néanmoins, un renforcement du forçage ENSO sur les simulations de la dynamique atmosphérique. Ainsi, 16 % de ce mode de variabilité des TSO contribuent à environ 23 % de la variabilité du flux de mousson (UV925) et à 65 % de la variabilité du JTE (U200).

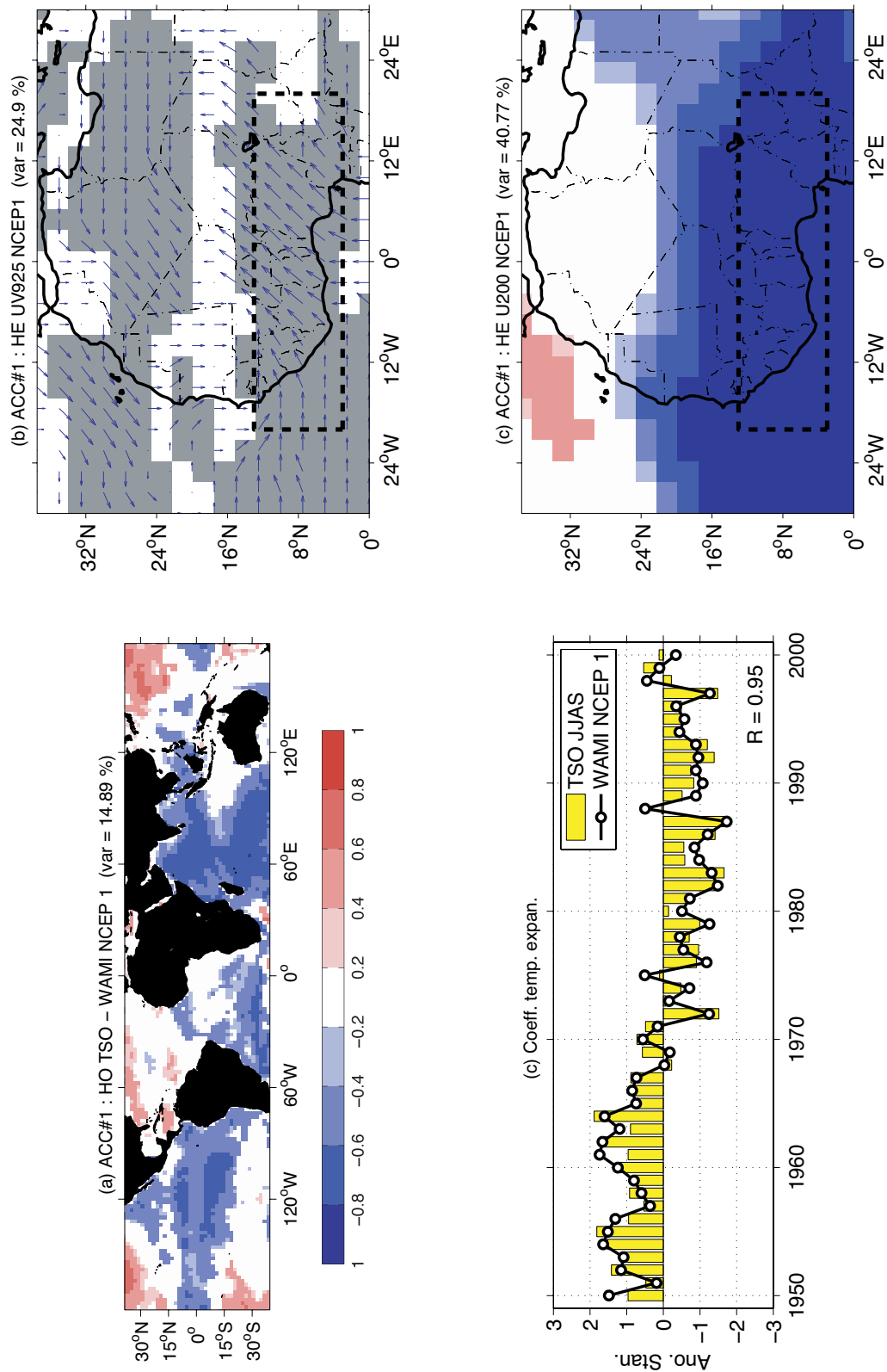


Figure 3.14. Champs de corrélations homogènes du 1^{er} mode canonique (a) des anomalies de TSO synchrones (JJAS), et hétérogènes (b) des composantes zonales et méridiennes du vent à 925 hPa (UV925) et (d) de la composante zonale du vent à 200 hPa (U200) à partir des réanalyses NCEP1 sur la période 1950-2000. La fenêtre sur laquelle est calculé l'indice WAMI est délimitée par les pointillés noirs (20°W-20°E – 3°N-13°N). (c) Coefficients temporels d'expansion associés (barres : TSO ; courbe : combinaison du vent zonal et méridien à 925 hPa (UV925) et du vent zonal à 200 hPa (U200)). Seules les valeurs de corrélations significatives au seuil de confiance de 95% selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont cartographiées.

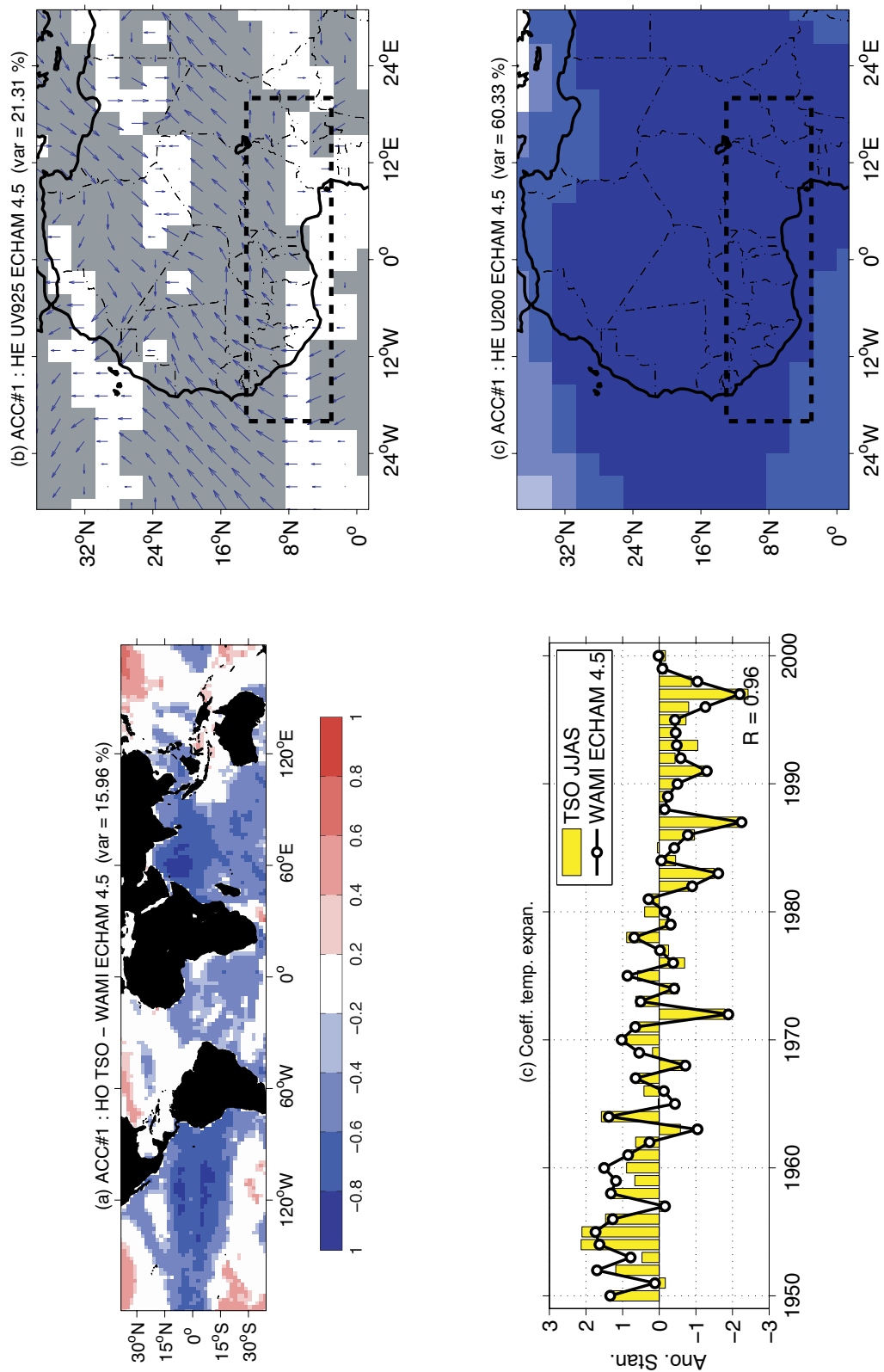


Figure 3.15. Identique à la Figure 3.14 mais pour le 2^{ème} mode canonique à partir des simulations du MCG ECHAM 4.5.

Enfin, afin de mesurer le poids des TSO observées synchrones (JJAS) sur la circulation atmosphérique régionale observée et simulée, à travers l'indice WAMI, deux modèles de régression linéaire ont été construits :

- l'un croise les anomalies de l'indice WAMI estimé à partir des TSO observées synchrones (JJAS) avec l'indice WAMI calculé à partir des réanalyses NCEP1 (TSO-WAMI NCEP 1) ;
- l'autre croise les anomalies de l'indice WAMI calculé à partir des sorties directes du MCG ECHAM 4.5 avec celles de l'indice WAMI calculé à partir des réanalyses NCEP 1. Dans les deux cas, les modèles ont été développés sur la période 1968-2000 afin de ne pas prendre en compte les biais et ruptures présents dans les réanalyses avant 1968.

	WAMI NCEP 1	TSO-WAMI NCEP 1	WAMI ECHAM 4.5
WAMI NCEP 1	1	<u>0.85</u>	<u>0.59</u>
TSO-WAMI NCEP 1		1	<u>0.65</u>
WAMI ECHAM 4.5			1

Table 3.4. Corrélation temporelle (1968-2000) entre l'indice de circulation de mousson WAMI dans les réanalyses NCEP 1, les simulations du MCG ECHAM 4.5 et à partir du modèle de régression TSO-WAMI NCEP 1. Les valeurs soulignées sont significatives au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations).

Dans le premier cas, la corrélation entre l'indice WAMI calculé à partir des réanalyses NCEP 1 et l'indice WAMI estimé par le modèle statistique fondé sur les TSO est forte ($r \sim 0.85$) (**Table 3.4**). Cela confirme que la circulation de mousson d'échelle régionale est fortement pilotée par les anomalies de TSO liées en particulier au phénomène ENSO.

Par ailleurs, dans le second cas, le MCG ECHAM 4.5 simule raisonnablement la dynamique atmosphérique régionale associée à la circulation de mousson (WAMI). D'autre part, on constate que l'indice WAMI simulé par le MCG ECHAM 4.5 et l'indice WAMI estimé par les TSO observées sont correctement reliés ($r \sim 0.65$) (**Table 3.4**). Cependant, ce résultat suggère que dans le modèle ECHAM 4.5 le forçage des TSO sur l'atmosphère n'est pas aussi bien retranscrit que dans l'observation.

Enfin, la **table 3.5** montre que pour 15 années sur 33 l'anomalie saisonnière de l'indice WAMI est reproduite dans la bonne catégorie (faible/normale/forte) par le MCG ECHAM 4.5 par rapport aux réanalyses NCEP 1 sur la période 1968-2000. La catégorie normale semble la plus mal reproduite, alors que seulement deux erreurs de deux classes sont recensées (1974 et 1984). En 1974, l'anomalie négative du WAMI NCEP 1 est également mal reproduite à partir du modèle basé sur les TSO (TSO-WAMI NCEP 1). À l'inverse, la modélisation du WAMI NCEP 1 à partir des TSO simule correctement l'anomalie négative de 1984. En 1984, la réponse erronée du MCG ECHAM 4.5 est sans doute liée à une forte anomalie positive de TSO dans le golfe de Guinée.

		WAMI NCEP 1		
		Faible	Normal	Fort
WAMI ECHAM 4.5	Faible	1972, 1986, 1987, 1990, 1991, 1993, 1997	1982, 1983, 1994, 1996	-
	Normal	1979, 1989	1985, 1992, 1995	1968, 1969, 1980, 1998, 1999, 2000
	Fort	1974, 1984	1973, 1976, 1977, 1978	1970, 1971, 1975, 1981, 1988

Table 3.5. Table de contingence entre les anomalies interannuelles de l'indice régional WAMI (1968-2000) calculé dans les réanalyses NCEP 1 et dans les simulations du MCG ECHAM 4.5.

En résumé, on constate que les téléconnexions TSO–WAMI dans le MCG ECHAM 4.5 sont en accord avec celles des réanalyses NCEP 1. Cela suggère que le MCG ECHAM 4.5 tend à reproduire correctement la réponse de la dynamique atmosphérique régionale de la circulation de mousson au forçage de TSO d'échelle globale. Néanmoins, on constate que le flux de mousson simulé par le MCG ECHAM 4.5 pénètre trop à l'intérieur du continent africain et que le poids des téléconnexions entre les TSO et U200 est exagéré.

3.5.2. Modélisation statistico-dynamique de S et O à partir des précipitations simulées (MOS_{PLUIE})

Le 1^{er} mode canonique en validation croisée entre S simulé et S observé est présenté en **figure 3.16**. Les structures spatiales associées aux corrélations homogènes (**Fig. 3.16a**) et hétérogènes (**Fig. 3.16b**) de S décrivent des corrélations positives élevées (> 0.6) et significatives cohérentes sur le Sahel occidental et central. Ainsi, environ 50 % de la variabilité de S simulé expliquent 27 % de la variabilité de S dans l'observation à partir des corrélations hétérogènes. **Les structures spatiales de S et O indiquent clairement un mode zonal cohérent à l'échelle de la bande sahélienne.** Les coefficients temporels d'expansion associés sont fortement corrélés entre eux (**Fig. 3.17c**) et dépassent la valeur de 0.8 ($r \sim 0.89$ et $r \sim 0.82$ respectivement pour S et O). Les résultats d'une analyse identique pour O sont présentés en **figure 3.17**.

Par contre, les structures spatiales des corrélations homogènes et hétérogènes de DSP et FSP sont largement moins cohérentes sur la bande sahélienne. En effet, environ 9 % (43 %) de la variabilité de DSP (FSP) simulé expliquent 5 % (3.5 %) de la variabilité de DSP (FSP) observé.

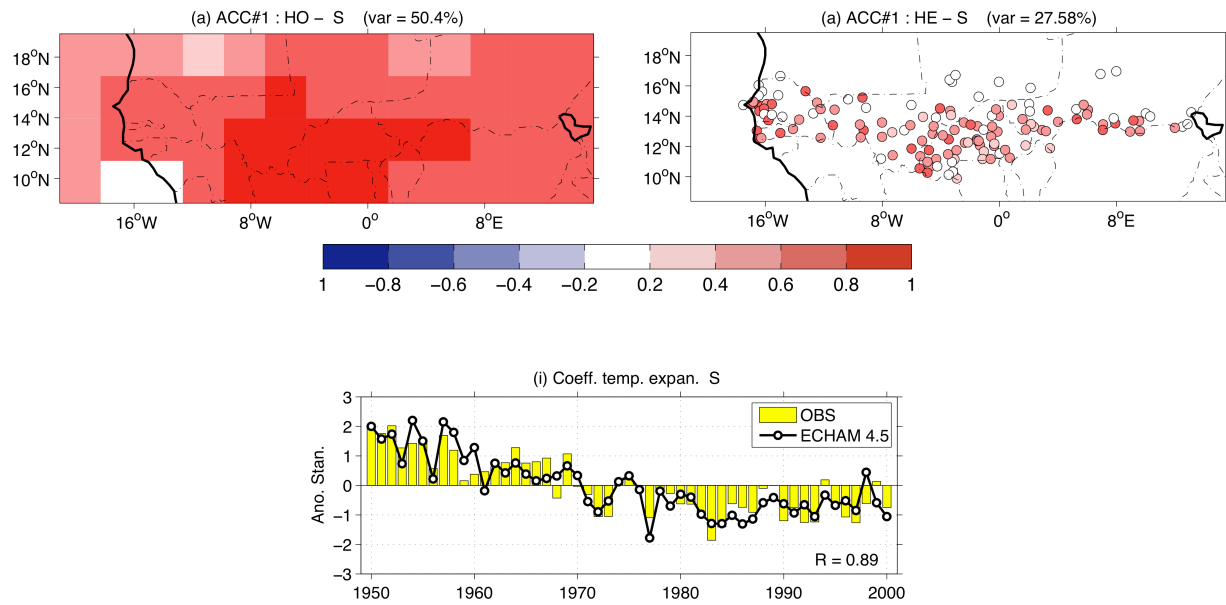


Figure 3.16. Champs de corrélations **(a)** homogènes (points de grille) en validation croisée du cumul saisonnier simulé à partir des précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5 et **(b)** hétérogènes (stations) du cumul saisonnier observé pour la saison agronomique du 1^{er} mode ACC. **(c)** Coefficients temporels associés (barres : cumuls saisonniers observés ; courbe : cumul saisonnier simulé par le MCG ECHAM 4.5). Seules les corrélations significatives au seuil de 95% selon une procédure de Monte Carlo (1000 simulations) sont renseignées.

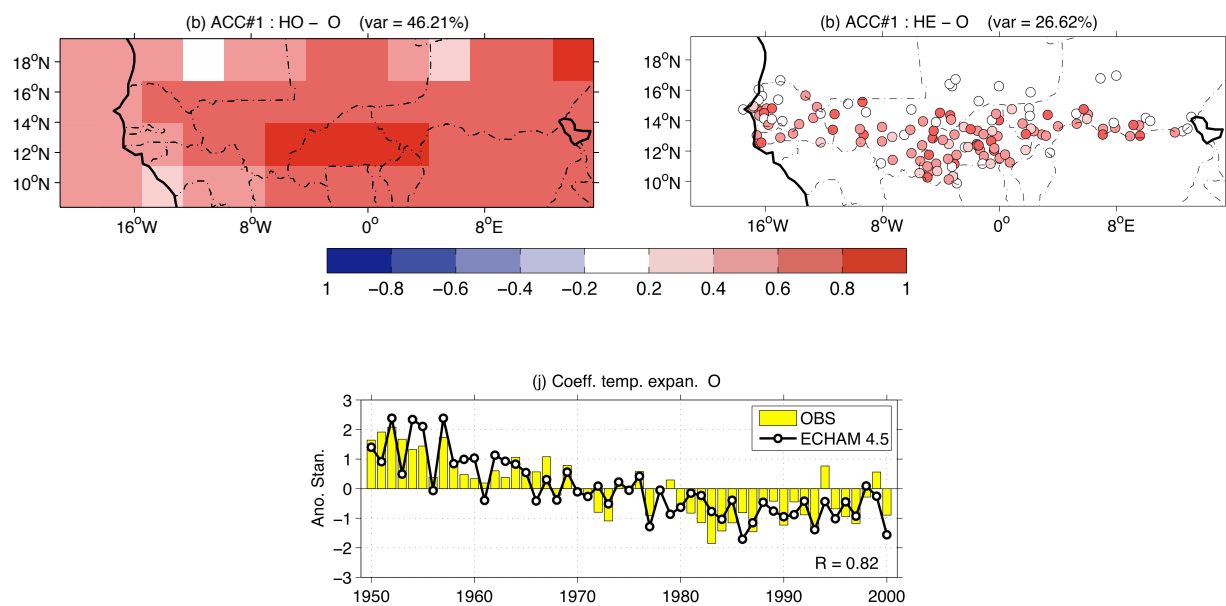


Figure 3.17. Identique à la Figure 3.16 mais pour l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O).

Les performances du MOS_{PLUIE} à chaque station sont illustrées en **figures 3.18 et 3.19** par le coefficient de corrélation entre les valeurs estimées et observées et le score de Heidke pour S et O. On constate des valeurs élevées et positives de corrélations (> 0.4) et de HSS (> 20 %) pour le cumul saisonnier et l'occurrence des jours pluvieux. Ces scores présentent des structures spatiales zonales homogènes au sein

de la bande soudano-sahélienne. À l'inverse, la capacité du MOS à reproduire la variabilité interannuelle de DSP et FSP est faible. Les scores de corrélations et de HSS présentent des structures spatiales bruitées caractérisées par des scores généralement négatifs et/ou peu élevés. Les scores médians de corrélations (**Table 3.6**) confirment une capacité du modèle statistico-dynamique à reproduire l'observation modérée pour S et O ($r \sim 0.42$ et $r \sim 0.38$ respectivement), et faible pour DSP et FSP ($r < 0.10$). Parallèlement, les scores de HSS sont modérés pour S et O (HSS $\sim 20\%$) et faibles pour les autres DIS ($< 10\%$). Cela signifie que le MOS_{PLUIE} prédit des anomalies proche de la climatologie pour ces DIS et discrimine plutôt mal les années extrêmes. Enfin, d'un point de vue de l'indice régional, la corrélation entre les valeurs de S (O) estimée par le MOS_{PLUIE} et les valeurs observées de S (O) sur la période 1950-2000 est de 0.76 (0.69). Les corrélations chutent fortement lorsque la tendance multidécennale est retirée (**Table 3.6**).

Pour DSP et FSP, les performances du MOS sont médiocres. Localement, la médiane des corrélations est proche de 0 au même titre que le score HSS.

	GoF	R	HSS (%)	R – SAI _{OBS} vs SAI _{SIM}
S	0.39 (2 ACC)	0.42	20.1	0.75 (0.51)
O	0.34 (1 ACC)	0.38	17.3	0.69 (0.31)
DSP	-0.006 (3 ACC)	-0.01	2.4	0.43 (0.35)
FSP	-0.12 (2 ACC)	-0.12	-0.01	0.14 (0.01)

Table 3.6. Identique à la Table 3.2 mais pour le MOS basé sur les précipitations brutes issues du MCG ECHAM 4.5.

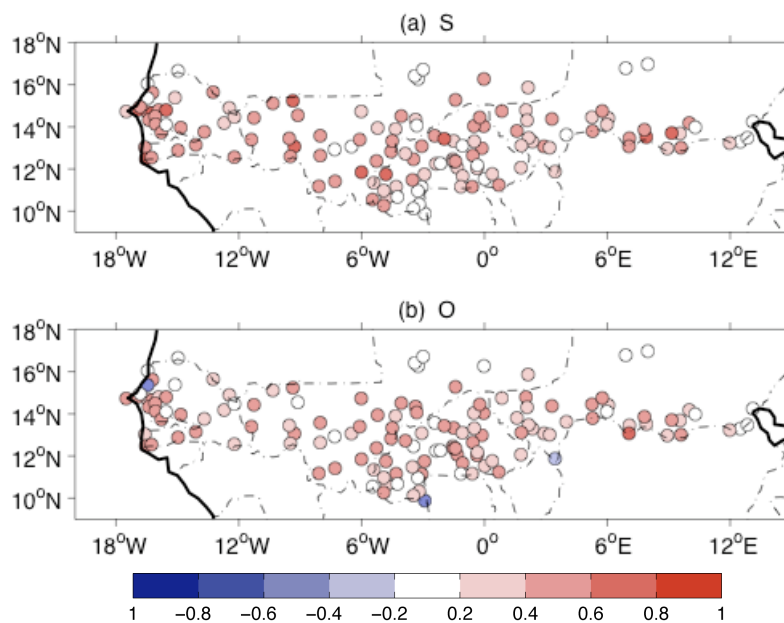


Figure 3.18. Corrélations entre les valeurs observées et prédites à partir des DIS simulés par le MCG ECHAM 4.5 pour (a) le cumul pluviométrique saisonnier (S), (b) l'occurrence des jours pluvieux (O) de la saison agricole à partir du schéma de prévision basé sur les précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5.

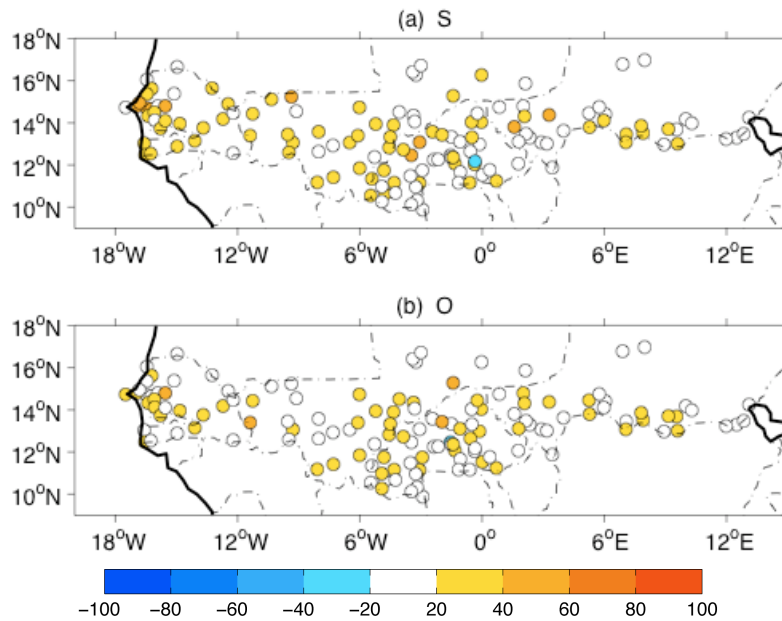


Figure 3.19. Score de performance de Heidke pour la prévision **(a)** du cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** de l'occurrence des jours pluvieux (O), de la saison agronomique à partir du schéma de prévision basé sur les précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5.

À l'échelle régionale, le MOS_{PLUIE} reproduit correctement les anomalies saisonnières de précipitations pour 14 années sur 33 (**Table 3.7**).

		S OBS		
		Sec	Normal	Humide
MOS_{PLUIE} ECHAM 4.5	Sec	1972, 1983, 1984, 1987, 1993	1973, 1982, 1992, 1997	1981, 1990
	Normal	1977, 1979, 1985, 1986, 2000	1971, 1988, 1995	1968, 1980, 1996
	Humide	1991	1978, 1988, 1994, 1999	1969, 1970, 1974, 1975, 1976, 1998

Table 3.7. Table de contingence entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimé par le MOS_{PLUIE} et celles de l'indice régional du cumul saisonnier observé entre 1968 et 2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles.

3.5.3. Modélisation statistico-dynamique de S et O à partir de la dynamique atmosphérique régionale simulée (MOS_{WAMI})

Les structures spatiales de corrélations homogènes associées au 1^{er} mode canonique en validation croisée des composantes zonales et méridiennes du vent à 925 hPa (UV925) et du vent zonal à 200 hPa (U200) simulés par le MCG ECHAM 4.5 (moyenne d'ensemble des 85 membres) sont illustrées en **figure 3.20a, b**. Ce premier mode canonique montre que près de 21 % (37 %) de la variance de la circulation de mousson en surface (haute troposphère) expliquent environ 33 % de la variabilité des cumuls saisonniers de précipitations.

Ce mode de variabilité associe des anomalies positives (négatives) de précipitations sur l'ensemble de la bande soudano-sahélienne à :

- un renforcement (affaiblissement) du flux de mousson (UV925) dans les basses couches (**Fig. 3.20a**) sur l'Afrique soudano-sahélienne ;
- une accélération (ralentissement) du JTE (U200) en altitude (**Fig. 3.20b**).

Les coefficients temporels d'expansion entre la variabilité temporelle de S et des composantes du vent de l'indice WAMI sont corrélés à 0.87. La même analyse est effectuée pour O et montre des résultats sensiblement similaires (**Fig. 3.21**). On constate que les anomalies de vent à 200 hPa associées au JTE semblent moduler plus fortement la variabilité du cumul saisonnier par rapport à la dynamique de basses couches (UV925).

À l'échelle locale, la performance du MOS_{WAMI} à estimer la variabilité interannuelle de S et O est nettement meilleure que celle des pluies directes du MCG ECHAM 4.5. La médiane des corrélations est proche de 0.4 contre 0.15. Cette amélioration de la performance à estimer les variations interannuelles de S et O par le MOS est confirmée par un score de Heidke aux alentours de 21 %.

D'autre part, il est intéressant de noter que la performance du MOS_{WAMI} à reproduire la variabilité interannuelle de S et O est proche de celle obtenue à partir d'un simple modèle statistique basé sur les TSO observées synchrones ($r \sim 0.4$). Cependant, le pourcentage de variance des précipitations expliquée est plus élevé dans le MOS_{WAMI} (33 %) que dans le MOS_{PLUIE} (27 %) et le modèle basé sur l'information TSO (26 %). Ce résultat suggère que la dynamique atmosphérique représentée par l'indice WAMI relaye correctement l'information liée aux forçages des conditions de surfaces océaniques globaux.

	GoF	R	HSS (%)	R SAI_{OBS} vs SAI_{SIM}
S	0.37 (3 ACC)	0.36	20.9	0.76 (0.57)
O	0.38 (5 ACC)	0.37	21.4	0.71 (0.43)
DSP	0.05 (6 ACC)	0.05	4.1	0.32 (0.15)
FSP	0.02 (2 ACC)	0.02	2.7	0.20 (0.03)

Table 3.8. Identique à la Table 3.2 mais pour le MOS basé sur la dynamique atmosphérique de la circulation de mousson *via* l'indice WAMI calculé à partir du MCG ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000.

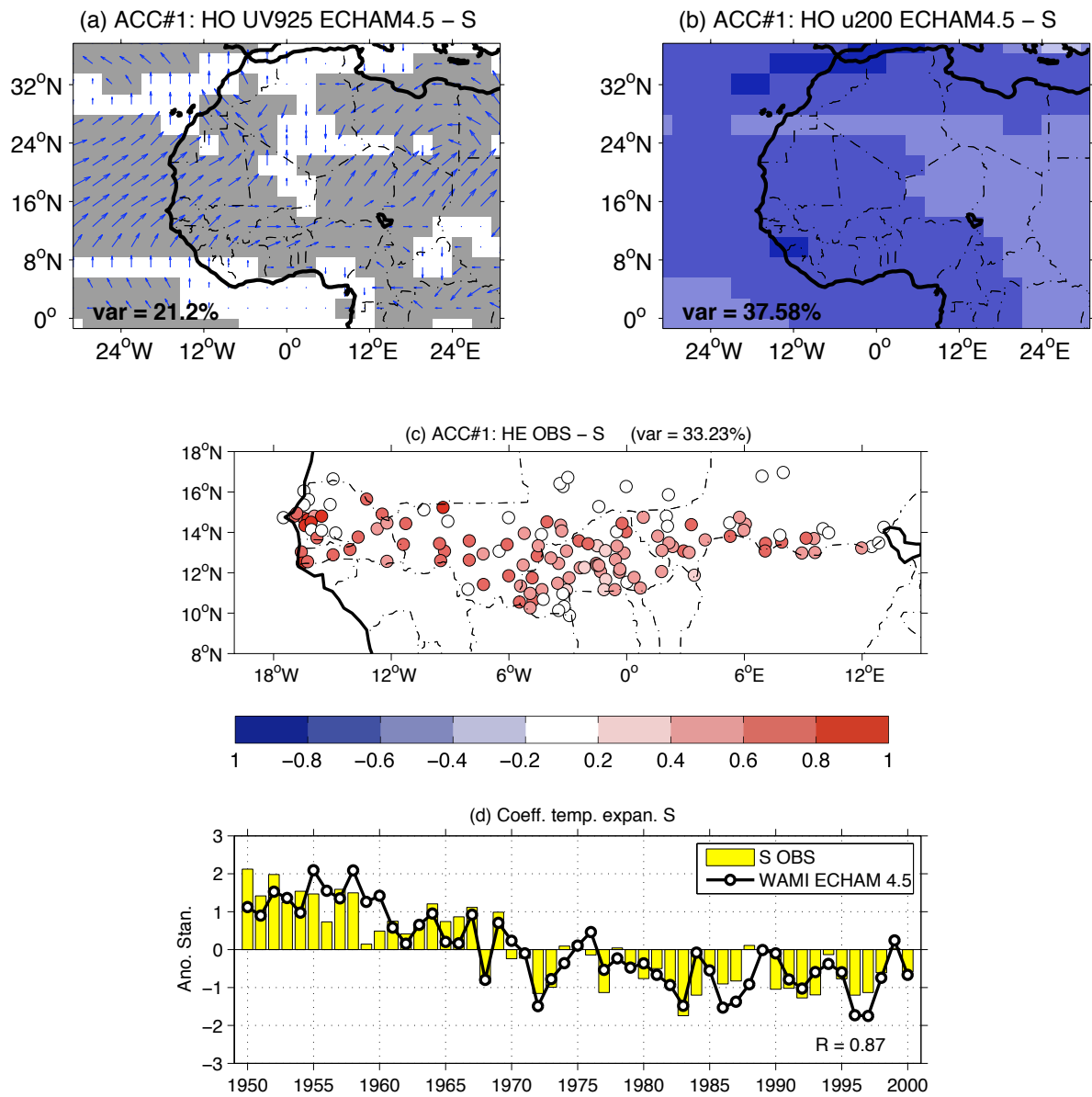


Figure 3.20. Champs de corrélations homogènes **(a)** de la combinaison du vent zonal et méridien à 925 hPa (UV925) et **(b)** de la composante du vent zonal à 200 hPa (U200). **(c)** Champ de corrélations hétérogènes du cumul pluviométrique saisonnier (S) de la saison agricole associé au 1^{er} mode canonique sur la période 1950-2000. **(d)** Coefficients temporels associés (**barres** : cumuls pluviométriques saisonniers observés ; **courbe** : indice WAMI simulé par le MCG ECHAM 4.5) sur la période 1950-2000. Les aplats grisés indiquent les points de grille significatifs au seuil de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations).

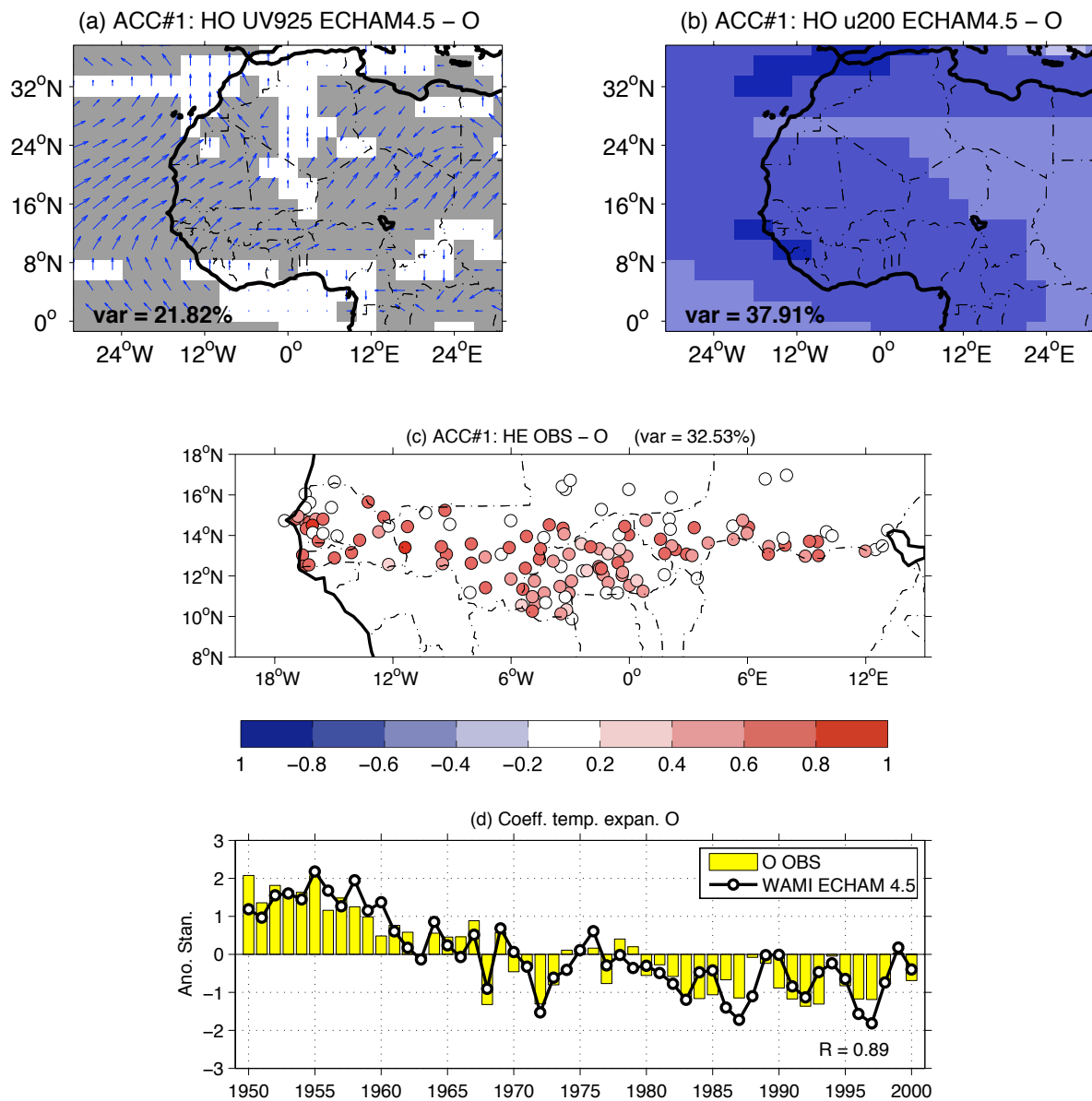


Figure 3.21. Identique à la figure 3.20 mais pour l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O).

À l'échelle régionale, la corrélation entre les pluies simulées à partir du WAMI simulé par le MCG ECHAM 4.5 et l'indice de pluie observé au Sahel est élevée ($r \sim 0.76$) et significative au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations). Comme pour le MOS_{PLUIE}, la bonne relation entre l'indice régional WAMI simulé et l'indice régional du cumul saisonnier observé est en partie reliée à la tendance multidécennale. La corrélation chute ainsi de 0.76 à 0.57 une fois la tendance retirée (Table 3.8). Le constat est identique pour O. Par ailleurs, la table 3.9 montre qu'à l'échelle régionale le MOS_{WAMI} reproduit correctement les anomalies du cumul saisonnier pour 22 années sur 33. Le MOS_{WAMI} apparaît plus performant que le MOS_{PLUIE} pour reproduire les anomalies saisonnières à l'échelle régionale.

		S OBS		
		Sec	Normal	Humide
MOS_{WAMI} ECHAM 4.5	Sec	1972, 1982, 1983, 1984, 1987, 1992, 1997	1973, 1981, 1993	1990
	Normal	1968, 1979, 1995, 1996	1977, 1980, 1985, 1986, 1989, 2000	1971
	Humide	-	1988, 1998	1969, 1970, 1971, 1974, 1975, 1976, 1978, 1991, 1994, 1999

Table 3.9. Table de contingence obtenue entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimé par le MOS_{WAMI} et celles de l'indice régional du cumul saisonnier observé entre 1968 et 2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles.

3.5.4. Discussion

Les résultats précédents montrent une nette amélioration des performances de modélisation de la variabilité temporelle de S et O à partir des trois schémas statistiques (TSO observées synchrones) ou statistico-dynamiques (MOS_{WAMI} ou MOS_{PLUIE}) à l'échelle locale par rapport aux sorties brutes du MCG ECHAM 4.5. En effet, la performance de modélisation de S et O est multipliée par un facteur 3 entre les sorties brutes du MCG ECHAM 4.5 ($r \sim 0.15$) et les différents schémas de modélisation statistique ($r \sim 0.40$) ou les MOS_{PLUIE} et MOS_{WAMI} ($r \sim 0.40$). **Par ailleurs, il est intéressant de noter des performances équivalentes entre les schémas statistiques basé sur les TSO et les MOS_{PLUIE} et MOS_{WAMI} à l'échelle locale et régionale en termes de score de corrélation et de HSS.** Ce résultat suggère d'une part que la calibration par MOS améliore les performances de modélisation à partir des pluies en corrigeant en partie les biais spatiaux entre l'observation et les simulations directes du MCG ECHAM 4.5. D'autre part, la hiérarchie établie *a priori* sur les niveaux de performance potentielle des modèles statistiques de TSO (niveau maximal) et statistico-dynamiques basés sur la dynamique atmosphérique simulée (niveau médian) et les précipitations simulées (niveau minimal) ne se vérifie pas. Cette équivalence dans la performance de modélisation de la variabilité de S et O à partir des modèles statistiques et statistico-dynamiques peut provenir de la bonne reproduction de la tendance négative multidécennale enregistrée entre 1950 et 2000.

Enfin, la faible performance des modèles statistiques, des MOS mais aussi des sorties directes de MCG à reproduire la variabilité de DSP et FSP a plusieurs origines :

- le lien physique avec les TSO et la dynamique atmosphérique régionale de mousson. En effet, la faible représentativité de l'indice régional (SAI) de DSP et FSP, combinée à sa faible cohérence spatiale dans l'observation, suggère que les forçages d'échelle planétaire et/ou régionale associés à l'ENSO par exemple et/ou à la ZCIT n'exercent pas de modulation systématique en phase sur ces DIS. Le potentiel de prévisibilité estimé à partir du MCG ECHAM 4.5 est faible et confirme la faiblesse du forçage des TSO sur DSP et FSP.

- la résolution spatiale du MCG qui ne permet pas de capturer les processus sous maille. En effet, DSP et FSP renseignent une information fondée d'une part sur une quantité de précipitation et d'autre

part, une information liée à des structures convectives d'extension horizontale réduite (cumulonimbus) d'échelle inférieure à la taille d'une maille de MCG (2.80°).

3.6. Synthèse de chapitre

Les principaux objectifs de ce chapitre étaient : (i) d'estimer le poids et les limites du forçage des TSO en s'appuyant sur un ensemble de 24 simulations de précipitations issues du MCG ECHAM 4.5 forcé avec des anomalies de TSO observées, *via* une étude de prévisibilité potentielle et de reproductibilité des DIS dans le modèle et (ii) d'évaluer la performance du MCG ECHAM 4.5 à prévoir les DIS à l'échelle locale et l'apport de la modélisation statistico-dynamique dans une perspective éventuelle de prévision opérationnelle des DIS. Les principaux résultats montrent :

- **un faible potentiel de prévisibilité des DIS à partir de simulations forcées par des anomalies de TSO synchrones sur la période 1950-2000**

Sans surprise, la performance directe du MCG ECHAM 4.5 à prévoir la variabilité spatiale et temporelle du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison agronomique à l'échelle locale est faible et devient très mauvaise pour la prévision de la date de démarrage (DSP) et de fin (FSP) de la saison des pluies agronomique en Afrique soudano-sahélienne. *A contrario*, la dynamique atmosphérique régionale simulée associée au flux de mousson à 925 hPa (composantes zonale et méridienne), au JEA à 600 hPa et au JTE à 200 hPa est très réaliste mais souffre de biais spatiaux puisque les composantes de la circulation de mousson sont systématiquement déplacées vers le nord.

D'autre part, le potentiel de prévisibilité de S et O, pourtant caractérisé par une forte cohérence spatiale des anomalies interannuelles dans l'observation, est faible dans le MCG ECHAM 4.5. Les scores de prévisibilité, quantifiés à partir d'une analyse de variance, sont de l'ordre de 15 à 20 % sur le Sahel. En accord avec la faible cohérence spatiale d'échelle interannuelle d'une part, puis avec les faibles téléconnexions avec les TSO dans l'observation d'autre part, le faible potentiel de prévisibilité de DSP et FSP dans le MCG ECHAM 4.5, confirme leur caractère imprévisible à partir d'un forçage direct des TSO. La question du couplage océan-atmosphère reste une question centrale dans la modélisation du système de mousson qui n'est encore pas résolue dans les MCG.

- **une amélioration significative des performances de modélisation du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours de pluies par la modélisation statistico-dynamique**

La modélisation statistico-dynamique (MOS) a été utilisée *via* une régression entre S et O observé et la dynamique atmosphérique régionale de mousson et les précipitations simulées directement par le MCG ECHAM 4.5. Le MOS_{PLUIE}, mais aussi le MOS_{WAMI} ont permis une nette amélioration des scores de performance par rapport aux précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5. À l'échelle locale, le coefficient de détermination (R^2) entre les 136 stations passe de 0.02 à 0.16. Par ailleurs, les pourcentages de variance sur les champs de corrélations hétérogènes montrent que le MOS_{WAMI} apparaît plus performant que le MOS_{PLUIE} et que le modèle statistique basé sur les TSO, puisqu'ils expliquent respectivement 33 %, 27% et 26% de la variance du cumul saisonnier (S). Les scores sont relativement similaires pour O.

En perspective à la spécification des liens TSO – dynamique atmosphérique – Précipitations dans le modèle, il serait intéressant de tester la performance de prévision du modèle ECHAM 4.5 forcé avec des champs de TSO observées deux mois avant la saison des pluies à venir puis forcé pendant six mois par des champs de TSO analogues initialisés en juin par exemple.

CHAPITRE 4.

RÔLE DE LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DES PLUIES SUR L'AGRICULTURE : APPLICATION À LA CULTURE DU MIL DANS LA RÉGION DE NIAMEY

Le secteur agricole, dont dépendent les populations rurales d'Afrique soudano-sahélienne, occupe une place déterminante pour l'économie et la sécurité alimentaire puisqu'il représente la principale source d'alimentation, de main d'œuvre et de revenus. Au Niger, les cultures céréalières occupent plus de 80 % des terres arables ; la principale variété cultivée est le *millet perle* [*Pennisetum glaucum* (L) R. Br] qui contribue pour 75 % de la production céréalière totale du pays (Soler *et al.*, 2008). Au sein des petites exploitations familiales traditionnelles, le mil est entièrement cultivé sous conditions pluviales et extensives : absence d'irrigation, de mécanisation, d'engrais chimiques, de produits phytosanitaires... Au regard du contexte climatique sahélien, l'agriculture essentiellement pluviale est extrêmement sensible aux fluctuations saisonnières et intrasaisonnières des précipitations. Avec la faible fertilité des sols, les conditions météorologiques apparaissent comme le principal facteur limitant de la production céréalière en raison de la forte variabilité spatiale et temporelle des pluies sahéliennes (Le Barbé and Lebel, 1997). À partir d'études menées dans d'autres pays sahélien (par exemple au Burkina-Faso, Ingram *et al.*, 2002), les agriculteurs ont identifié plusieurs paramètres climatiques cruciaux dans le choix de leur stratégies.

- (i) les dates de démarrage et de fin de la saison des pluies ;
- (ii) la répartition des précipitations au sein de la saison des pluies ;
- (iii) le cumul saisonnier de pluie.

Ce dernier chapitre propose une analyse de la stratégie de semis en milieu agricole traditionnel à partir d'enquêtes réalisées sur le site AMMA-CATCH Niger durant quatre années (entre 2004 et 2007) et

le rôle du déterminisme pluviométrique dans les choix de la date de semis par les agriculteurs. Plusieurs hypothèses méritent d'être vérifiées et/ou validées à partir de données d'observations récentes.

- Traditionnellement, les semis s'effectuent le plus tôt possible dans la saison et coïncident souvent avec les premières pluies substantielles (Bacci *et al.*, 1999) qui se produisent généralement un mois avant l'installation de la mousson (Sultan and Janicot, 2003). Par conséquent, il existe une forte probabilité de sécheresse au cours des semaines qui suivent les semis. **Quelle quantité de pluie est susceptible de déclencher le semis ? Dans quelle mesure les pluies sont-elles déterminantes dans le choix de la date de semis et dans le risque d'échec de ce dernier ?**

- Les définitions agronomiques du démarrage de la saison des pluies considèrent comme date de semis optimale la date qui garantit une humidité du sol suffisante pour le semis et la période de croissance de la culture afin d'éviter son échec. **La date de semis observée est-elle en phase avec les dates de démarrage agronomique de la saison des pluies basées sur une information pluviométrique purement locale ou bien sur des critères de démarrage de la saison des pluies d'échelle spatiale plus large ?**

- **À partir d'études de sensibilité du rendement menées *via* le modèle agronomique SARRA-H forcé avec différentes dates de semis, nous tenterons d'évaluer l'impact de la variabilité intrasaisonnière sur la production de mil.**

4.1. Site et données de l'étude

Afin d'analyser l'impact de la variabilité pluviométrique sur les pratiques agricoles à échelle fine, les jeux de données retenus dans ce chapitre correspondent, d'une part à des enregistrements pluviométriques journaliers *in situ*, et d'autre part à des relevés de nature agronomique collectés durant une campagne d'enquêtes réalisées en milieu paysan au sein du site méso-échelle AMMA-CATCH Niger.

4.1.1. Les relevés pluviométriques du site méso-échelle AMMA-CATCH Niger

Les données pluviométriques à haute résolution spatiale et temporelle retenues pour l'étude de la variabilité intrasaisonnière des précipitations proviennent du site méso-échelle AMMA-CATCH Niger – ACN – (1.6°E-3.2°E / 13°N-14°N) initié au début des années 1990 par les expériences internationales HAPEX-Sahel (Hoepffner *et al.*, 1991) et EPSAT-Niger (D'Amato *et al.*, 1998 ; Le Barbé *et al.*, 1997 ; Lebel *et al.*, 1997), puis pérennisé par le projet CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du cycle Hydrologique) dans le cadre du programme AMMA (Cappelaere *et al.*, 2009). Ce site, localisé au cœur de la bande sahélienne dans le SW du Niger, couvre une superficie d'environ 16 000 km² (soit l'équivalent d'un point de grille de GCM de 1° × 1° de résolution), au sein duquel est implanté un réseau de 30 pluviographes automatisés à auget (**Fig. 4.1**). Les pluviomètres fournissent des enregistrements quotidiens,

entre le 15 avril et le 15 octobre de chaque saison (ces dates correspondent aux dates de mise en place et de retrait des pluviographes), durant la période 1990-2008. En dépit de l'automatisation des pluviographes et d'un suivi technique régulier, le contingent de données lacunaires reste non négligeable, atteignant près de 6 % des valeurs sur la période 1990-2007.

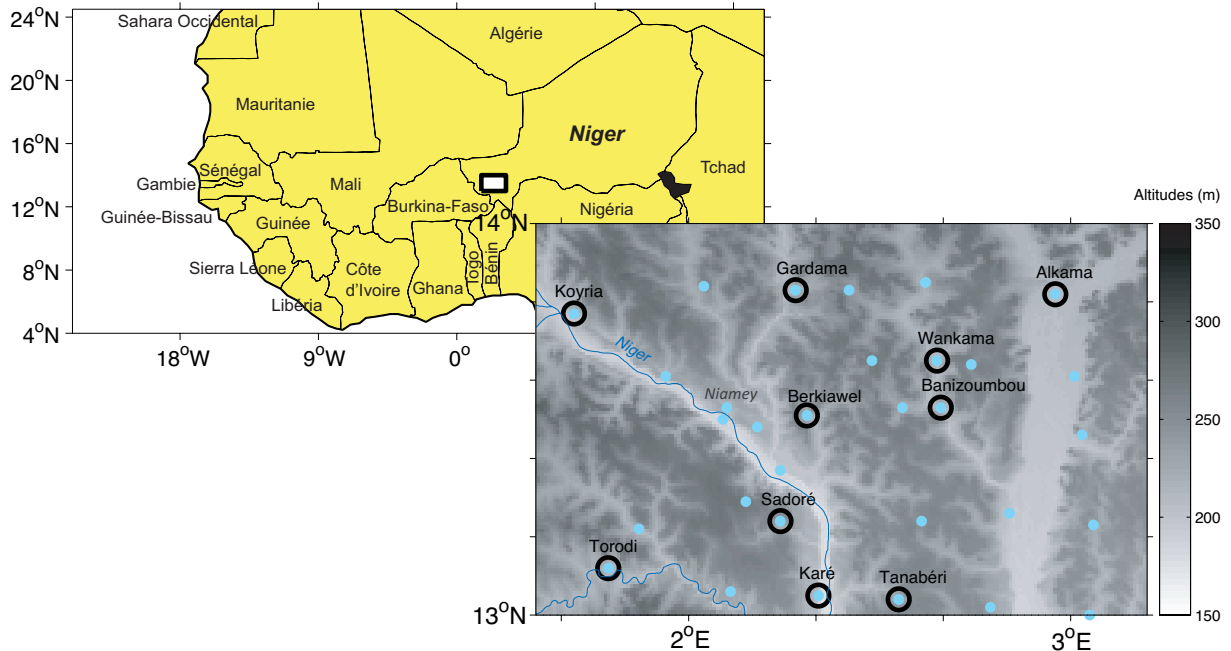


Figure 4.1. Carte d'Afrique de l'Ouest et localisation des 30 pluviographes (points bleus) au sein de l'observatoire méso-échelle AMMA-CATCH Niger. Les cercles noirs indiquent les 10 villages enquêtés et documentés par des données agronomiques durant les hivernages 2004, 2005, 2006 et 2007.

La répartition temporelle des valeurs lacunaires concentrée principalement en début de saison des pluies est susceptible de biaiser les analyses dédiées notamment à la détection de la date de démarrage de la saison des pluies. Par conséquent, les valeurs manquantes ont été remplacées par la méthode dite du *poids du coefficient de corrélation* (E.4.1) qui semble plus adaptée ici que la méthode de calibration locale (Teegavarapu and Chandramouli, 2005 ; Roudier *et al.*, 2010).

E.4.1 La méthode de pondération par le coefficient de corrélation (CCWM)

La méthode CCWM (Correlation Coefficient Weigtghting Method en anglais), proposée par Teegavarapu and Chandramouli (2005), corrige les valeurs lacunaires journalières notées θ_m à partir des données observées aux autres stations. Cette méthode repose sur l'hypothèse d'une forte autocorrélation spatiale positive. Le moyen d'établir l'existence de cette corrélation est obtenu par le calcul du coefficient de corrélation (CC) entre les séries temporelles de deux stations. Le coefficient de corrélation, qui quantifie l'intensité de l'autocorrélation spatiale, est utilisé comme facteur de pondération afin d'interpoler spatialement l'information pluviométrique journalière et est formalisé comme suit :

$$\theta_m = \frac{\sum_{i=1}^n \theta_i R_{mi}}{\sum_{i=1}^n R_{mi}} \quad (\text{éq. 4.1})$$

où θ_m représente les données observées pour la station de référence m , n est le nombre de stations, θ_i indique les observations à la station i et R_{mi} correspond au coefficient de corrélation obtenu entre la série pluviométrique de la station de référence m et les autres stations i .

Au cours de la période 1990-2007, les cumuls saisonniers de précipitations sur le site ACN, calculés entre mai et octobre, présentent une forte variabilité interannuelle (entre 356 mm/an et 662 mm/an, **Fig. 4.2**). Notons que seulement six années (1992, 1994, 1998, 1999, 2002 et 2005) sont excédentaires par rapport à la moyenne 1990-2007. Par ailleurs, l'échantillon d'années (2004-2007), qui sera l'objet de l'étude par la suite, présente des cumuls saisonniers peu contrastés à l'exception de l'année 2005 excédentaire. Par contre, les années 2004, 2006 et 2007 se caractérisent par un signal pluviométrique assez faible puisque les cumuls saisonniers sont proches de la moyenne 1990-2007.

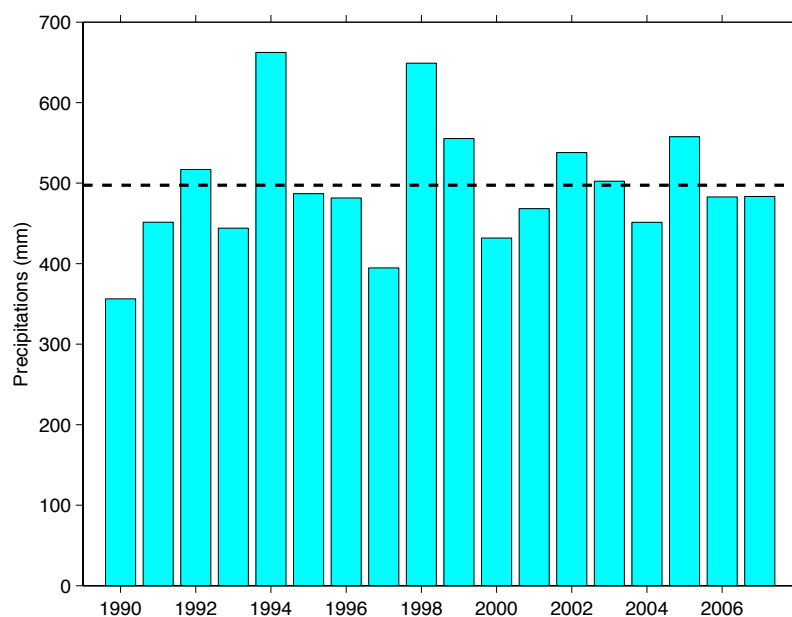


Figure 4.2. Cumuls saisonniers moyens (mai-octobre) de précipitations sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger sur la période 1990-2007 pour un réseau de 30 stations. La ligne horizontale en pointillés positionne la moyenne (497 mm/an) des précipitations (1990-2007).

4.1.2. Les enregistrements météorologiques et l'évapotranspiration potentielle

Les enregistrements météorologiques journaliers, fournis par l'unique station synoptique AGRHYMET située près de Niamey (13.29°N – 2.10°E), renseignent la température minimale (T_n) et maximale (T_x), l'humidité relative (%), la vitesse du vent à deux mètres ($m.s^{-1}$), le rayonnement solaire ($MJ/m^2/jour$) sur la période 2002-2007. Ces paramètres ont servi par la suite à calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP) journalière, également nommée évapotranspiration de référence (ET_0) selon l'équation de Penman-Monteith adaptée par la FAO (Allen *et al.*, 1998) :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad \text{éq.4.1}$$

où, ET_0 correspond à l'évapotranspiration de référence ($mm/jour$), R_n représente la radiation nette à la surface de la culture ($MJ/m^2/jour$), G est le flux de chaleur au sol ($MJ/m^2/jour$), T indique la température moyenne à deux mètres ($^{\circ}C$), U_2 représente la vitesse du vent mesurée à deux mètres (m/s), la différence ($e_a - e_d$) correspond au déficit de pression de vapeur (Pa), Δ indique la pente de la courbe de tension de vapeur ($hPa/^{\circ}C$), γ est la constante psychrométrique ($hPa/^{\circ}C$) et 0.34 estime le coefficient du vent (m/s).

4.1.3. Les données agricoles : suivis-enquêtes de la culture du mil

Dans le cadre du programme AMMA-CATCH et en partenariat avec le Centre Régional de l'AGRHYMET (CRA) de Niamey (Niger), une vaste campagne d'enquêtes agricoles consacrées à la culture du mil a été menée entre 2004 et 2007. Les enquêtes, réalisées en milieu paysan sur un échantillon de 10 villages, **Alkama, Banizoumbou, Berkiawel, Gardama-Kouara, Karé, Koyria, Sadoré, Tanabéri, Torodi et Wankama (Fig. 4.1b)**, documentent pour chacun des villages 30 parcelles sur les pratiques culturales du mil à travers les itinéraires techniques conduits par les agriculteurs en termes de :

- **date semis/re-semis** ;
- **cultivars sélectionnés** ;
- **densité de semis** ($poquet.ha^{-1}$) ;
- **apport et nature des intrants** (engrais, produits phytosanitaires...) ;
- **dates des différentes phases phénologiques** ;
- **dégâts exogènes au cours du cycle** (attaques parasitaires, mauvaises herbes, sécheresses...) ;
- **nature et profondeur des sols** (argilo-sableux) ;
- **préparation du sol** (scarifiage, sarclage, labour...) ;
- **rendements en grains** ($kg.ha^{-1}$) à la récolte qui sont mesurés à partir de trois placettes d'une superficie variant entre 13 et 17 m^2 (11 poquets sur 11 lignes par parcelle), les trois valeurs ainsi obtenues sont moyennées pour obtenir le rendement de la parcelle.

Pour chacun de ces villages, les 30 parcelles de mil ont été sélectionnées de manière à être représentatives de tous les champs du village. À partir de 2005, chacune des 30 parcelles a été subdivisée

en deux sous-parcelles, afin d'analyser l'influence des fertilisants sur les rendements en grains. D'autre part, les parcelles suivies sont localisées à moins de deux kilomètres au maximum du pluviographe installé par l'IRD sur chacun des sites expérimentaux.

La validation du jeu de données a été effectuée par un travail rigoureux d'experts qui ont évalué la qualité et la cohérence des données enquêtées en supprimant les erreurs de mesures, de saisies, la prise en compte d'événements constatés *de visu*... Un sous-échantillon a été défini dans lequel plusieurs parcelles ont été éliminées en raison de dégâts importants d'ordre biotique, liés à des attaques parasitaires par exemple, et que l'on désignera comme l'échantillon *sans dégât*. Ainsi, en 2005, les rendements observés sur l'ensemble des parcelles du village d'Alkama ont été supprimés en raison d'une attaque généralisée de chenilles mineuses de l'épi, tout comme celles du village de Koyria en 2005, du fait d'une attaque de criquets pèlerins. Le jeu de données *sans dégât* sera utilisé pour l'analyse des rendements uniquement (Baron *et al.*, deliverable AMMA 3.1.d).

À l'échelle de l'observatoire ACN, deux variétés traditionnelles de mil sont majoritairement utilisées par les agriculteurs : l'une à cycle court, Haini Kirey (~ 90 jours), et l'autre à cycle long, Somno (~ 120 jours). L'utilisation de la variété Haini Kirey est largement préférée puisqu'elle représente près de 87 % des parcelles cultivées contre 13 % pour la variété Somno. Ces cultivars traditionnels, photopériodiques¹², sont particulièrement bien adaptés à la variabilité pluviométrique des régions semi-arides ouest-africaines (Dingkuhn *et al.*, 2008 ; Kouressy *et al.*, 2008).

Leur sensibilité à la photopériode donne aux agriculteurs une plus grande flexibilité de la date de semis, notamment lors d'une saison des pluies particulièrement tardive ou peu arrosée. Le photopériodisme permet ainsi la synchronisation de la floraison et de la maturation avec la fin de la saison des pluies. En effet, il diminue (augmente) la durée du cycle du mil lorsque la date de semis est retardée (avancée) (Kouressy *et al.*, 2008).

4.2. Le modèle agronomique SARRA-H v3.2

NB: Cette section est largement inspirée et adaptée des travaux de Albassane (2009).

4.2.1. Description et fonctionnement

SARRA-H (Système d'Analyse Régionale des Risques Agronomiques – *Habillée*) constitue une plateforme de logiciels particulièrement adaptés pour la modélisation des bilans hydriques et l'évaluation du rendement potentiel des cultures en milieu tropical semi-aride (Dingkuhn *et al.*, 2003). Ce modèle déterministe, développé au CIRAD (Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement) par l'unité de recherche ECOTROP (équipe d'ECOphysiologie appliquée aux cultures TROPicales et subtropicales, <http://ecotrop.cirad.fr/>), établit un diagnostic des bilans hydriques des cultures céréalières pluviales (mil, sorghos...) quotidiennement à l'échelle de la parcelle agricole (Dingkuhn *et al.*, 2003; Sultan *et al.*, 2005 ; Baron *et al.*, 2005). La version SARRA-H 3.2, élaborée sur les

¹² Le photopériodisme traduit l'influence de l'alternance entre la durée quotidienne du jour et de la nuit sur diverses réactions physiologiques des plantes ou des animaux. Par exemple en Afrique de l'Ouest, il permet aux céréales tels que le mil ou le sorgho de synchroniser leur floraison/reproduction sur la fin de la saison des pluies.

bases de la version SARRA, propose deux nouveaux modules intégrant, outre le bilan hydrique, un bilan carboné de la plante et la prise en compte de la phénologie (Sultan, 2002 ; Dingkuhn *et al.*, 2003 ; Kouressy *et al.*, 2008). Ainsi, le modèle SARRA-H permet de simuler les dynamiques des biomasses aériennes (c'est-à-dire les racines, les feuilles et les tiges) et les rendements potentiels sous la seule contrainte climatique (Alhassane, 2009).

• Bilan hydrique et séparation de l'évaporation et transpiration

Le bilan hydrique est modélisé à partir de la dynamique de l'eau dans le sol, fondé sur un système de *réservoirs*. Le flux d'eau est alors simulé par un triple processus de remplissage, drainage et ruissellement qui correspond au débordement des réservoirs en fonction des types de sol où seul les flux verticaux et descendants sont simulés par SARRA-H. Afin d'évaluer la quantité d'eau disponible pour la plante dans le modèle, la partie arable du sol est ainsi subdivisée en deux réservoirs :

- un réservoir de surface de profondeur fixe couramment à 20 cm de profondeur, soumis aux processus d'évaporation, relation sol – atmosphère – transpiration des plantes ;
- un second réservoir borné en profondeur et dont la taille évolue en fonction de la vitesse d'enracinement et du front d'humectation. Ce second réservoir n'est soumis qu'aux processus de transpiration (Baron *et al.*, 1996). La réserve utile (RU) du sol comprise entre le point de flétrissement et la capacité au champ est définie à 100 mm.m^{-1} pour les sols sableux qui sont les plus représentés dans la zone d'étude. Les processus de transpiration et d'évaporation, fonction du rapport entre l'offre et la demande en eau, varient selon l' ET_0 du milieu définie selon l'équation de Penman-Monteith (FAO 56, § 4.1.2), le taux de couverture foliaire du sol (LAI) et les phases phénologiques de la plante. On distingue alors la demande potentielle de la consommation réelle, pour chaque processus, en fonction de l'eau disponible pour la partie évaporation et la partie transpiration. L'évaporation potentielle est contrainte par l'eau disponible dans le réservoir de surface (Fraction Evaporable Soil Water – FESW), la transpiration est, quant à elle, contrainte par la fraction d'eau disponible pour les racines (Fraction Transpirable Soil Water - FTSW). Le rapport entre la consommation réelle et la demande potentielle de la plante donne un indice de satisfaction hydrique intervenant dans les calculs de biomasse notamment.

• Bilan carboné et partitionnement de la biomasse

Le bilan carboné intégré dans la version SARRA-H 3.2 repose sur la simulation des processus d'interception de la photosynthèse (ϵ_a) et du taux de conversion maximal de l'énergie en matière sèche (ϵ_b). Ce coefficient génétique de conversion est modulé par un frein hydrique lié à la transpiration relative et s'exprime par le rapport transpiration potentielle sur transpiration réelle (demande/offre). L'indice foliaire (LAI), déduit de la biomasse des feuilles en fonction de la masse surfacique des feuilles (SLA), permet d'estimer l'interception du rayonnement (ϵ_a) par la loi de Beer Lambert et la production totale de sucre. Une fraction de la production de sucre (amidon) est allouée à la respiration de maintenance, fonction de la biomasse présente et de la température, le reste étant attribué à l'augmentation de la biomasse totale qui est alors réparties vers les racines, les tiges, les feuilles et les grains après la floraison. Pour la répartition des biomasses, des relations allométriques empiriques sont utilisées. Celles-ci favorisent la robustesse du modèle en évitant de passer par un cumul de répartition des biomasses et assurent que les valeurs simulées restent dans une marge physiologiquement possible. Ces relations ne sont appliquées que

lors de la phase végétative et reproductive. Lors de l'apparition des grains et de la phase de maturation, il n'y a plus de croissance foliaire et racinaire. L'estimation du rendement est simulée en deux étapes permettant de définir la taille du puits (nombre de grains), puis le remplissage des grains. La taille du puits est initialement définie par un paramètre génétique qui se rapporte à l'indice de récolte modulé en fonction de l'évolution de la biomasse durant la phase reproductive. Durant la phase de remplissage, la demande est fonction de la taille du puits et de l'offre, la quantité de sucre produite est fonction de l'interception du rayonnement sous contrainte hydrique. Si la demande est supérieure à l'offre, ce manque est partiellement satisfait par réallocation des assimilés au niveau des tiges et des feuilles, ce qui favorise la sénescence des feuilles et se traduit par une diminution de la biomasse verte et ainsi du LAI.

• Phénologie et photopériodisme

Au cours de son cycle, la dynamique de la plante évolue et se caractérise par différents stades phénologiques. Dans le modèle de croissance SARRA-H, la dynamique de la biomasse est évaluée sur la base des phases de subdivisions du cycle végétatif des graminées (**Fig. 4.3**) :

- ① levée ou germination (GER) ;
- ② phase juvénile (BVP) ;
- ③ phase sensible à la photopériode (PSP) ;
- ④ initiation paniculaire – floraison/remplissage des grains (RPR) ;
- ⑤ floraison – maturité cireuse (MATU1) ;
- ⑥ maturité cireuse – maturité totale (MATU2).

La durée de chaque phase est simulée dans SARRA-H à partir d'une constante photothermique sur la base de degré jour cumulé ($T^{\circ}\text{C}$ du jour – $T^{\circ}\text{C}$ de base). Chaque phase, à l'exception de la phase photosensible (PSP), doit atteindre un cumul de degrés jour pour passer au stade suivant. La durée de la phase photosensible dépend de la longueur du jour variant en fonction de la latitude et du temps. C'est dans cette dynamique que le modèle SARRA-H simule la réponse de la culture au stress hydrique à partir d'un bilan carboné établi en fonction de la fraction de lumière interceptée et de l'augmentation de la biomasse, donc du LAI (Dingkuhn *et al.*, 1999).

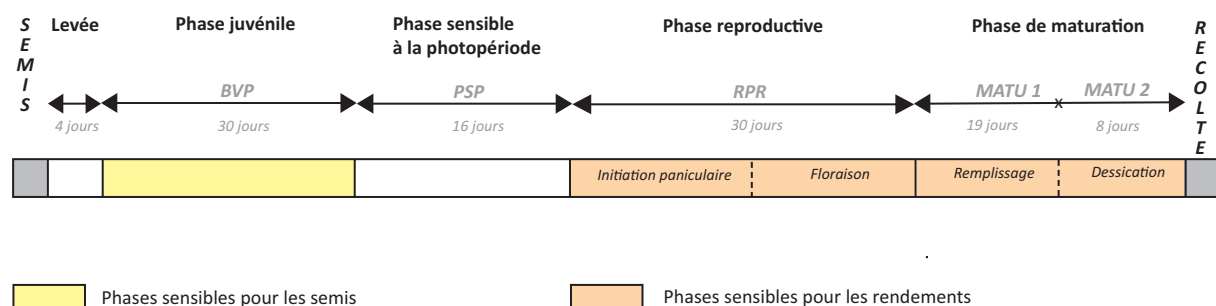


Figure 4.3. Cycle végétatif et stades phénologiques des céréales simulés dans le modèle agronomique SARRA-H

• Protocole de détermination de la date de semis dans le modèle SARRA-H

La détermination des dates de semis ont été testées selon deux approches dans le modèle SARRA-H :

- la date de semis dépend de la pluviométrie et du succès du développement de la culture ;
- la date de semis est appréhendée comme la date de semis idéale.

Pour simuler un semis réussi, contrairement à son prédécesseur SARRA, l'algorithme de calcul de la date de semis implémenté dans la version SARRA-H, prend en considération, non plus les seules quantités pluviométriques mais les spécificités de la plante et du sol au même titre que la stratégie fermière. Dans cette nouvelle approche, la date de semis est déterminée par un seuil d'eau disponible dans le sol à la fin de la journée, assurant ainsi une disponibilité en eau suffisante pour l'émergence de la plante. Ce seuil reflète celui utilisé par les agriculteurs puisqu'il est défini autour de 10 mm pour le site de Niamey. La réussite du semis, c'est-à-dire la capacité de survie de la plante juvénile soumise à une situation de stress hydrique, est évaluée au travers d'une relation de type *source* – *puits*. Durant le stade juvénile, si, suite au semis, on enregistre une diminution trop importante de la biomasse totale de la plante, cette dernière est considérée comme morte. Le semis a donc avorté et le test pour un nouveau semis est automatiquement déclenché. Concernant les variétés de mil adoptées par les agriculteurs, le test de mortalité des plantules implémenté dans le modèle SARRA-H, considère que si durant les 20 premiers jours après le semis, 11 jours enregistrent une décroissance de la biomasse, le semis a échoué. Dans cette dynamique physiologique de la plante, la *source* représente l'énergie produite par la plante, l'amidon, en fonction des ressources disponibles, l'eau dans le sol et l'énergie solaire (radiation globale). Cette énergie est captée par les feuilles, la superficie foliaire est estimée par l'indice foliaire (LAI). Le *puits* correspond à l'ensemble des demandes de la plante pour sa croissance et sa reproduction (respiration de maintenance, taux de croissance et développement des grains ou des fruits). Si le *puits*, c'est-à-dire la consommation d'amidon, est supérieur à la *source*, c'est-à-dire la production d'amidon, la biomasse décroît en raison de phénomènes de ré-allocations de l'amidon provenant des feuilles et des tiges. Cette nouvelle version a été testée dans les villages enquêtés entre 2004 et 2007 et donne des premiers résultats encourageants. Elle sera par la suite validée sur d'autres sites au Sénégal, Burkina Faso et au Mali.

Dans la seconde approche, l'estimation de la date de semis idéale est basée sur un test de sensibilité déterminant la date où le rendement simulé est optimal. Chaque année, le modèle SARRA-H simule des rendements à partir de différentes dates de semis pour chaque jour de la période comprise entre le 29 avril et le 15 juillet. **La date fournissant le rendement maximal est alors considérée *a posteriori* comme la date de semis idéale.**

• L'indice de stress hydrique : CSTR

Le stress physiologique est estimé quotidiennement dans le modèle à travers l'indice de contrainte hydrique sol-plante-atmosphère en fonction de la fraction d'eau disponible. Cet indice est obtenu par le rapport entre la fraction d'eau disponible (Tr) pour la plante dans la zone racinaire et la transpiration potentielle ($TrPot$) qui fluctue en fonction du climat et de l'âge de la plante, $Tr/TrPot$. Il varie entre 0 (fort stress) et 1 (pas de stress). À partir du seuil de 0.7, le stress hydrique commence à avoir un effet négatif sur la plante.

4.2.2. Calibrage et validation du modèle SARRA-H

Le modèle SARRA-H a été calibré et validé à partir d'essais agronomiques menés, d'une part au CRA de Niamey (13.29°N-02.10°E) durant les hivernages 2002 et 2003 (Alhassane, 2009), et d'autre part à la station de Bambey au Sénégal, mais cette fois-ci à contre-saison, c'est-à-dire en hiver boréal, pour l'année 2004. Les essais ont été effectués pour les trois variétés de mil les plus répandues en zone soudano-sahélienne. Ces variétés se distinguent notamment par la longueur de leur cycle de croissance. Il s'agit des variétés hâtives Hainy Kirey ou HKP (75 à 90 jours), des variétés semi-tardives ZATIB (95 à 110 jours) et des variétés tardives Somno ou MTDO (120 à 150 jours). Ces expérimentations, réalisées en conditions strictement pluviales, ont permis de mesurer les dynamiques des biomasses aériennes (feuilles/tiges) et du rendement en grains des variétés sélectionnées en fonction de différentes pratiques tels que : la date de semis, le niveau de fertilisation azotée et la densité de semis. L'objectif de ces essais est d'optimiser le paramétrage des variétés locales sous l'effet des pratiques culturales mises en place dans les systèmes agricoles traditionnels. Ces paramètres calibrés en fonction des observations issues de la conduite d'essais, se traduisent en termes de coefficient dans les algorithmes de calcul de modèle. Ils s'attachent à formaliser l'interception de la lumière, la production de matières sèches, les lois allométriques de répartition des biomasses entre les feuilles et les tiges, les durées des phases phénologiques en termes de temps thermiques (somme de degrés jours), le photopériodisme et les besoins maximaux en eau.

4.3. Diagnostic et modélisation de la date de semis en agrosystème traditionnel

4.3.1. Stratégie de semis et critères de décision de la mise en place des semis

Plusieurs études menées dans les agrosystèmes traditionnels sahéliens (Martini, 1996 ; Graef and Haigis, 2001) ont montré que la mise en place des semences de mil s'effectuait généralement selon deux types de techniques : (i) le semis *en sec* et (ii) le semis *en humide*. Typiquement, la pratique du semis *en sec* consiste à semer les graines avant le début de la saison des pluies alors que le sol est encore sec et sans occurrence d'un événement pluvieux préalable. Cette pratique permet de limiter le temps de travail au moment de la période de semis, mais accroît le risque d'échec du semis lié à une hausse de la température du sol en cas de séquence sèche prolongée (> 7 jours) fragilisant ainsi les graines (Graef and Haigis, 2001). McCorckle (1994) a noté un délaissement de la pratique du semis *en sec* par les agriculteurs en raison de la forte variabilité temporelle des pluies qui frappe le Sahel depuis les années 1970. À l'inverse, la pratique du semis *en humide* correspond à la mise en terre des graines après une pluie jugée suffisante par l'agriculteur pour le bon développement de la plante. Même si les agriculteurs attendent le premier événement pluvieux intense pour semer, un échec n'est pas exclu. Compte tenu de l'intermittence des pluies en début d'hivernage (avril-mai), l'occurrence d'une séquence sèche durable après le semis est susceptible de détruire les jeunes plantules. Existe-t-il un seuil de pluie uniforme pour le déclenchement des semis commun au réseau de villages du site ACN ?

4.3.1.1. Semis et précipitations

Afin de déterminer la stratégie de semis adoptée par les agriculteurs nigériens, une analyse *a posteriori* des précipitations à la date de semis a été réalisée. La **figure 4.4** présente la distribution des fréquences cumulées de la quantité de pluies la veille et le jour du semis. À l'échelle de l'observatoire AMMA-CATCH Niger, on remarque que :

- 19 % des semis sont pratiqués *en sec*, les abat pluviométriques inférieurs à 1 mm ont été considérés comme nuls ;
- **70 % des semis sont déclenchés par un événement pluvieux inférieur à 20 mm sur deux jours consécutifs.**

Le seuil de pluies de 10 mm est proche du seuil retenu dans le modèle SARRA-H pour déclencher un semis. Par comparaison, le seuil de pluie de 20 mm fixé dans la définition du démarrage agronomique de la saison des pluies est clairement différent de la stratégie fermière.

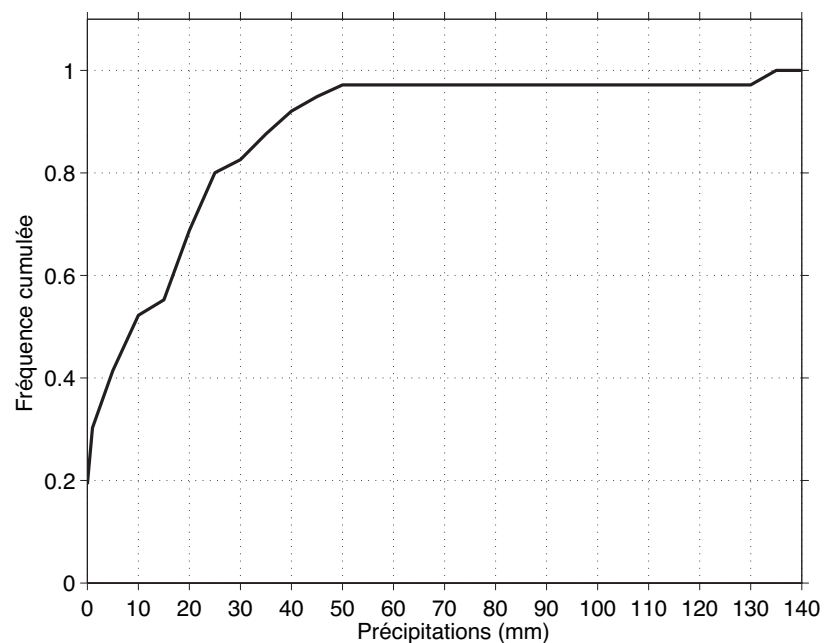


Figure 4.4. Distribution des fréquences cumulées des quantités de pluies recueillies la veille et le jour du semis (échoué et réussi).

La **figure 4.5** présente la proportion de semis *en sec* au sein de chacun des 10 villages enquêtés durant la période 2004-2007. On constate une forte disparité spatiale dans la pratique du semis d'un village à l'autre. En effet, six villages sur dix (Barkiawel, Gardama Kouara, Karé, Sadoré, Torodi et Alkama) n'ont jamais pratiqué de semis *en sec*, alors que les quatre autres villages (Banizoumbou, Koyria, Tanabéri et Wankama) sont plus familiers avec cette pratique, en particulier Tanabéri. En effet, près de 70 % des semis sont réalisés *en sec* dans ce village. Cependant, les deux groupes de villages présentent des caractéristiques pédologiques, climatiques ou agricoles (variété de mil similaire, peu d'apport de fertilisants...) très proches. Le choix d'une technique ou de l'autre dépend de l'appréciation de la situation par le paysan en fonction du retard dans l'installation de la saison des pluies, de la disponibilité de main-

d'œuvre pour le semis, de l'extension de la superficie à cultiver, des croyances ancestrales ou encore de ses propres stratégies par rapport au risque climatique (Martini, 1994).

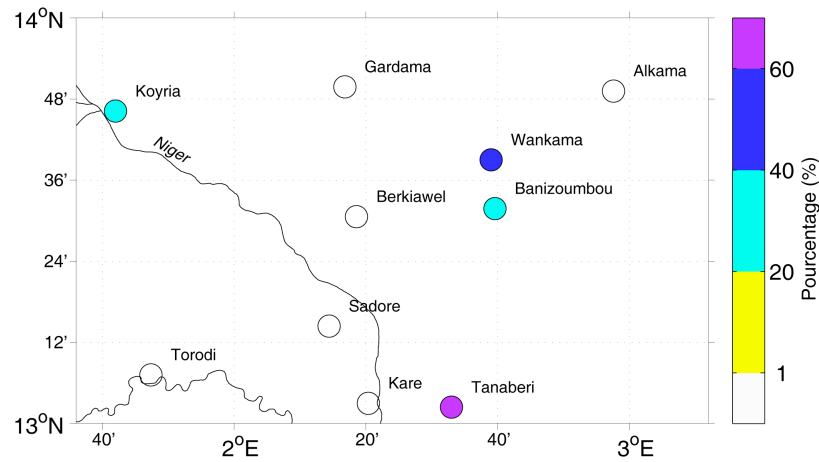


Figure 4.5. Cartographie du pourcentage de semis *en sec* pour chaque village sur la période 2004-2007.

4.3.2.2. Semis échoué *versus* semis réussi

Indépendamment de la stratégie adoptée par les agriculteurs, semis *en sec* ou *en humide*, les cultures sont exposées aux aléas pluviométriques associés à l'intermittence des pluies. L'occurrence d'un épisode sec prolongé après le semis oblige généralement les agriculteurs à ressemer leur champ. Martini (1996) identifie la période immédiatement après le semis comme une phase sensible pour les cultures. En effet, si les besoins en eau de la plante ne sont pas satisfaits, la probabilité de mortalité des plantules est accrue. Au cours des saisons 2004-2007, **77 % des premiers semis villageois ont fourni une récolte, tandis que 23 % des premiers semis ont échoué, obligeant les agriculteurs à ressemer leurs parcelles.** Au Niger, il est possible de ressemer trois ou quatre fois une parcelle en raison de l'avortement des graines à la suite d'épisodes secs durables (Haigis and Graef, 2001). La multiplication des semis, suite aux échecs successifs, a pour conséquences une perte du capital semencier et une augmentation du temps de travail imparti à ressemer.

La **figure 4.6** présente la distribution des séquences sèches immédiatement après le semis réussi observé lorsque le semis est déclenché par un événement pluvieux inférieur à 20 mm, puis supérieur à 20 mm. Dans la majorité des cas, la variété de mil utilisée (Hainy Kirey) tolère des séquences sèches d'environ 9 jours après le semis sans être affectée. Ce seuil de 9 jours reste proche du seuil de 7 jours déterminé par Sivakumar (1988). Néanmoins, plusieurs cas recensent des séquences sèches post-semis de plus de 2 semaines sans impact sur le semis. Ces exceptions concernent principalement le village d'Alkama qui bénéficie d'un meilleur accès à l'eau puisque une *nappe perchée* se situe à proximité du village (communication personnelle Christian Baron).

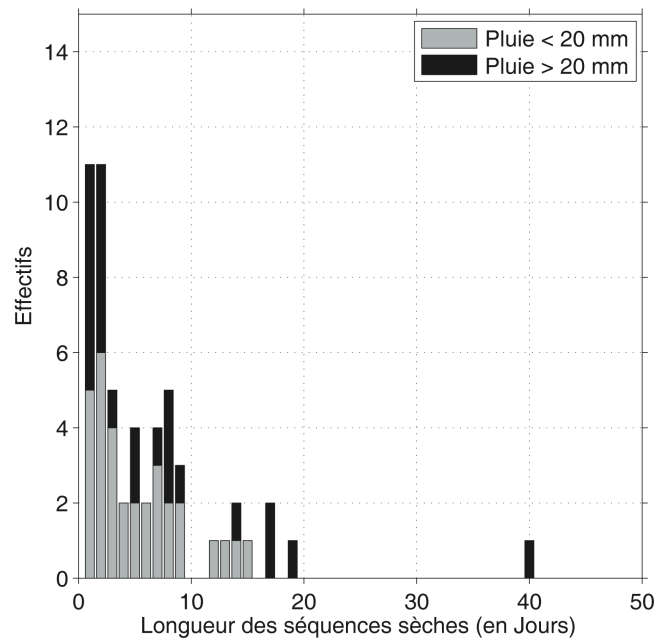
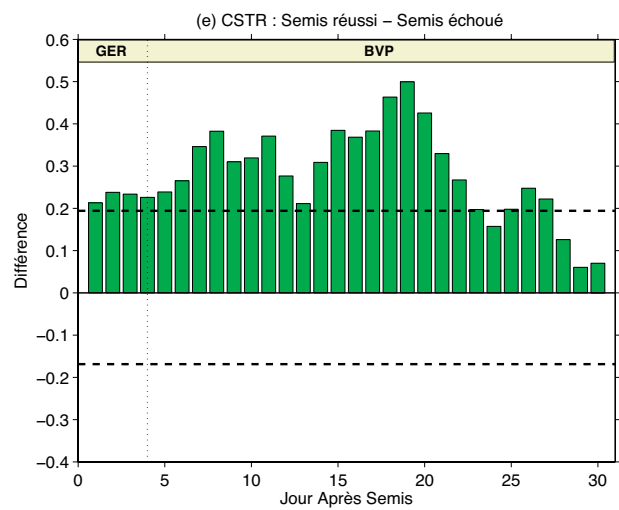
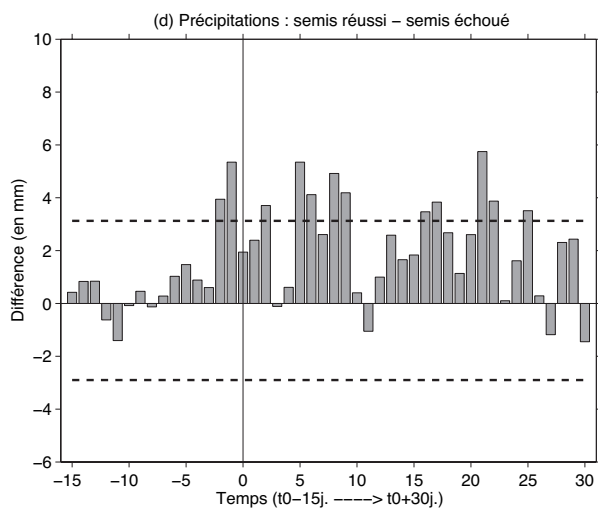
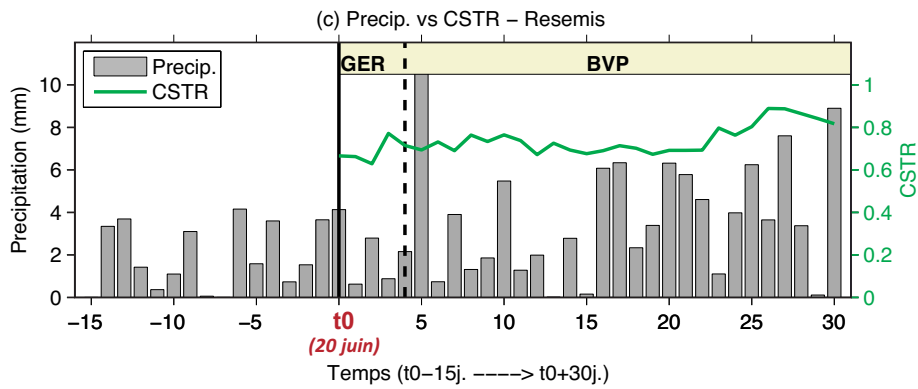
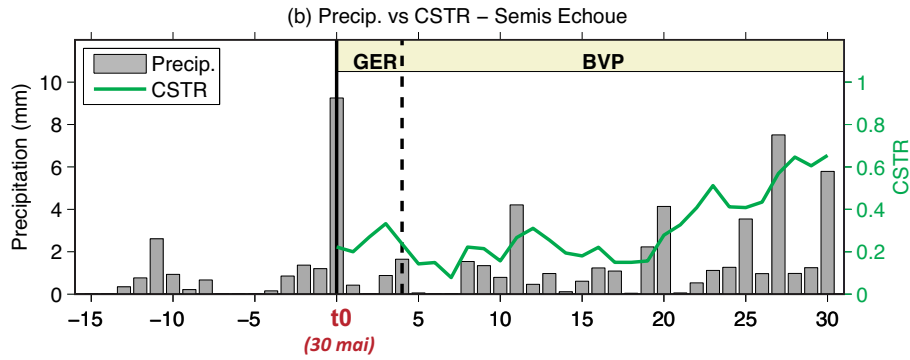
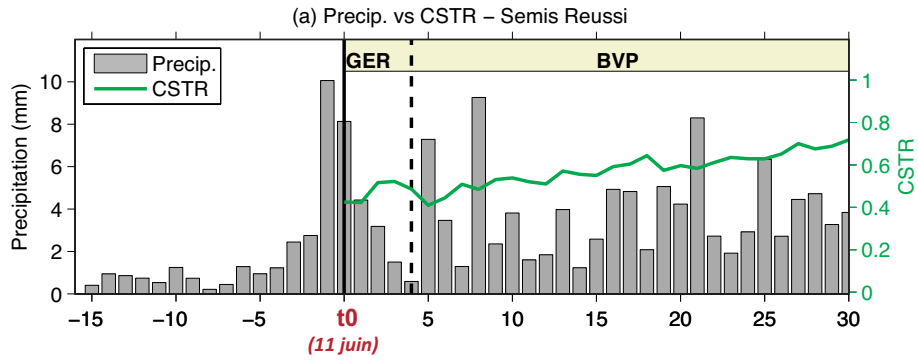


Figure 4.6. Distribution de la durée de la première séquence sèche suivant le semis réussi observé. Les barres noires (grises) indiquent la longueur de la séquence sèche lorsque la pluie de semis reçoit moins (plus) de 20 mm sur au moins deux jours.

En complément, une analyse de la répartition temporelle des précipitations autour des échecs et des réussites de semis a été réalisée à partir d'une analyse composite des précipitations avant et après le semis. Cette approche consiste à utiliser la date de semis comme date de référence (t_0), pour chaque village et chaque année, de calculer ensuite la moyenne spatiale des chroniques journalières de pluie autour de la date de référence (t_0). Cet indice de pluie d'échelle méso (ACN) est construit dans le but de mettre en évidence un signal pluviométrique lié à la date de semis.

La distribution moyenne des précipitations 15 jours avant et 30 jours après la date des semis échoués, des semis réussis et des resemis est présentée en **figures 7a, b, c**. Par ailleurs, le modèle SARRA-H a été utilisé pour illustrer les variations quotidiennes du stress hydrique ressenti par la plante durant son cycle végétatif (**Figs. 7.8a, b, c**). La **figure 4.7b** met en exergue une distribution erratique des précipitations combinée à de faibles intensités (< 5 mm/jour) immédiatement après la date de semis échoué. L'échec du semis semble lié à la conjugaison d'un événement pluvieux cumulant 10 mm en moyenne et suivi par une séquence sèche plus ou moins longue en début de saison. La chronique temporelle de l'indice CSTR associée (**Fig. 4.7b**) met en évidence un fort stress hydrique. Les valeurs de l'indice CSTR sont inférieures à 0.3, au cours des 20 premiers jours suivant le semis, c'est-à-dire durant la période végétative (BVP). À l'inverse, les semis réussis sont concomitants avec un événement pluvieux plus intense (~ 26 mm en deux jours) suivi par une succession de jours pluvieux dans les 30 jours qui suivent (**Fig. 4.7a**). La chronique temporelle de CSTR n'indique aucune valeur inférieure à 0.4 (**Fig. 4.7a**). Par ailleurs, la date de resemis s'inscrit largement dans un contexte de mousson établie (**Fig. 4.7c**) puisque les pluies pré et post-semis sont plus régulières et plus intenses. Le stress hydrique associé est faible et marqué par des valeurs de CSTR systématiquement supérieures à 0.7 (**Fig. 4.7c**). Par conséquent, l'échec ou la réussite du semis est principalement liée à la distribution des pluies post-semis.



← **Figure 4.7.** Diagramme composite des précipitations journalières (barres grises) moyennées 15 jours avant et 30 jours après la date de référence (t_0) indiquant la date de semis pour **(a)** la date de semis réussis, **(b)** de la date de semis échoués et **(c)** la date de resemis et moyenne composite de l'indice de satisfaction des besoins en eau de la plante (CSTR ; ligne verte) à partir de la date de référence. Les lignes verticales pointillées délimitent les stades phénologiques. Chronique de différence **(d)** entre les distributions de pluie **(a) – (b)** et **(e)** entre les indices CSTR **(a) – (b)** après élimination des variations diurnes (< 3 jours) par un filtre passe-bas de type Butterworth. Les lignes horizontales indiquent les seuils de significativité des différences selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations avec permutation aléatoire des dates de semis) avec un risque d'erreur inférieur à 5 %.

Enfin, la significativité de la différence entre les chroniques de pluies 15 jours avant et 30 jours après les semis réussis et échoués a été testée selon un test de Monte Carlo (**E.2.1**). L'échantillon A contient les dates de semis réussis (40 dates) et l'échantillon B celui des dates de semis échoués (9 dates). La date de semis la plus précoce et la plus tardive des deux échantillons observés ont été retenues pour définir une période P de recherche possible des jours de semis. Les n jours contenus dans cette période P ont été permutés aléatoirement. De cette série de dates de semis, les rangs 1-40 (échantillon A') et 41-49 (échantillon B') ont été extraits pour recalculer les composites de pluies 15 jours avant et 30 jours après le semis réussi (échantillon A') et le semis avorté (échantillon B'), la procédure a été répétée 2 000 fois. La différence observée est comparée à la distribution des 1 000 simulations. La **figure 4.7d** montre des différences post-semis significatives au seuil de confiance 95 % selon le test de Monte Carlo. En effet, les précipitations sont systématiquement plus fréquentes et plus intenses (e.g. + 3 mm à + 5 mm par jours) après la date des semis réussis. De manière similaire, la différence entre les chroniques de stress hydrique (CSTR) a été testée (**Fig. 4.e**) et confirme des valeurs de stress hydrique significativement plus élevées, selon la procédure de Monte Carlo pour un seuil de confiance de 95%, après la date de semis échoué.

L'analyse des chroniques de précipitations post-semis montre ainsi que l'échec des semis est principalement lié à un *faux départ* de la saison des pluies dû à un événement pluvieux isolé de faible intensité (~ 10 mm) et non suivi de l'installation pérenne de la mousson. En effet, la date moyenne des semis avortés autour du 30 mai apparaît plus précoce que la date de semis réussis (11 juin) et semble correspondre à la période de pré-saison de mousson. Cette période est caractérisée par une succession d'événement pluvieux isolés de faible intensité et par des séquences sèches intermittentes durables engendrées par la migration du FIT à la fin du printemps boréal (Sultan *et al.*, 2003 ; Ati *et al.*, 2002).

4.3.2.3. Occurrence et vague de semis

La **figure 4.8** illustre la distribution des dates d'occurrence des semis et des resemis observées au cours des hivernages 2004 à 2007. La période consacrée au semis du mil apparaît relativement flexible d'une saison à l'autre, s'étalant ainsi de un mois et demi (2006) à deux mois et demi (2004) entre fin avril et mi-juillet. Au-delà du mois de juillet, le semis semble exclu des pratiques paysannes en raison de l'incapacité de la plante à achever son cycle végétatif, même pour les variétés de mil les plus hâtives. Par ailleurs, la distribution des dates de semis présente plusieurs pics d'occurrence de semis par saison ; on parle alors de *vague de semis* dès lors qu'un minimum de 6 occurrences de semis est enregistré le même jour ou durant la même décade. Ces 6 occurrences signifient que 6 des 10 villages sèment à la même date. Ainsi, les premières vagues de semis ont été recensées le **29 avril en 2004, 31 mai en 2005 et 9 juin en 2006**. En 2007, aucune *vague de semis* n'est observée et les semis s'étalent de mai à juillet. **On recense ainsi une à trois vagues de semis par saison au sein de l'observatoire ACN.**

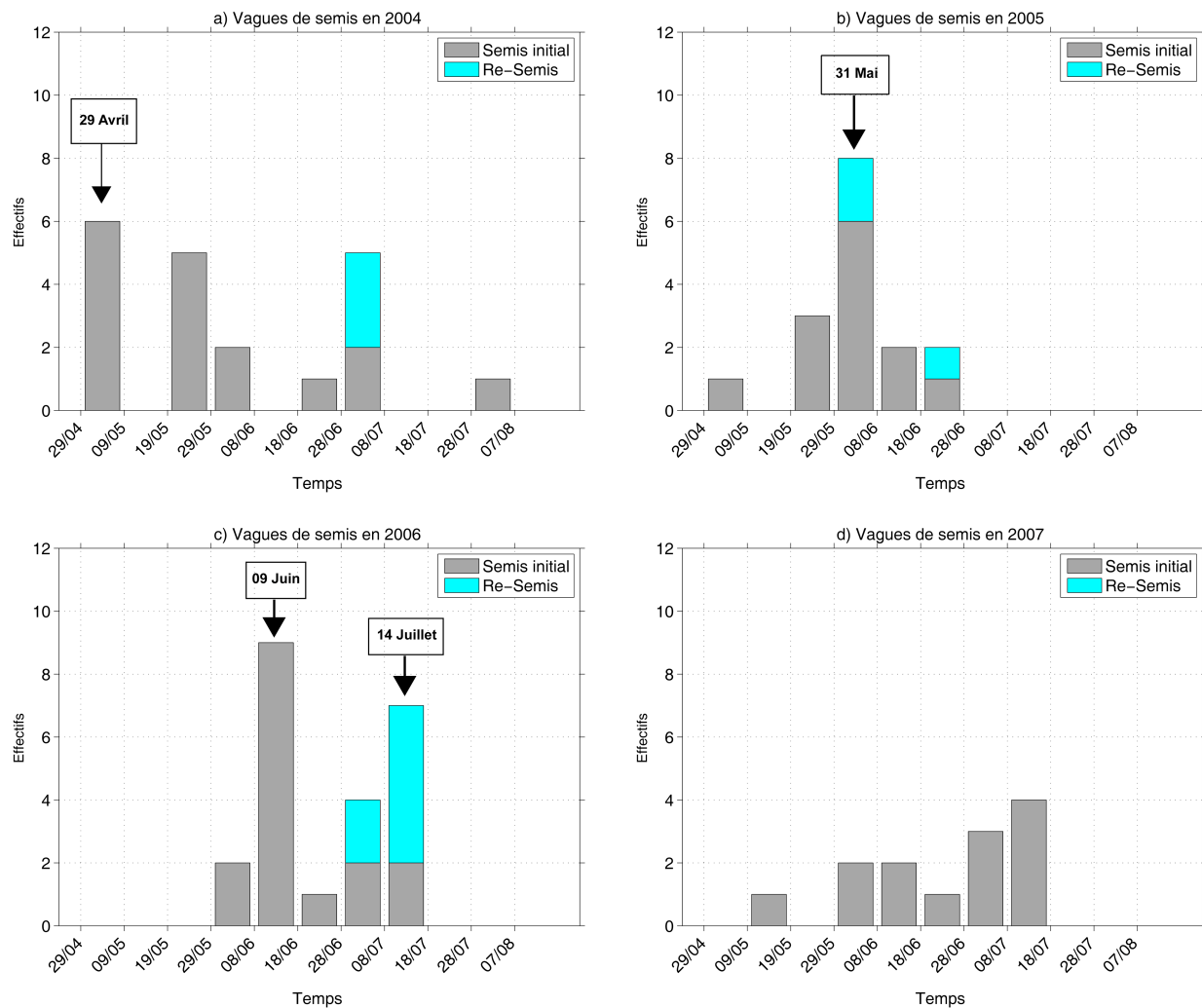


Figure 4.8. Distribution de l'occurrence des dates de semis et des vagues de semis

4.3.2. Modélisation de la date de semis dans SARRA-H

• Caractéristiques moyennes

La **table 4.2** présente les caractéristiques moyennes et de variabilité des dates de semis réussis observées et simulées par le modèle SARRA-H à l'échelle de l'observatoire ACN. On constate que la date moyenne de semis observée en milieu paysan et la date moyenne de semis SARRA-H sont très proches, respectivement le 11 juin et le 13 juin. De plus, la variabilité interannuelle de la date de semis observée apparaît convenablement reproduite par SARRA-H certaines années (2005 et 2006). Néanmoins, l'amplitude entre les semis les plus précoces en 2004 et les semis les plus tardifs en 2007 est de 38 jours dans l'observation contre seulement 25 jours dans le modèle SARRA-H. Cela signifie que le modèle SARRA-H sous-estime les variations interannuelles de la date de semis.

	Semis initial observé	Semis réussis observés	Semis réussis SARRAH	Semis idéal simulé
2004	14 mai (28)	23 mai (23)	07 juin (23)	31 mai (19)
2005	28 mai (12)	01 juin (14)	02 juin (14)	21 juin (29)
2006	16 juin (14)	23 juin (14)	26 juin (20)	27 juin (14)
2007	29 juin (15)	29 juin (15)	16 juin (26)	21 juin (20)
Moy. (2004-2007)	06 juin (20)	11 juin (18)	13 juin (11)	17 juin (12)

Table 4.1. Date moyenne de semis observés et simulés. L'écart-type (en jours) est indiqué entre parenthèses.

• Relation entre la date de semis réussis simulée *versus* semis réussis observée à l'échelle villageoise

En raison du faible échantillon temporel des dates de semis de quatre années (2004-2007), nous avons dû mélanger à la fois la dimension temporelle et la dimension spatiale pour analyser la relation entre la date de semis observée et la date de semis simulée. La figure 4.9 illustre la projection des dates de semis réussis observées en fonction des dates de semis générées par le modèle SARRA-H à partir de la méthode des seuils à l'échelle villageoise. L'allure du nuage de points n'identifie pas clairement de relation linéaire ($r^2 \sim 0.11$). Malgré l'absence de relation statistique significative, **près de 49 % des dates de semis observées sont correctement reproduites par le modèle SARRA-H sur la période 2004-2007**. D'autre part, 34 % (18 %) des dates de semis observées sont plus précoces (tardives) par rapport aux dates de semis générées par le modèle SARRA-H. On note, par exemple, que la variabilité spatiale de l'année 2004 n'est pas reproduite par le modèle SARRA-H. En effet, l'événement pluviométrique du 29 avril 2004 a été détecté dans le modèle puisque le premier semis intervient à cette date pour la majorité des villages, mais 7 villages sur 10 sont ressemés après que le modèle a considéré le semis comme échoué. Cet échec est attribuable à la durée des séquences sèches post-semis.

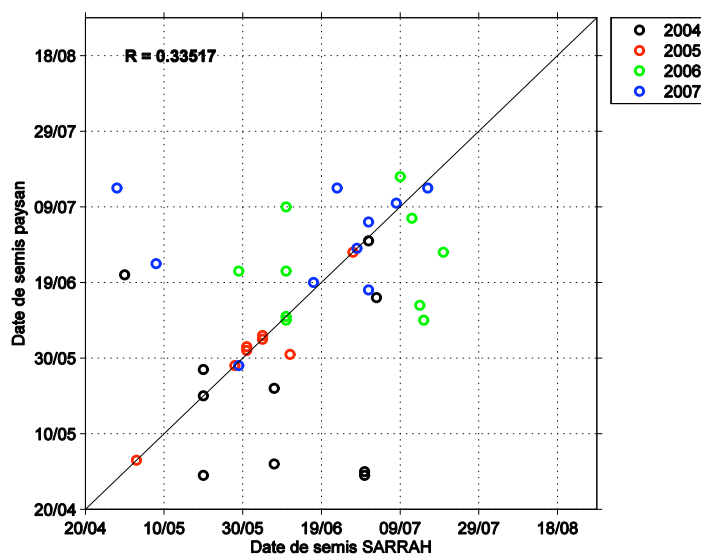


Figure 4.9. Nuages de points croisant la date de semis réussis observée et la date de semis réussis SARRA-H pour chaque année de la période 2004-2007 et chacun des 10 villages. La droite représente la relation 1:1.

Une analyse similaire à celle réalisée en section 4.4.2.2 montre que la durée de la séquence sèche immédiatement après les semis simulés réussis apparaît plus courte que celles observées (**Fig. 4.10**). On peut supposer que la calibration de la variété de mil dans le modèle SARRA-H induit une robustesse moindre que dans la réalité. À l'inverse, les semis villageois de l'année 2005 sont parfaitement capturés par le modèle puisque 90 % des semis simulés coïncident avec les semis observés dans un intervalle de plus ou moins cinq jours.

En résumé, le modèle SARRA-H reproduit correctement la variabilité temporelle de la date de semis d'une année à l'autre, mais plus difficilement la variabilité spatiale lorsque le démarrage de la saison des pluies est très précoce, comme en 2004.

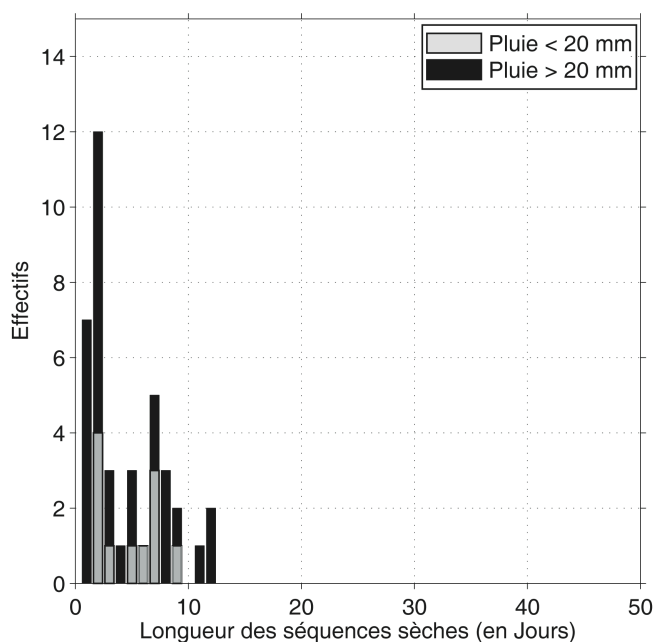


Figure 4.10. Distribution de la durée de la première séquence sèche suivant le semis réussi simulé. Les barres noires (grises) indiquent la longueur de la séquence sèche lorsque la pluie de semis reçoit moins (plus) de 20 mm sur au moins deux jours.

4.4. Lien entre la date de semis et le démarrage de la saison des pluies

Cette section s'attache à comparer la date de mise en place des semis en milieu paysan et la date de démarrage de la saison des pluies à différentes échelles spatiales (c'est-à-dire agronomique, méso-échelle et régionale). Cette procédure consiste à valider ou non l'hypothèse du lien entre le semis et le démarrage de la saison des pluies.

4.4.1. Définitions multi-échelles du démarrage de la saison des pluies

Afin d'analyser le lien entre la date de semis adoptée par les agriculteurs et le démarrage de la saison des pluies, trois ensembles de définitions distingués en fonction de leurs échelles spatiales ont été

retenus : (i) à l'échelle agronomique et (ii) à l'échelle méso-échelle (cf. Chapitre 2, § 2.2.1) et (iii) à l'échelle régionale du *sant* de mousson (cf. Chapitre 2, § 2.2.1).

Plusieurs auteurs (Kowal and Knabe, 1972 ; Benoît, 1977 ; Sivakumar, 1988 ; Ati *et al.*, 2002) se sont intéressés au démarrage de la saison à partir d'approches basées sur la combinaison de critères agronomiques et climatiques. Cette approche du DSP devait correspondre à une date optimale pour la mise en place des cultures, notamment du mil. Par ailleurs, les travaux de Sultan (2002, 2003) ont montré, à partir de simulations de rendements potentiels à la station de Niamey, que la date de semis idéale pouvait être reliée à la date de mise en place de la mousson à l'échelle régionale. Cependant, ces résultats n'ont pas été validés par des données d'observations de semis en milieu paysan. À ce jour, peu d'études ont analysé le degré de correspondance entre les critères agroclimatiques ou dynamiques de démarrage de la saison des pluies et l'occurrence des semis réellement observée en milieu paysan. On peut alors s'interroger sur le degré de synchronisation entre les critères de décision des agriculteurs de semer, par rapport aux calculs empiriques du démarrage de la saison des pluies.

À l'échelle agronomique, le DSP peut être appréhendé au travers de différents critères de précipitations ou d'évapotranspiration :

① Le critère le plus utilisé et à la base de nombreuses définitions est celui de **Sivakumar (1988)**. À partir de ce critère, deux définitions du DSP ont été retenues, où la durée de la longueur de la séquence humide et la fenêtre de contrôle des séquences sèches varient :

- la première définition correspond à la définition initiale proposée par Sivakumar (1988), c'est-à-dire que le DSP correspond à la date à partir du 1^{er} mai recueillant une hauteur d'eau d'au moins **20 mm sur 3 jours consécutifs, sans qu'il y ait de séquences sèches de plus de 10 jours dans les 30 jours qui suivent**. Pour cette étude la définition a été légèrement modifiée puisque la séquence sèche de 7 jours a été remplacée par une séquence plus longue de 10 jours secs consécutifs.

- la seconde définition est celle utilisée tout au long de cette thèse qui est au plus près de la date de semis et que l'on nommera *Marteau*. Le DSP correspond alors à la date à partir du 1^{er} mai recueillant une hauteur d'eau d'au moins **20 mm sur 4 jours consécutifs, sans qu'il y ait de séquences sèches de plus de 10 jours dans les 20 jours qui suivent**.

② **Kowal and Knabe (1972)** déterminent la date de démarrage de la saison des pluies au Nigéria comme la décade pendant laquelle les pluies cumulées sont d'au moins **25 mm et où le cumul de pluie des 10 jours qui suivent est supérieur à 50 % de l'ETP**.

③ **Ati *et al.* (2002)** proposent une définition hybride de la date de démarrage de la saison des pluies à partir d'une combinaison entre la définition de Kowal and Knabe (1972) et l'intégration de la période de contrôle retenue par Sivakumar (1988) pour limiter le risque de faux départ. Le DSP est alors défini comme la **période de 10 jours durant laquelle les pluies recueillies excèdent 25 mm et où le cumul pluviométrique durant les 10 jours qui suivent est supérieur à 50 % de la valeur d'évapotranspiration potentielle (ETP)**

sur cette période de 10 jours ; s'ensuit une période de contrôle de 30 jours durant laquelle aucune séquence sèche de plus de 7 jours consécutifs n'est enregistrée.

④ **Benoît (1977)** définit le démarrage de la saison des pluies à partir d'un modèle précipitation – ETP. Le démarrage de la saison est effectif lorsque les précipitations journalières cumulées excèdent 50 % de l'évapotranspiration journalière cumulée sur le reste de la saison, sans être suivie immédiatement par une séquence sèche de 5 jours consécutifs.

4.4.2. Date de semis observée et date de démarrage de la saison des pluies : quelle correspondance ?

- **Démarrage moyen de la saison des pluies**

Le démarrage moyen (2004-2007) de la saison des pluies déterminé selon les différents critères est présenté **table 4.3**. On constate une forte amplitude de la date moyenne du DSP méso-échelle et la date moyenne de DSP agronomique Benoît. En effet, le démarrage moyen de la saison des pluies s'étale entre le 31 mai (DSP méso-échelle) et le 2 août (DSP agronomique Benoît). Malgré les différences d'échelles spatiales et de règles de décision, les dates moyennes de démarrage de la saison des pluies convergent vers une date moyenne autour du 22 juin pour la plupart des définitions (Sivakumar, Marteau, Ati, Kowal et Knabe, *saut* de mousson). Par ailleurs, cette date du 22 juin, plus tardive, reste néanmoins proche de la date moyenne de semis réussis (11 juin). Cette date moyenne est cohérente avec les précédentes études réalisées dans la frange sahélienne. Sultan *et al.* (2005) ont déterminé, au travers d'enregistrements pluviométriques disponibles à la station de Niamey (13.48°N-2.47°E), sur la période 1968-1990, une date moyenne de démarrage de la saison des pluies située autour du 24 juin, tandis que la date de semis idéale est proche du 22 juin. Dans une étude réalisée dans la partie nord du Nigéria, Ati *et al.* (2002) ont identifié une date moyenne du démarrage agronomique de la saison des pluies autour du 22 juin à partir d'un échantillon de huit stations localisées entre 11°N et 13°N sur la période 1961-1991. Par ailleurs, on constate très peu de différence (moins de 6 jours) entre les dates moyennes des différents critères du DSP agronomique à l'exception du critère Benoît, variant du 17 juin (DSP Marteau) au 29 juin (DSP Ati). Le caractère tardif du critère Benoît dépend de l'ETP qui, en zone semi-aride sahélienne, est généralement plus élevée que les précipitations en début de saison en raison des pluies erratiques qui n'assurent pas une alimentation en eau suffisante pour la croissance des cultures. Typiquement, les pluies cumulées excèdent l'ETP essentiellement durant le cœur de la saison des pluies situé en août.

	Sivakumar	Marteau	Ati	Kowal	Benoît	DSP méso- échelle	Saut de mousson
Moyenne	22 juin	17 juin	29 juin	23 juin	2 août	31 mai	22 juin
Écart-type (jours)	22.3	19.7	13.2	6.9	6.7	4.7	8.4
cv (%)	12.9	11.7	7.3	4	3.1	3.1	4.8

Table 4.2. Date moyenne (2004-2007), écart-type et coefficient de variation (cv) du démarrage de la saison des pluies selon les 7 critères retenus calculé à partir des 10 villages enquêtés.

D'autre part, on peut noter une certaine homogénéité spatiale de la date de démarrage de la saison des pluies compte tenu des faibles valeurs du coefficient de variation (cv), inférieur à 15 % indépendamment de la définition du DSP.

• **Variabilité interannuelle**

La **figure 4.11** illustre la variabilité interannuelle des dates de semis réussis observées, des dates de la première vague de semis et des dates de démarrage de la saison des pluies selon les différentes définitions entre 2004 et 2007. On constate que les dates de semis pour les années 2005 et 2007 sont proches des dates de démarrage pour au moins trois critères (méso-échelle, Sivakumar, Ati). Par contre, les différences sont plus marquées en 2004 et 2006. En effet, seul le DSP méso-échelle est capable de reproduire les premières vagues de semis. De plus, la variabilité interannuelle des dates de DSP méso-échelle apparaît la mieux ajustée à celle des dates de semis réussis observées.

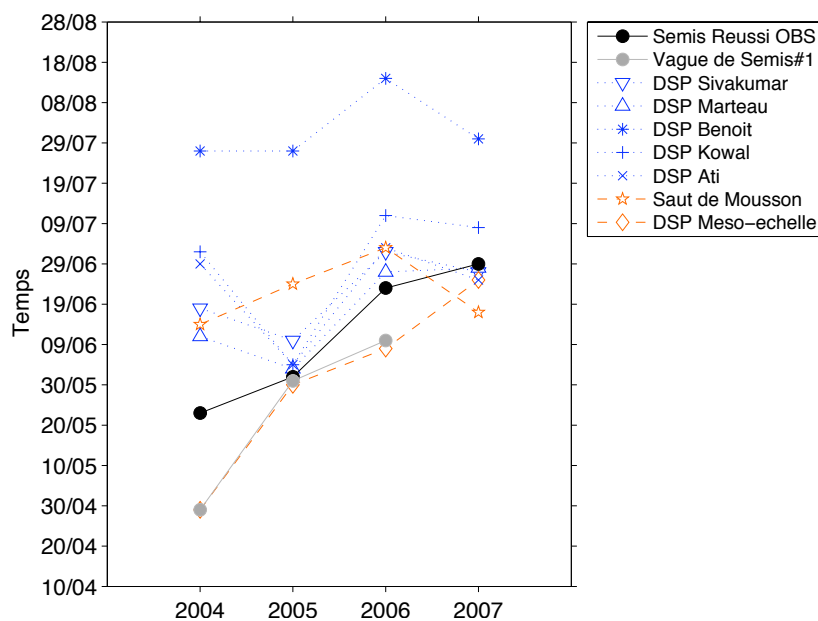


Figure 4.11. Date de démarrage moyen de la saison des pluies pour les définitions agronomiques (Sivakumar, Marteau, Benoît, Kowal, Ati), méso-échelle et régionale (saut de mousson) et dates de semis observées (semis réussis et vague de semis).

La **table 4.5** présente la distribution des dates de semis villageois en fonction de la date de DSP selon les différentes échelles spatiales et les différents critères. Le découpage est réalisé selon trois cas de figures : (i) le semis est effectué au minimum cinq jours avant le DSP, (ii) le semis est en phase avec le DSP dans un intervalle de plus ou moins cinq jours et (iii) le semis est réalisé plus de cinq jours après le DSP. On constate que les DSP agronomique Sivakumar/Marteau et méso-échelle sont les plus proches des considérations paysannes puisque 46 % des dates de démarrage de la saison des pluies sont concomitantes avec les dates de semis réussis observées.

	Semis avant Onset	Semis = Onset	Semis après Onset
Méso-échelle	13 %	46 %	41 %
Sivakumar	41 %	46 %	13 %
Marteau	33 %	48 %	18 %
Kowal	46 %	38 %	16 %
Ati	57 %	30 %	13 %
Benoît	100 %	-	-
saut de mousson	59 %	13 %	28 %

Table 4.3. Répartition en pourcentage des semis avant, pendant ou après la date de démarrage de la saison des pluies avec une marge d'erreur de +/- 5 jours.

D'autre part, les DSP méso-échelle et agronomique (Sivakumar) définissent respectivement les bornes inférieures et supérieures de la période consacrée aux semis. En effet, 87 % des semis sont effectués au moment ou après le DSP méso-échelle, alors que seulement 13 % sont réalisés avant cette date. D'autre part, 87 % des semis sont effectués avant ou au moment du DSP Sivakumar, alors que 13 % des semis sont réalisés après cette date. Notons toutefois que 41 % des dates de DSP méso-échelle sont plus précoces que la date de semis. La définition du démarrage de la saison des pluies proposée par Sivakumar, tout comme les autres critères agronomiques d'échelle locale tels que Ati, Kowal et Marteau, considèrent comme *optimale* la date de semis qui garantit une humidité du sol suffisante durant la germination et la phase végétative afin d'éviter un échec de la culture. L'approche agroclimatique fournit systématiquement des dates plus tardives que les dates de semis des agriculteurs. Ces derniers essaient de semer le plus tôt possible, assumant ainsi le risque de perdre des semences. Les agriculteurs contrebalancent le risque de perdre des semences en raison d'un échec du semis et une augmentation du temps de travail avec le risque de semis trop tardifs. Cette stratégie de semer le plus tôt possible dans la saison est valable pour l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Kouressy *et al.*, 2008) et permet ainsi de réduire la perte d'azote dans le sol induit par les processus de lessivage et de dénitrification (Blondel *et al.*, 1971abc) et de maîtriser les adventices (Andrews, 1973 ; Stoop *et al.*, 1981 ; Vacksmann *et al.*, 1996). Les agriculteurs sèment ainsi dès l'apparition du premier événement pluvieux qui correspond généralement au DSP méso-échelle. Si le semis échoue, ils resèment jusqu'au moment du démarrage de la saison des pluies proposé par Sivakumar qui se présente comme la date de semis la moins risquée d'un point de vue agroclimatique.

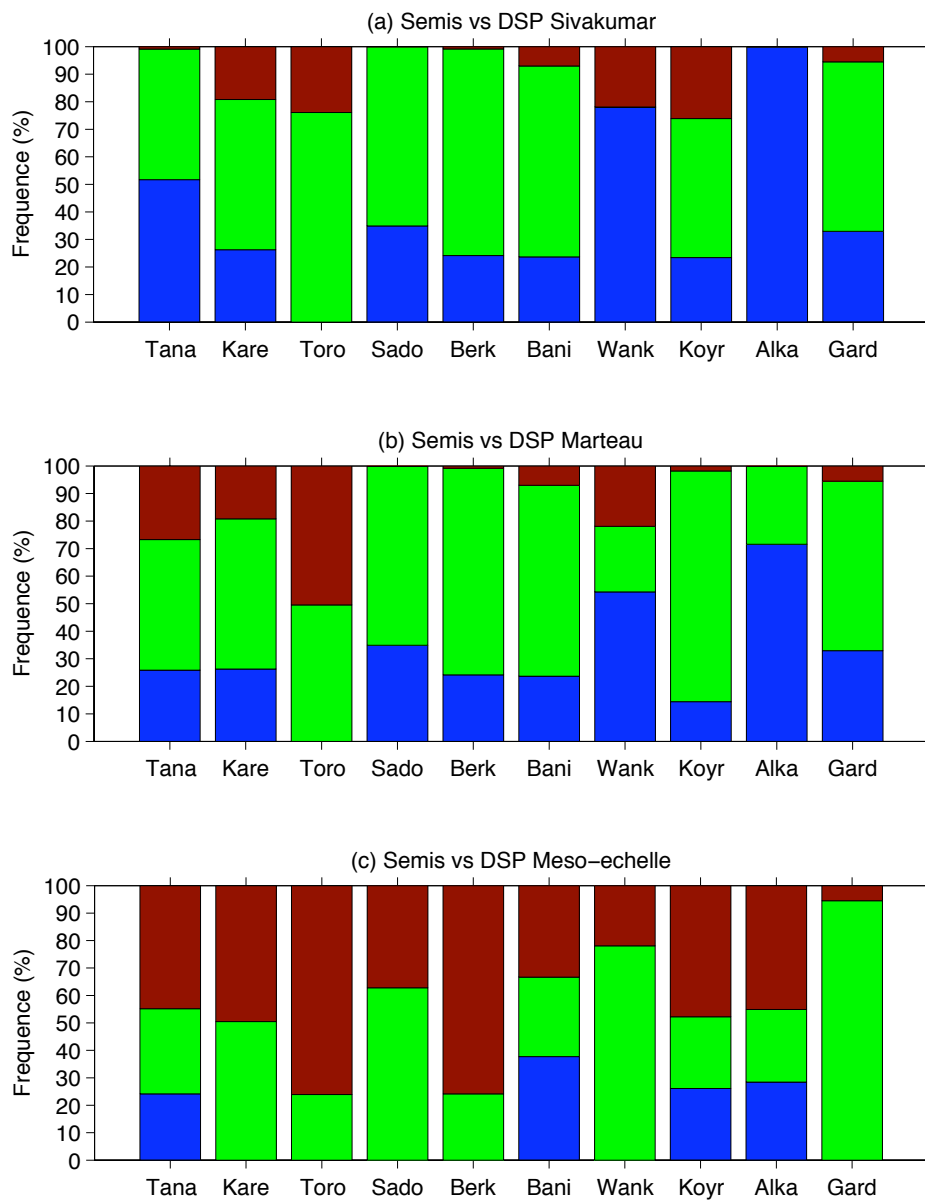


Figure 4.12. Distribution de la date de semis par parcelle en fonction de la date de démarrage de la saison des pluies agronomiques selon les critères (a) Sivakumar et (b) Marteau et (c) méso-échelle selon la latitude des villages. Les barres bleues indiquent le pourcentage de semis réalisés au moins 5 jours avant le démarrage de la saison des pluies, les barres vertes représente le pourcentage de semis réalisés au moment du démarrage de la saison des pluies dans un intervalle de plus ou moins 5 jours et les barres marrons indiquent le pourcentage de semis plus de 5 jours après le démarrage de la saison des pluies. Chaque barre représente une quantité de 100 %.

La **figure 4.12** illustre la distribution de la date de semis réussis par rapport au DSP agronomique et méso-échelle pour chacun des 10 villages en fonction de leur latitude, du sud au nord. La stratégie paysanne du semis est caractérisée par un gradient S-N (**Figs. 4.12 a, b**).

Au sud, le semis est effectué le plus souvent au moment ou avant le démarrage agronomique de manière générale. Plus de 40 % des semis sont réalisés au moment du DSP agronomique pour les villages Karé, Torodi et Sadoré. Le village de Tanabéri fait figure d'exception dans la mesure où la moitié des semis, toutes années confondues, sont réalisés avant le DSP agronomique. Cette particularité peut être due

au fort pourcentage de semis *en sec* dans ce village qui tend à déconnecter la relation DSP agronomique/semis.

Au nord, dans les villages de Wankama, Gardama et Alkama, le semis est effectué le plus souvent avant le DSP agronomique. L'archétype est bien évidemment Alkama où le DSP agronomique Sivakumar intervient souvent plus d'un mois après le semis. Ceci est lié à l'existence d'une *nappe perchée* sur le site d'Alkama.

Par ailleurs le lien DSP méso-échelle/semis présente également un gradient S-N moins évident qu'avec le DSP agronomique. On remarque qu'au sud le semis intervient préférentiellement après le DSP méso-échelle plus précoce. Au contraire, au nord le semis est souvent effectué au moment du DSP méso-échelle, en particulier dans les villages de Wankama et Gardama.

En résumé, malgré le faible échantillon temporel de quatre années, le lien DSP/semis est marqué par un gradient sud-nord. Il faut toutefois rester prudent dans l'interprétation en raison d'une part du faible échantillon (4 années) et d'autre part de la faible variabilité interannuelle en termes de cumul pluviométrique de cet échantillon d'années.

4.4.3. Cohérence spatiale du semis et systèmes convectifs méso-échelles

Les résultats précédents indiquent que les premières vagues de semis semblent reliées au DSP méso-échelle (**Fig. 4.11**). En effet, par définition le DSP méso-échelle tient compte de la cohérence spatiale des précipitations. Les **figures 4.13a, c, e** illustrent les structures spatiales de précipitations associées simultanément aux dates de premières vagues de semis et de DSP méso-échelle **les 29 avril 2004, 31 mai 2005 et 9 juin 2006**. Notons qu'en 2007 en raison du démarrage tardif de la saison des pluies méso-échelle ou agronomique, aucune vague de semis n'est recensée. On constate une cohérence du champ de pluie à l'échelle du degré carré de Niamey (100 km × 100 km). Plus de 80 % des villages enregistrent des précipitations excédant 1 mm au moment du DSP méso-échelle et synchronise le semis pour au moins 50 % des villages. Les **figures 4.13b, d, f** présentent les champs d'OLR à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. On observe de faibles valeurs d'OLR (< 240 Watt/m²), caractéristiques de la convection profonde (Mathon and Laurent, 2001 ; Fontaine *et al.*, 2009) sur un espace supérieur à celui du site ACN. Ainsi, la cohérence spatiale du champ de pluie est associée à l'organisation d'échelle régionale de la convection profonde. Les processus pluvio-gènes sont associés à des lignes de grains ou complexes convectifs de méso-échelle (Mathon *et al.*, 2002) et non à de simples orages locaux isolés.

En 2007, le premier système convectif organisé est apparu tardivement aux alentours du 30 juin. Par conséquent, les agriculteurs ont semé en fonction de pluies localisées qui coïncident dans 60 % des villages avec le DSP Sivakumar.

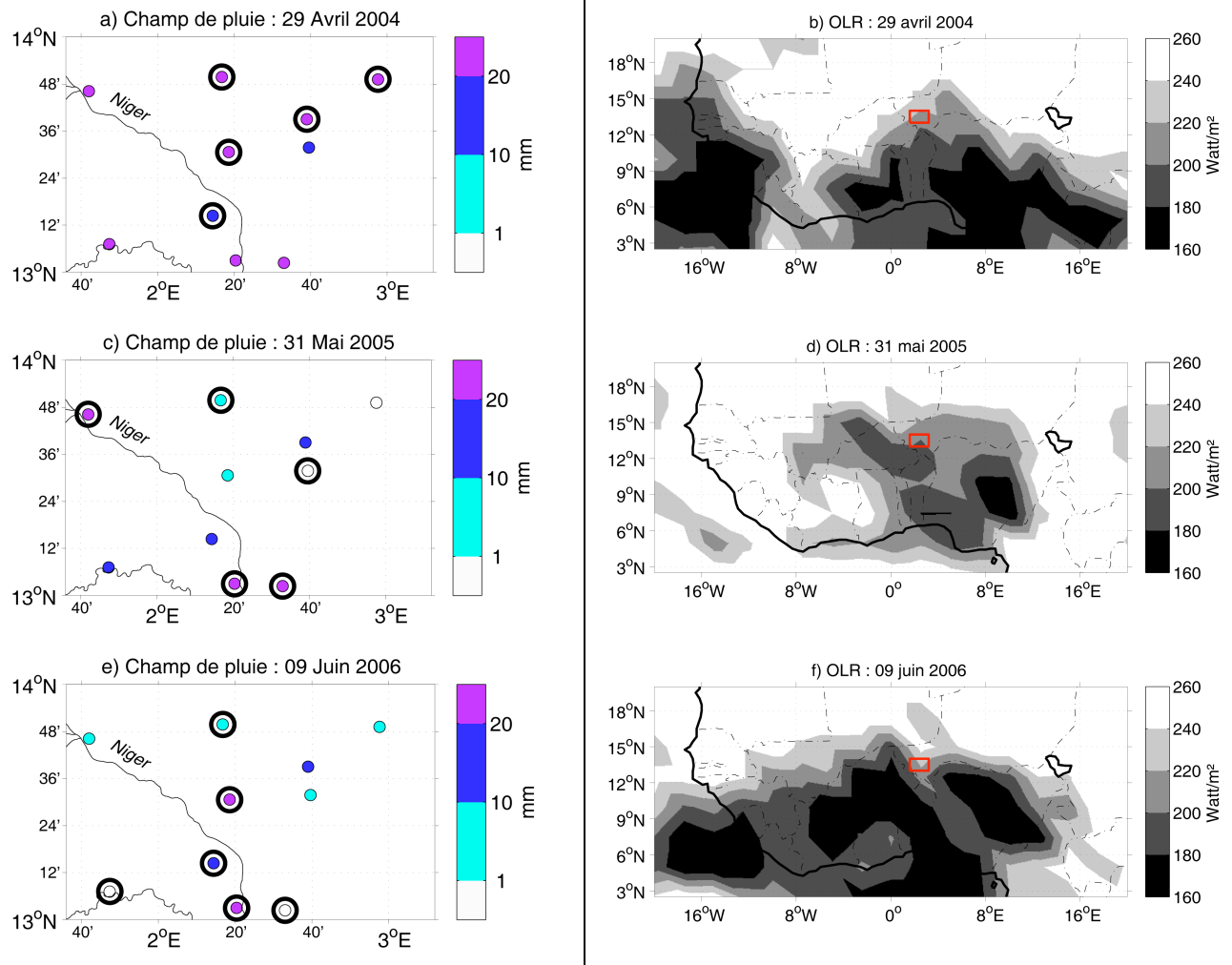


Figure 4.13. Champ de pluie au moment de la première vague de semis (t_0) (a) le 29 avril 2004, (b) le 31 mai 2005 et (c) le 9 juin 2006 (2007 ne présentant pas de vagues de semis n'a pas été illustré et les structures spatiales de la convection profonde (OLR) associées aux dates d'occurrence de la vague de semis (d), (e), (f) respectivement. Les cercles gras indiquent les villages ayant semés au moment de cet événement pluvieux.

4.5. Sensibilité du rendement observé et simulé à la date de semis et de la variabilité intrasaisonnière des précipitations

Dans cette section, nous analyserons, d'une part l'impact de la date de semis et du démarrage de la saison des pluies sur la production de mil (rendements en grains et biomasse), et d'autre part celui de la variabilité pluviométrique à l'échelle intrasaisonnière sur les rendements observés et simulés par le modèle SARRA-H.

4.5.1. Effet de la date de semis et du démarrage de la saison des pluies sur la production de mil

La **figure 4.14a** présente la relation entre les rendements et le DSP agronomique Sivakumar pour chaque parcelle, chaque village et chaque année au cours de la période 2004-2007. Le nuage de points croise les rendements et le DSP agronomique Sivakumar exprimés en anomalies par rapport aux moyennes 2004-2007 de chaque village. La relation n'est pas évidente entre les deux variables selon le nuage de points, confirmé par la faible corrélation négative ($r \sim -0.16$). Néanmoins, afin de quantifier l'effet d'un DSP agronomique Sivakumar précoce ou tardif sur les rendements en grains, les dates de DSP ont été discrétisées selon la technique des terciles pour l'ensemble des villages sur la période 2004-2007. Le premier tiers de la distribution (soit 33 % des valeurs) correspond au démarrage de la saison des pluies considéré comme précoce, c'est-à-dire avant le 10 juin ; le dernier tiers correspond au démarrage tardif de la saison des pluies situé au-delà du 8 juillet. La **figure 4.14b** présente les distributions de rendements de mil pour les démarrages de la saison des pluies précoces (courbe rouge), puis tardifs (courbe bleue). Les résultats sont similaires en considérant le DSP agronomique Marteau.

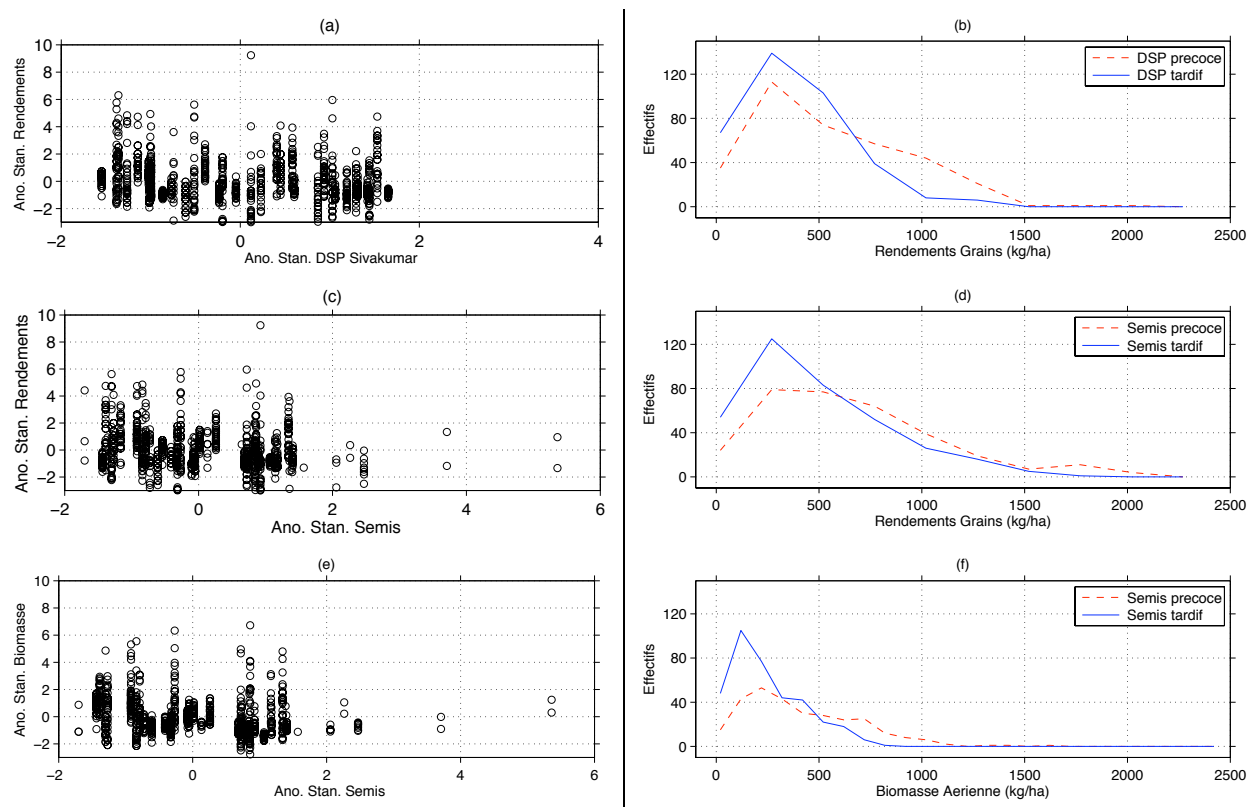


Figure 4.14. Nuages de points entre **(a)** la date de démarrage de la saison des pluies Sivakumar et les rendements observés de mil, **(c)** la date de semis réussis et les rendements observés de mil, **(e)** la date de semis réussis et la biomasse aérienne à l'échelle parcellaire. Distribution des rendements pour **(b)** le démarrage de la saison agronomique Sivakumar précoce et tardif, **(d)** les semis précoces et tardifs et **(f)** la distribution de la biomasse aérienne pour les semis précoces et tardifs. Les DSP/semis précoces et tardifs ont été calculés par la technique des terciles. Les démarrages de la saison des pluies (semis) précoces apparaissent avant le 10 juin (1^{er} juin) et les DSP (semis) tardifs apparaissent après le 8 juillet (27 juin).

Les deux distributions de rendements sont significativement différentes selon un test de Mann-Whitney (**E.4.2**) au seuil de confiance de 95 %. Ce résultat suggère que les très faibles rendements tendent à être moins (plus) fréquents lorsque le démarrage de la saison des pluies est précoce (tardif), alors que les rendements plus élevés (> 900 kg/ha) tendent à être plus (moins) fréquents. Ainsi, on constate une augmentation de près de 34 % des rendements en grains entre un démarrage agronomique précoce de la saison des pluies (680 kg/ha) et un démarrage agronomique tardif (505 kg/ha).

La même analyse a été appliquée cette fois-ci pour confronter la distribution des dates de semis réussis et celles des rendements en grains et de biomasse aérienne. Les résultats montrent une faible relation entre les dates de semis et les rendements (**Figs. 4.14c, d**). Même si le nuage de points (**Fig. 4.14c**) ne met pas en évidence de relation linéaire claire ($r \sim -0.28$), il semble que des semis précoces sont favorables à des rendements plus élevés, contrairement à des semis tardifs. Les distributions des rendements à partir de semis précoces effectués avant le 1^{er} juin et de semis tardifs effectués après le 27 juin sont sensiblement différentes (**Fig. 4.14d**). Les rendements les plus élevés sont enregistrés lors de semis précoces. Les rendements moyens obtenus à partir de l'échantillon de semis précoces sont significativement plus élevés (autour de 786 kg/ha) qu'à partir de l'échantillon de semis tardifs (608 kg/ha) selon le test de Mann-Whitney.

La diminution des rendements de mil lors de semis tardifs peut être l'expression combinée de l'augmentation de la contrainte nutritive due à la compétition des adventices et de l'exposition des stades phénologiques critiques (RPR ; MATU1) à un important stress hydrique, notamment en fin de saison des pluies (Soler *et al.*, 2008). Par conséquent, la stratégie fermière consiste à semer dès que possible pour augmenter le rendement, même si les fermiers restent vulnérables à un démarrage tardif de la saison des pluies. Ces résultats corroborent les travaux de Fussel *et al.* (1987) qui montrent que semer au moment des premières pluies substantielles maximise le rendement la plupart des années. Par ailleurs, Rockström et De Rouw (1997) ont montré que même si les semis précoces sont liés à une plus forte probabilité de séquences sèches lors des premiers stades phénologiques de la culture en cas de démarrage tardif de la saison des pluies, ces épisodes secs n'ont qu'une faible influence sur le rendement en grain final.

E.4.2 Test de Mann-Whitney

Le test U de Mann-Whitney (Mann and Whitney, 1947) est un test non-paramétrique d'identité (c'est-à-dire qu'aucune hypothèse analytique sur la forme des distributions n'est formulée) permettant de tester la différence de position (moyenne ou médiane) entre deux échantillons indépendants n_1 et n_2 de taille identique ou variable au sein d'une même distribution. Le principe de ce test consiste en premier lieu à ranger dans l'ordre croissant l'ensemble des observations mélangées des deux échantillons, à leur affecter un rang, puis à calculer séparément la somme des rangs des observations provenant des échantillons.

$$U = n_1 \times n_2 + \frac{n_2(n_2 + 1)}{2} - \sum_{i=n_1+1}^{n_2} R_i$$

où U correspond à la valeur calculée du test, n_1 et n_2 représentent chacun des échantillons, R_i indique le rang affecté à chaque observation. La valeur U est ensuite comparée à une valeur théorique issue d'une table de significativité afin d'accepter ou rejeter l'hypothèse H_0 d'égalité entre les moyennes ou médianes des deux échantillons.

Enfin, les semis précoces tendent à augmenter la production de biomasse aérienne (tige/feuille) contrairement aux semis tardifs. Cela s'explique par la flexibilité de la durée du cycle végétatif des variétés photopériodiques (Kouressy *et al.*, 2008) cultivées au sein de l'observatoire ACN. Les **figures 4.14 e, f** illustrent l'effet de la date de semis sur la production de biomasse aérienne. La corrélation, négative ($r \sim -0.30$) reste néanmoins faible. Toutefois, les deux catégories de semis précoces et tardifs discriminent relativement bien la production de biomasse aérienne. Les résidus de culture sont une source importante de fourrage puisque la paille de mil est utilisée pour nourrir le bétail dans la région de Niamey. Par ailleurs, ces pailles peuvent également être utilisées comme fertilisants et augmenter ainsi la production de mil (Lamers *et al.*, 1998).

4.5.2. Sensibilité des rendements en grains simulés au choix de la date de semis

Afin d'analyser la sensibilité des rendements à la date de semis et d'évaluer la pertinence de la stratégie paysanne dans le choix de la date de semis, quatre expériences de sensibilité ont été conduites à partir du modèle SARRA-H. Plusieurs dates de semis ont été utilisées pour forcer le modèle SARRA-H : la date de semis réussie observée (S1), qui servira d'expérience de contrôle, la date de DSP méso-échelle (S2), la date de DSP agronomique Sivakumar (S3) et enfin la date de semis idéale (S4). Les différentes simulations (S1 à S4) sont réalisées à l'échelle du village pour chaque année de la période 2004-2007.

Le rendement potentiel moyen simulé à l'échelle de l'observatoire ACN (moyenne des 10 villages) pour chaque année et chaque simulation est présenté en **figure 4.15**. Les expériences de sensibilité montrent que le rendement simulé est peu sensible à la date de semis. La différence la plus élevée correspond à une augmentation d'environ 15 % du rendement lorsque le modèle est forcé avec la date de DSP méso-échelle en 2007.

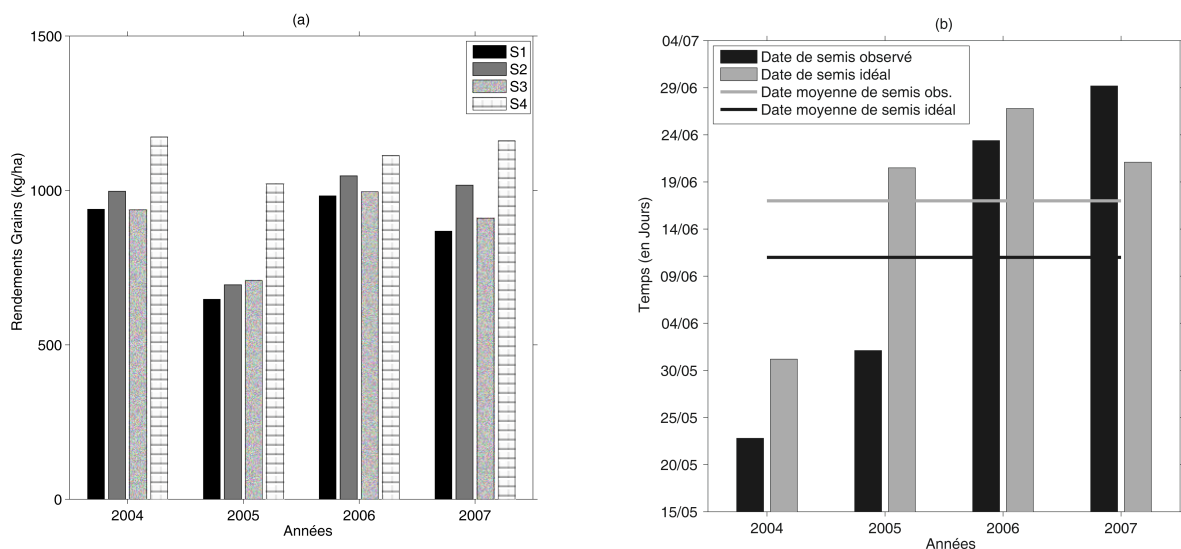


Figure 4.15. (a) Rendements simulés à partir du modèle SARRA-H pour 4 ensembles de dates de semis : les dates de semis observées en milieu agricole (S1), la date de démarrage méso-échelle de la saison des pluies (S2), la date de démarrage d'échelle locale Sivakumar (S3) et la date de semis idéale simulée (S4). **(b)** Comparaison des dates de semis observées et de semis idéal simulées par le modèle SARRAH (moyenne des 10 villages).

Ces faibles différences de rendements peuvent s'expliquer par la correspondance entre les dates de semis et celles de DSP méso-échelle et agronomique Sivakumar où 46 % des dates de semis coïncident avec le DSP méso-échelle et agronomique Sivakumar. Une autre explication possible réside dans la faible sensibilité des rendements simulés à la date de semis. En effet, les variétés utilisées (HK et SOMNO) sur le site ACN sont photopériodiques. Cela signifie qu'elles ont la capacité d'adapter la durée de leur cycle afin que le stade de floraison soit synchronisé avec la fin de saison des pluies indépendamment de la date de semis (Kouressy *et al.*, 2008). Dans une précédente étude utilisant le modèle SARRA-H, Sultan *et al.* (2005) ont mis en évidence des résultats contradictoires montrant une forte sensibilité du rendement au choix de la date de semis. Cependant, les mécanismes biologiques tels que le photopériodisme et les contraintes biotiques associées aux excès d'humidité n'avaient alors pas été pris en considération (Kouressy *et al.*, 2008).

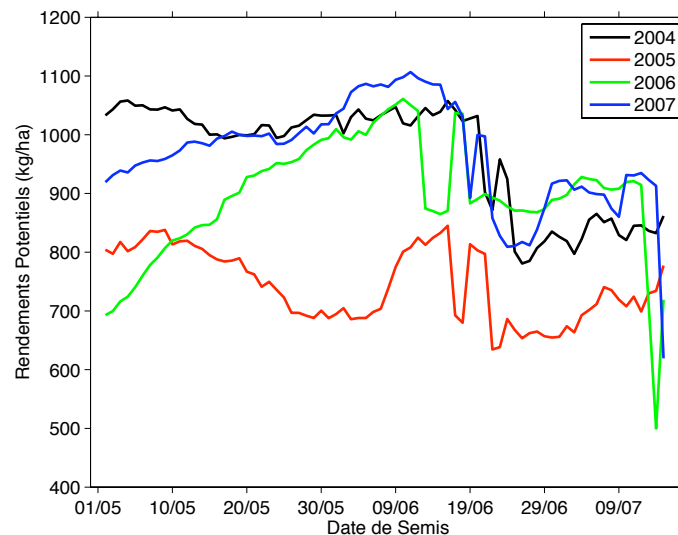


Figure 4.16. Rendements en grains (kg/ha) potentiels simulés à partir du modèle SARRA-H pour chaque jour entre le 15 avril et le 15 juillet de chaque année.

Les différences entre les rendements simulés à partir de la date de semis idéale et ceux obtenus avec la date de semis observée sont faibles. En excluant l'année 2005, ces différences sont comprises entre +12% et +33% de rendements. L'année 2005 fait figure d'exception puisque le rendement atteignable augmente avec la date de semis idéale de +48 % par rapport aux rendements atteints à partir de la date de semis observée. La **figure 4.15b** présente une comparaison entre les dates moyennes de semis observés et les dates de semis idéales. On peut constater que la date moyenne (2004-2007) de semis observée (11 juin) est proche de la date de semis idéale (17 juin). On peut donc en déduire que la stratégie paysanne est proche de la stratégie optimale définie selon le modèle SARRA-H qui considère seulement les contraintes hydriques et radiatives. Les seules grandes différences que nous pouvons noter concernent l'année 2005 où la date de semis idéale est plus tardive de trois semaines que la date de semis observée. En 2005, selon le modèle SARRA-H, les agriculteurs auraient dû semer plus tard pour augmenter leurs rendements (+ 48 %). Toutefois, la **figure 4.16** montre la singularité de l'année 2005 puisque, quelle que soit la date de

semis entre le 15 avril et le 15 juillet, les rendements potentiels maximaux restent faibles par rapport aux autres années. Par ailleurs, on constate que le rendement potentiel chute systématiquement pour ces quatre années lorsque que le semis est réalisé après le 19 juin. On peut supposer qu'après cette date le modèle considère que la plante ne pourra pas boucler son cycle végétatif.

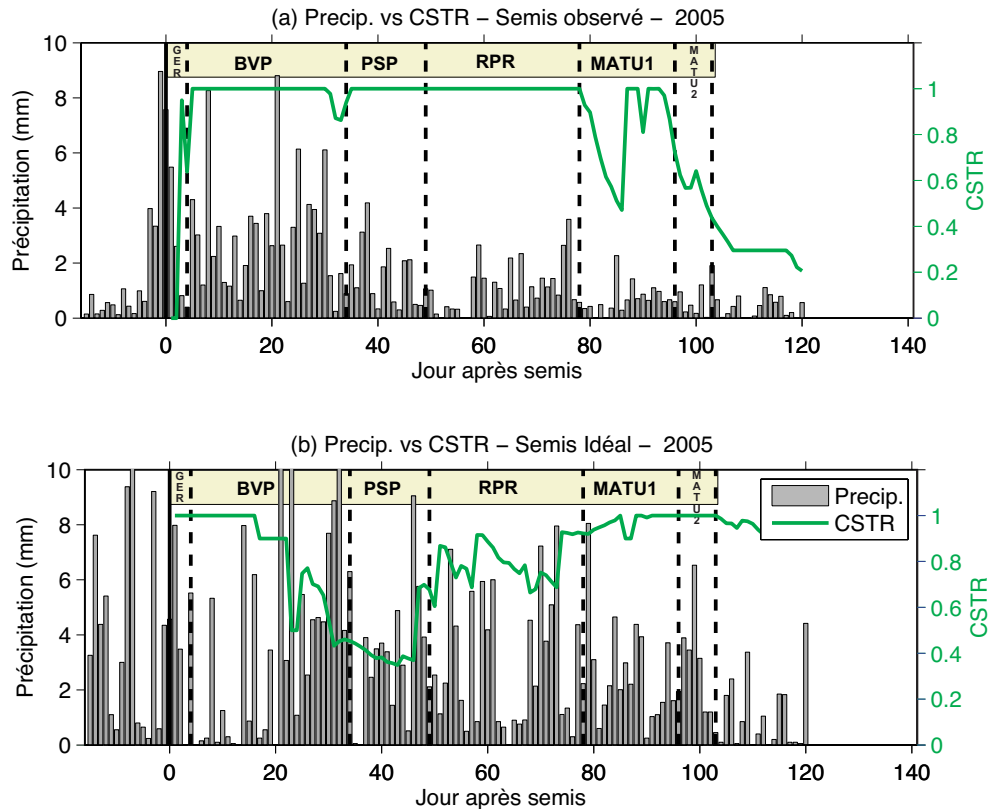


Figure 4.17. Diagramme composite des précipitations journalières (barres grises) à partir de la moyenne des 10 villages, 15 jours avant et 120 jours après la date de référence (t_0) indiquant la date de semis et de l'indice de satisfaction des besoins en eau (courbe verte) de la plante (CSTR) à partir (a) de la date de semis réussis observés et (b) de la date de semis idéale pour l'année 2005. Les acronymes indiquent les phases phénologiques, (GER) la germination, (BVP) la phase juvénile, (PSP) la phase photosensible, (RPR) la phase de reproduction, (MATU1) la phase de floraison et (MATU2) la phase de maturité.

Cette forte anomalie est principalement due à la distribution des pluies durant la saison (**Fig. 4.17a**). En effet, les précipitations chutent fortement 40 jours après le semis et la faiblesse des pluies journalières persiste jusqu'en fin de saison des pluies. En 2005, la plupart des parcelles (~ 80 %) ont été plantées durant la vague de semis du 31 mai (**Fig. 4.9**). Par conséquent, l'ensemble des parcelles arrive au stade de floraison et de remplissage des grains à la même date, entre fin août et fin septembre. Il a été montré qu'une floraison ou un remplissage des grains précoces sont les stades phénologiques les plus sensibles au déficit hydrique (WMO, 2007 ; Sultan *et al.*, 2005 ; Bieler *et al.*, 1993 ; Mahalakshmi *et al.*, 1988 ; Mahalakshmi and Bidinger, 1985 ; Winkel *et al.*, 1997). La **figure 4.17a** montre l'évolution saisonnière, à partir de la moyenne composite calculée sur les 10 villages, de l'indice de satisfaction des besoins en eau (CSTR) et de la pluviométrie après la date de semis observée. Pour chaque village, la distribution des pluies et de CSTR entre la date de semis observée et 120 jours après le semis (= durée maximale du cycle phénologique pour les variétés de mil les plus tardives) a été moyennée pour fournir un

indicateur régional. Ainsi, les périodes où le stress hydrique est maximal correspondent aux phases sensibles de maturation (épiaison–remplissage des grains - MATU 1 / MATU 2).

Par analogie, la même analyse a été réalisée à partir des dates de semis idéales simulées en 2005 pour chaque village (**Fig. 4.17b**). La date de semis idéale simulée intervient plus tardivement, autour du 21 juin, et fournit des rendements plus élevés par rapport à la date de semis observée. Contrairement aux semis observés, l'évolution saisonnière de l'indice de stress hydrique est marquée par un fort déficit hydrique (<0.7) à la fin de la phase juvénile (BVP) et durant toute la phase photosensible (PSP). Cependant, un stress hydrique durant la phase photosensible n'a que peu d'impact sur les rendements en grains, contrairement aux phases sensibles de maturation. Cela explique en partie les meilleurs rendements en semant à la date de semis idéale simulée par SARRA-H en 2005.

4.5.3. Impact de la modulation intrasaisonnière de la convection et des pluies sur les rendements de mil : exemple de l'année 2005

4.5.3.1. Le cycle saisonnier de la convection à l'échelle régionale

Les diagrammes de Hovmoëller de l'OLR (**Figs. 4.18a-d**) présentent le cycle saisonnier de la convection profonde entre avril et octobre sur le domaine ouest africain ($10^{\circ}\text{E}-20^{\circ}\text{W} / 4^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$). En parallèle, les **figures 4.18e-h**, illustrent le cycle saisonnier des précipitations pour la moyenne des 10 villages. La migration saisonnière de la saison des pluies vers le nord est clairement identifiée sur les **figures 4.18a-d**. Par ailleurs, en 2005, le diagramme de Hovmoëller de l'OLR (**Fig. 4.18b**), met en évidence un affaiblissement de l'activité convective généralisé sur le domaine ouest africain autour du 10 septembre, contrairement aux autres années (2004, 2006 et 2007). En effet, les valeurs élevées d'OLR ($> 240 \text{ W.m}^{-2}$) témoignent d'une faible couverture nuageuse cumuliforme (Mathon and Laurent, 2001 ; Fontaine *et al.*, 2009).

Cette baisse de la convection s'est traduite au sol par une diminution des précipitations sur l'ensemble des 10 villages en 2005 entre le 1^{er} septembre et le 1^{er} octobre (**Fig. 4.18f**). Cette modulation du signal convectif semble appartenir à la gamme de variabilité d'échelle intra-saisonnière des précipitations et de la convection de la mousson africaine autour de 40 jours (Janicot *et al.*, 2009 ; Mounier *et al.*, 2008 ; Mounier and Janicot, 2004 ; Sultan *et al.*, 2003).

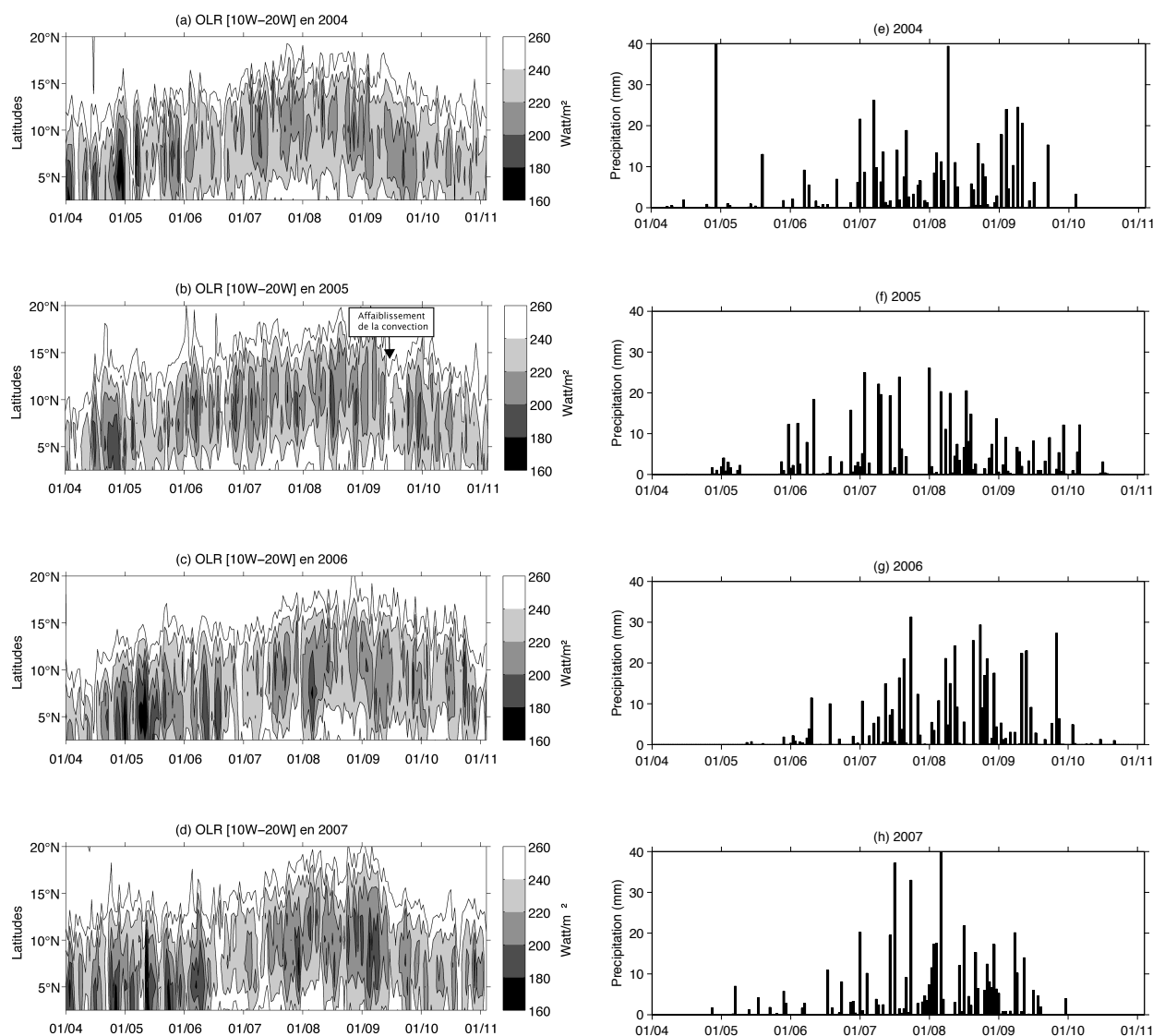


Figure 4.18. (a-d) Diagramme Hovmoëller de l'OLR journalier (Watt/m^2) moyenné entre 10°E et 20°W et (e-f) distribution saisonnière des précipitations (moyenne des 10 villages) pour les années 2004 à 2007 entre le 1^{er} avril et le 31 octobre.

4.5.3.2. Variabilité de la convection à 40 jours et séquences sèches intrasaisonnières à l'échelle locale

Janicot et Sultan (2001), puis Sultan *et al.* (2003) ont identifié deux principaux modes dominants au sein de la variabilité intrasaisonnière de la convection en Afrique de l'Ouest :

- un premier mode haute fréquence autour de 1/15 cycles par jour ;
- un second mode basse fréquence autour de 1/40 cycles par jour.

Au regard de la **figure 4.18b**, il semblerait que l'affaiblissement de l'activité convective en septembre 2005 soit plutôt associé au mode de variabilité basse fréquence. Afin de montrer le rôle de la variabilité à 40 jours de la mousson, une analyse en composante principale (ACP) sur les données d'OLR filtrées dans la gamme de fréquence 25-60 jours a été réalisée sur le domaine africain (4°N - 20°N / 10°W - 20°E) en accord avec la méthodologie proposée par Mounier (2004) et Janicot *et al.* (2009). Les variations

temporelles d'OLR dans la gamme 25-60 jours ont été éliminées par un filtre récursif de type Butterworth. L'ACP a été réalisée en mode temporel (T-ACP), c'est-à-dire que l'analyse porte sur la variance spatiale des variables temporelles (les jours dans notre cas). La **figure 4.19** présente la chronique temporelle de la composante principale (CP) du premier mode de variabilité intrasaisonnière en 2005. On constate une alternance entre des phases d'affaiblissement et de renforcement de l'activité convective. La chronique temporelle saisonnière de ce premier mode de variabilité de l'OLR a été superposée à la distribution temporelle des séquences sèches locales supérieures à sept jours enregistrées dans les villages du site ACN entre juin et mi-octobre. L'indice intrasaisonnier de large échelle montre une phase d'affaiblissement de la convection située autour du 10 septembre et qui se traduit localement par des séquences sèches prolongées cohérentes à l'échelle du site ACN. Effectivement, 8 villages sur 10 enregistrent une séquence sèche d'au moins de sept jours entre le 10 et le 15 septembre. Par ailleurs, ces épisodes secs prolongés interviennent durant la phase de remplissage des grains, stade phénologique sensible pour la culture. En conséquence, le rendement en grains simulé à la récolte est fortement réduit et enregistre une lourde perte de près de 48 %.

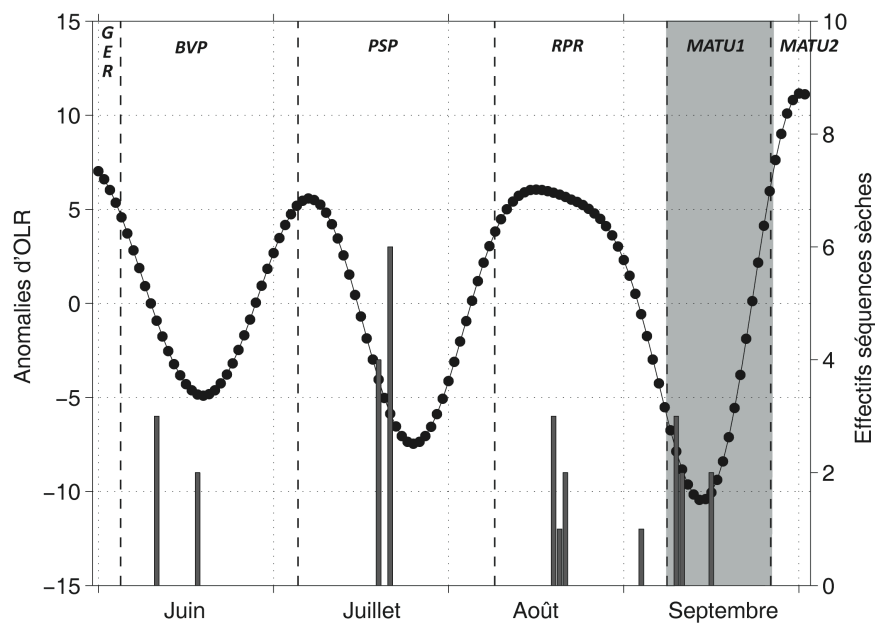


Figure 4.19. Distribution des séquences sèches supérieures à 7 jours à l'échelle villageoise (barres grises) surimposée à la série temporelle du premier mode intrasaisonnier de l'OLR filtré, selon un filtre passe-bande non-récursif sur la gamme de fréquence 10-60 jours (cercles noirs). Les lignes verticales pointillées délimitent les 6 stades phénologiques clés du cycle végétatif moyen du mil.

Un retard de la date de semis, comme celui déterminé par la date de semis idéale (avec un délai de trois semaines) aurait décalé le cycle de la culture et désynchronisé les phases sensibles avec l'occurrence de séquences sèches prolongées. Par ailleurs, il est intéressant de noter que la synchronisation des séquences sèches affectant la zone ACN n'est pas due à des phénomènes isolés mais dépend plutôt de caractéristiques d'échelle régionale de la variabilité du système de mousson ouest-africaine.

4.6. Synthèse de chapitre

Ce chapitre a permis d'estimer le poids de certaines caractéristiques intrasaisonnières (départ de la saison des pluies, séquences sèches) dans la stratégie de semis en milieu agricole traditionnel. Les principaux résultats montrent :

- **le semis : une stratégie du risque**

Les agriculteurs adoptent des règles de décision similaires sur une même zone géographique pour mettre en place les semis. Le semis est déclenché par les premières pluies organisées recueillant au moins 10 mm sur un ou deux jours tandis qu'une minorité d'agriculteurs sèment *en sec*, c'est-à-dire alors que la saison des pluies n'a pas débuté. En moyenne (2004-2007), la date des premiers semis observés intervient autour du 6 juin et vers le 11 juin pour les semis réussis. En semant avec les premières pluies, les agriculteurs acceptent le risque de *faux départ* de la saison des pluies puisque la mousson n'est pas encore installée sur le Sahel en avril-mai. Sur les quatre années enquêtées, il s'est avéré que 77 % des semis ont réussi alors que seulement 23 % des semis ont échoué et ont été suivis par un nouveau semis. Ces échecs entraînent ainsi une perte du capital semis et une augmentation du temps de travail pour le resemis. La stratégie de semis adoptée par les fermiers nigériens accepte donc le risque de perte de semence (environ 25 %) afin d'optimiser la production et la mobilisation de main-d'œuvre.

- **une forte association entre la date de semis paysan et date de démarrage méso-échelle de la saison des pluies**

La date de semis réussis apparaît bornée entre le démarrage méso-échelle de la saison des pluies et le démarrage agronomique Sivakumar. Les dates de semis supposées *optimales* selon les définitions agronomiques de la saison des pluies ne corroborent pas avec la réalité de la date de semis observée en milieu agricole. En effet, les premières vagues de semis observées coïncident davantage avec le démarrage méso-échelle de la saison des pluies et l'occurrence du premier système convectif organisé. Par ailleurs, la cohérence spatiale de la date de semis *via* les vagues de semis est inféodée à l'homogénéité spatiale de l'occurrence des précipitations sur le site ACN induite par une convection profonde organisée de méso-échelle (entre 300 et 1 000 km) reflétant le passage de lignes de grains.

- **une faible sensibilité du rendement à la date de semis et à la date de démarrage de la saison des pluies...**

Les agriculteurs essaient de semer le plus tôt possible pour réduire les pertes en azote dans le sol par lessivage ou dénitrification et limiter la compétition avec les plantes adventices. Il apparaît que les semis précoces tendent à augmenter le rendement de 22 % en moyenne par rapport aux semis tardifs. L'utilisation du modèle SARRA-H a permis de montrer une faible différence dans les rendements simulés quand le semis est réalisé au moment du démarrage de la saison des pluies méso-échelle ou agronomique par rapport aux rendements simulés avec les dates de semis observées. La stratégie de semis du mil apparaît ainsi peu vulnérable à la date de démarrage de la saison. Ce résultat est sans doute biaisé par le

rapport signal/bruit pour lequel le signal est malheureusement faible compte tenu de l'échantillonnage temporel.

... mais plus prononcée en fin de saison des pluies

Les rendements en grains sont sensibles aux phases sèches intrasaisonniers à basse fréquence de périodicité voisine de 40 jours (MJO, Mode Africain) durant les stades phénologiques critiques que sont la floraison et/ou le remplissage des grains. L'exemple de l'année 2005 montre que la date des semis paysans a conduit à une synchronisation en fin de saison des phases sensibles (remplissage des grains et maturation) avec un affaiblissement de l'activité convective de large échelle. En termes de rendement, on a pu constater une perte de 50 % par rapport au rendement potentiel atteignable en semant à la date de semis idéale. Ceci a induit une forte diminution des rendements. Une solution possible serait de semer les parcelles à des dates plus dispersées dans le temps mais la récolte se trouverait exposée à des risques de nature abiotique comme les attaques par des oiseaux granivores ou les moisissures.

Une perspective possible à donner à ce travail serait le suivi et la prévision des caractéristiques d'échelle régionale du système de mousson, telles que l'occurrence et la trajectoire des lignes de grains, qui apparaissent comme un enjeu majeur pour les acteurs du monde agricole en zone sahélienne.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

1. Rappels des objectifs

Ce travail de thèse visait à répondre à un double objectif :

(i) combler le manque de connaissances sur la variabilité pluviométrique intrinsèque d'une saison des pluies à l'échelle locale, ainsi que sur la cohérence spatiale des descripteurs intrasaisonniers (DIS) de la saison des pluies et leur prévisibilité potentielle ;

(ii) estimer le poids des caractéristiques intrasaisonniers dans la stratégie agricole en milieu traditionnel.

Pour répondre à ces objectifs, six bases de données ont été utilisées, parmi lesquelles figurent deux fichiers d'enregistrements pluviométriques à l'échelle journalière (FRIEND-AOC et AMMA-CATCH Niger), un fichier de réanalyses de la dynamique atmosphérique (NCEP/NCAR), un fichier de températures de surface océanique (HadISST), un jeu de 24 simulations au pas de temps journalier issues du MCG ECHAM 4.5 forcé par des températures de surfaces océaniques observées et une base de données d'enquêtes-suivi des pratiques agricoles de la culture du mil dans la région de Niamey (AMMA-CATCH – AGRHYMET). Notre analyse s'est ensuite déroulée selon quatre axes qui ont permis de :

- définir puis caractériser en moyenne et en variabilité les descripteurs intrasaisonniers d'une saison des pluies tout en évaluant leur contribution dans la variabilité du cumul saisonnier ;
- estimer la cohérence spatiale des descripteurs intrasaisonniers observés ;
- quantifier leur réalisme et leur prévisibilité potentielle à partir d'un ensemble de 24 simulations numériques issues du MCG ECHAM 4.5 forcé par des TSO observées ;
- documenter le lien climat-agriculture par un diagnostic de la stratégie de semis et une évaluation de l'impact de la date de démarrage de la saison des pluies sur les rendements.

2. Synthèse des résultats

Les principales conclusions auxquelles nous aboutissons à l'issue de ce travail peuvent être synthétisées en quatre points :

- **la cohérence spatiale d'échelle interannuelle contrastée entre les descripteurs intrasaisonniers est liée à l'intégration temporelle et à l'échelle spatiale des pluies**

La cohérence spatiale, estimée à partir du nombre de degrés de liberté spatial (DOF), de la variance interannuelle des anomalies standardisées ($\text{var}[\text{SAI}]$) ou encore d'une ACP en mode temporel, est fortement dépendante des DIS. En Afrique soudano-sahélienne, **les anomalies interannuelles du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison des pluies agronomique présentent une forte cohérence spatiale**, contrairement à l'intensité moyenne journalières des pluies (I). Par conséquent, la partie cohérente du signal du cumul saisonnier est principalement liée à une modulation systématique en phase de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) plutôt qu'à l'intensité moyenne des pluies journalières. Des conclusions similaires ont été observées sur d'autres réseaux de stations de la zone tropicale, notamment au Sénégal (Moron *et al.*, 2006) ou en Afrique de l'Est (Camberlin *et al.*, 2007). Le démarrage et la fin de la saison des pluies agronomique présentent une cohérence spatiale faible à modérée à l'échelle de la bande sahélienne, comme la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et des séquences humides (DSH). Le potentiel de prévisibilité de ces DIS semble donc faible, contrairement à celui du cumul saisonnier et de l'occurrence des jours pluvieux.

Cependant, cette comparaison doit être nuancée. Une partie de la faible cohérence spatiale du DSP par exemple peut être attribuée à sa définition même, notamment à l'échelle locale puisqu'on considère une durée très brève. *A contrario*, pour le cumul saisonnier ou l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm, l'intégration sur une saison filtre une partie plus ou moins importante du bruit spatial lié aux pluies convectives. On peut également considérer que le DSP ne correspond pas non plus à deux jours tirés au hasard durant la saison des pluies. En effet, le DSP, au moins en théorie, indique une phase de la saison.

- **la cohérence spatiale est différente entre le démarrage et la fin de la saison des pluies agronomique**

Le démarrage et la fin de la saison des pluies agronomique ou méso-échelle, définis de manière symétrique, se caractérisent par une cohérence spatiale globalement faible. Au Sahel, malgré l'existence d'un signal régional bien identifié, le *saut* de de la mousson (Sultan and Janicot, 2000), la cohérence spatiale du démarrage de la saison des pluies à l'échelle locale est très faible. Ainsi, le démarrage agronomique de la saison des pluies ne présente pas de modulation systématique à l'échelle du réseau de stations sahéliennes en phase avec (i) le *saut* de la mousson et/ou (ii) un forçage planétaire/régional des TSO liées à l'ENSO ou au dipôle atlantique par exemple. D'autre part, la façon de définir le démarrage agronomique n'a aucune influence sur sa cohérence spatiale. Cette faible cohérence est liée à la multiplicité des processus pluvio-gènes capables de générer une quantité de pluies de 20 mm sur quatre jours, mais aussi à la faible

synchronisation de cette séquence pluvieuse dans l'espace d'une saison à l'autre. Toutefois, des définitions analogues d'échelle agronomique montrent que sur d'autres régions tropicales, en Indonésie notamment, la phase temporelle du DSP concentre l'essentiel du signal climatique covariant aux échelles régionale et saisonnière (Moron *et al.*, 2009). La fin de la saison (DOF ~ 15 ; var[SAI] ~ 0.18) des pluies semble, néanmoins, plus cohérente que le démarrage (DOF ~ 26 ; var[SAI] ~ 0.07). Ceci s'explique par le renforcement généralisé de la cohérence spatiale des pluies que l'on observe au cours du cycle saisonnier lié aux surfaces continentales et à l'effet de cumul des précipitations.

- **des sorties numériques brutes qui restent inadaptées...**

Sans surprise, la performance directe du MCG ECHAM 4.5 à prévoir la variabilité spatiale et temporelle du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison agronomique à l'échelle locale est faible ($r \sim 0.15$ et $r \sim 0.16$ respectivement). Elle devient très mauvaise pour la prévision de la date de démarrage (DSP) et de fin (FSP) de la saison des pluies agronomique en Afrique soudano-sahélienne.

D'autre part, le potentiel de prévisibilité de S et O, pourtant caractérisé par une forte cohérence spatiale des anomalies interannuelles dans l'observation, est faible dans le MCG ECHAM 4.5. Le potentiel de prévisibilité, quantifiés à partir d'une analyse de variance et reposant sur la ressemblance entre les simulations (reproductibilité), est de l'ordre de 15 à 20 % sur le Sahel. En accord avec la faible cohérence spatiale et les faibles téléconnexions avec les TSO observées, la prévisibilité de DSP et FSP dans le MCG ECHAM 4.5 confirme leur caractère imprévisible à partir d'un forçage direct des TSO.

La question du couplage océan-atmosphère reste une question centrale dans la modélisation du système de mousson qui n'est encore pas résolue dans les MCG.

- **... mais une amélioration des performances par les modèles statistiques et statistico-dynamiques**

A contrario, la dynamique atmosphérique régionale simulée associée au flux de mousson à 925 hPa (composantes zonale et méridienne), au JEA à 600 hPa et au JTE à 200 hPa est très réaliste, malgré une tendance à décaler le système de mousson vers le nord.

La modélisation statistico-dynamique (MOS) a été utilisée *via* une régression entre S et O observé et la dynamique atmosphérique régionale de mousson puis les précipitations simulées directement par le MCG ECHAM 4.5. Le MOS_{PLUIE} mais aussi le MOS_{WAMI} ont permis une nette amélioration des scores de performance de modélisation de S et O par rapport aux précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5. À l'échelle locale, le score médian de corrélation entre les valeurs estimées et observées pour les 136 stations passe de 0.15 à 0.40. Par ailleurs, les pourcentages de variance sur les champs de corrélations hétérogènes montrent que le MOS_{WAMI} apparaît plus performant que le MOS_{PLUIE} et que le modèle statistique basé sur les TSO, puisqu'ils expliquent respectivement 33 %, 27% et 26% de la variance du cumul saisonnier (S). Les scores sont relativement similaires pour O.

- **une stratégie de semis et des rendements peu sensibles au démarrage de la saison des pluies**

Les agriculteurs d'une même zone géographique adoptent des règles de décision similaires pour mettre en place les semis. Le semis est effectué lors des premières pluies organisées recueillant au moins

10 mm sur un ou deux jours, tandis qu'une minorité d'agriculteurs sèment *en sec*, alors que la saison des pluies n'a pas débuté. En moyenne (2004-2007), la date des premiers semis observés intervient autour du 6 juin et autour du 11 juin pour les semis réussis. En semant avec les premières pluies, les agriculteurs acceptent le risque de *faux départ* de la saison des pluies puisque la mousson n'est pas encore installée sur le Sahel en avril-mai. Sur les quatre années enquêtées, 77 % des premiers semis ont réussi. Les 23 % qui ont échoué ont été suivis par un ou plusieurs nouveaux semis. Ces échecs entraînent ainsi une perte de semences et une augmentation du temps de travail pour ressemer. La stratégie de semis adoptée par les fermiers nigériens accepte donc le risque de perte de semence (environ 25 %) afin d'optimiser la production et la mobilisation de main-d'œuvre.

La date de semis réussis se situe entre le démarrage méso-échelle de la saison des pluies et le démarrage agronomique Sivakumar. Les dates de semis supposées *optimales* selon les définitions agronomiques du démarrage ne corroborent pas avec la réalité en milieu agricole. En effet, les premières vagues de semis observées coïncident davantage avec le démarrage méso-échelle de la saison des pluies et l'occurrence du premier système convectif organisé. Par ailleurs, la cohérence spatiale de la date de semis *via* les vagues de semis est inféodée à l'homogénéité spatiale de l'occurrence des précipitations sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger induite par une convection profonde organisée de méso-échelle (entre 300 et 1 000 km) témoignant du passage de lignes de grains.

Les agriculteurs essaient de semer le plus tôt possible pour réduire les pertes en azote dans le sol par lessivage ou dénitrification et limiter la compétition avec les plantes adventices. Il apparaît que les semis précoces tendent à augmenter le rendement de 22 % en moyenne par rapport aux semis tardifs. L'utilisation du modèle SARRA-H a permis de montrer une faible différence dans les rendements simulés quand le semis est réalisé au moment du démarrage de la saison des pluies méso-échelle ou agronomique par rapport aux rendements simulés avec les dates de semis observées. La stratégie de semis du mil apparaît ainsi peu vulnérable à la date de démarrage de la saison. Ce résultat est sans doute biaisé par le rapport signal/bruit. Ici, le signal est malheureusement faible compte tenu du petit échantillon temporel disponible.

Les rendements en grains sont sensibles aux phases sèches intrasaisonnières à basse fréquence de périodicité voisine de 40 jours (MJO, Mode africain) durant les stades phénologiques critiques que sont la floraison et/ou le remplissage des grains. L'exemple de l'année 2005 montre que la date des semis paysans a conduit à une synchronisation en fin de saison des phases sensibles (remplissage des grains et maturation) avec un affaiblissement de l'activité convective de large échelle. En termes de rendement, on a pu constater une perte de 50 % par rapport au rendement potentiel atteignable en semant à la date de semis idéale. Ceci a induit une forte diminution des rendements. Une solution possible serait de semer les parcelles à des dates plus dispersées dans le temps mais la récolte se trouverait exposée à des risques de nature abiotique, comme les attaques par des oiseaux granivores ou les moisissures.

3. Perspectives de recherches

Certains questionnements scientifiques n'ont pu trouver qu'une réponse partielle dans ce travail. Par conséquent, plusieurs pistes de recherches méritent d'être approfondies :

➤ une prévision saisonnière des DIS avec un à trois mois d'avance

L'étude de la prévisibilité des descripteurs intrasaisonniers, initiée dans le chapitre 3, n'a pas abordé la question de la prévision saisonnière en tant que telle, mais a simplement spécifié les liens TSO – dynamique atmosphérique – DIS dans les observations et le MCG ECHAM 4.5. Par conséquent, il serait intéressant d'approfondir les deux points suivant :

- quantifier la performance des modèles statistiques et des MOS, basés sur des prédicteurs océano-atmosphériques, à prévoir les DIS avec un temps d'avance de un à trois mois avant le début de la saison (entre avril et juin) à partir des simulations (i) du MCG ECHAM 4.5 forcé par des TSO historiques et persistées, (ii) de modèles couplés océan-atmosphère (du type DEMETER¹³ ou CMIP¹⁴), initialisés un à trois mois avant le début de la saison des pluies, compte tenu de l'importance de la rétroaction de l'atmosphère sur l'océan dans le système de mousson africaine ;

- concentrer les efforts de prévision de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm sur des sous section de saison pour répondre aux problématiques agronomiques. Il pourrait être envisageable de mettre à jour des parties de la saison des pluies potentiellement plus prévisibles notamment vers la fin. Ainsi, pour quantifier la prévisibilité de l'occurrence des pluies sur des sections de 30 jours par exemple à partir notamment des simulations couplées du modèle VAREPS du centre européen (ECMWF) initialisées tous les 30 jours (Vitart *et al.*, 2008).

➤ améliorer la prévisibilité des caractéristiques intrasaisonniers à l'échelle fine par la modélisation régionale

Les modèles climatiques régionaux (MCRs) peuvent se présenter comme une alternative très crédible aux MCGAs. Les MCRs possèdent l'avantage d'une meilleure résolution spatiale (de l'ordre de la dizaine de kilomètres), la possibilité d'être couplés à un modèle de surface continentale, et une physique plus élaborée, en particulier pour paramétriser la convection. Ils se présentent comme un outil de désagrégation numérique au moins aussi performant que les modèles statistiques classiques basés sur des ACC par exemple (Giorgi, 2006 ; Rockel *et al.*, 2008 ; Lo *et al.*, 2008). Des études récentes montrent qu'en Afrique de l'Ouest, le modèle régional MM5 tend à simuler correctement le démarrage de la mousson et la dynamique atmosphérique associée (Sijikumar *et al.*, 2006). De plus, Vigaud *et al.* (2010) montrent, à partir du modèle régional WRF¹⁵ forcé latéralement par le MCG ARPEGE-Climat, un JEA plus réaliste que dans le modèle ARPEGE et surtout une distribution de l'occurrence des jours de pluies entre 2 et 10 mm simulée par WRF mieux ajustée à l'observation que celle du MCG d'ARPEGE. À partir de ces résultats plutôt encourageants, les MCRs se présentent alors comme un outil intéressant.

Deux approches peuvent être envisagées pour estimer la prévisibilité des descripteurs intrasaisonniers : (i) désagréger avec un MCR les sorties d'un modèle de circulation générale de l'atmosphère couplé en gardant à l'esprit que les sorties brutes seront entachées de biais ; (ii) utiliser les sorties brutes du MCR forcé avec les sorties de MCGA couplés comme prédicteurs dans un MOS sachant que la dynamique atmosphérique est potentiellement améliorée (Vigaud *et al.*, 2010).

¹³ Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-inTERannual prediction

¹⁴ Coupled Model Intercomparison Project

¹⁵ Weather Regional Forecast model.

Par ailleurs, dans une problématique d'impacts agronomiques d'échelle fine (parcelle agricole), ces expériences numériques permettraient également de mieux prendre en compte l'importance des surfaces continentales dans le réalisme et la prévisibilité potentielle des DIS. Par ailleurs, les simulations produites au pas de temps journalier des précipitations et à haute résolution spatiale pourraient également être utilisées pour forcer le modèle agronomique SARRA-H en vue d'une prévision des rendements. Cette dernière pourra être confrontée aux observations des enquêtes terrain du site AMMA-CATCH Niger et assortie d'un seuil d'incertitude. Afin d'obtenir des précipitations simulées à haute résolution spatiale, la désagrégation du signal climatique devra se faire par descente d'échelle (on parle également de *nesting*). Dans cette configuration, le MCR utilise un emboîtement successif de domaines géographiques dont la taille diminue avec l'augmentation de la résolution horizontale (Castel *et al.*, 2010).

Cette perspective pourra sans doute s'inscrire et/ou contribuer au programme CORDEX (Expérience régionale coordonnée de réduction d'échelles des prévisions climatologiques au niveau régional), lancé par le GIEC.

➡ améliorer la prévision des rendements à partir d'autres indicateurs intrasaisonniers que le démarrage de la saison des pluies

Parmi les descripteurs intrasaisonniers, le démarrage de la saison des pluies et l'organisation séquentielle des pluies (alternance entre séquences sèches et humides) suscitent un réel intérêt pour les agriculteurs. Nous avons montré que le démarrage de la saison des pluies d'un point de vue agronomique ou méso-échelle est imprévisible d'une année sur l'autre à partir des forçages océaniques globaux et/ou régionaux. Des conclusions similaires soulignent la faible prévisibilité de la durée moyenne des séquences sèches et humides. Dans le premier cas, l'échec de la prévision du démarrage de la saison des pluies agronomiques peut être relativisé puisque le semis semble peu synchronisé sur la date de démarrage. D'autre part, on a pu constater une faible sensibilité des rendements de mil simulés, à partir du modèle SARRA-H, à la date de semis et à la date de démarrage de la saison des pluies agronomique et méso-échelle. Par ailleurs, nous avons souligné un impact des séquences sèches intervenant durant la phase de maturation. À partir de ce constat, deux pistes de recherches pourront être examinées.

- Dans notre étude, seule la durée moyenne des séquences sèches a été documentée en termes de cohérence spatiale et de prévisibilité potentielle. Or, la durée et l'occurrence des séquences sèches n'ont pas le même impact et/ou intérêt en début et en fin de cycle végétatif. En effet, seules les séquences sèches supérieures à un certain seuil, généralement fixé à sept jours dans la littérature, impactent sur les rendements, notamment durant les stades phénologiques de floraison – maturation. Dans un premier temps, il serait intéressant de détecter la durée de la plus longue séquence sèche de la saison et sa date d'occurrence pour chaque station à partir de la date de semis. Ensuite, une estimation de la cohérence spatiale de ces longues séquences sèches (au moins > à 7 jours) permettrait d'évaluer dans quelle mesure ces phénomènes sont d'échelle régionale et donc potentiellement prévisibles, ou bien d'échelle locale (peu prévisibles), puis de préciser leur signature atmosphérique au pas de temps intrasaisonnier (MJO, onde d'est). Les séquences sèches, associées à des phénomènes de subsidence, sont *a priori* d'échelle supérieure aux séquences humides, associées à la convection. Par nature, ce type de séquences sèches semble potentiellement plus cohérent dans l'espace.

- Enfin, la question de la date de fin de saison des pluies serait plus intéressante que le démarrage pour deux raisons : (i) son impact sur les rendements est *a priori* plus important et (ii) sa cohérence spatiale d'une année sur l'autre est plus forte. En dépit de la faible prévisibilité potentielle avérée à partir du forçage TSO, il serait intéressant, d'une part d'évaluer sa prévisibilité à partir d'autres forçages en lien notamment avec les états de surface continentale (humidité du sol, couverture végétale...), notamment *via* des MCRs couplés avec des modèles de végétation dynamique, et d'autre part d'un point de vue agronomique, une prévision de la date de fin de saison des pluies permettrait d'estimer une date de semis potentiel optimale en connaissant le cycle végétatif moyen des variétés de mil.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADEFOLALU D.O., 1983:** Monsoon onset in West Africa application of satellite imagery. *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology Series B*, **32(2-3)**, 219-230.
- ALHASSANE A., 2009 :** *Effet du climat et des pratiques culturales sur la croissance et le développement du mil (Pennisetum Glaucum (L.) R. Br.) au Sabel : contribution à l'amélioration du modèle SARRA-H de prévision des rendements.* Thèse de doctorat de l'Université de Cocody, Abidjan, Côte d'Ivoire, Physiologie végétale, 223 p.
- ALLEN R.G., PEREIRA L.S., RAES D., and SMITH M., 1998:** Crop evaporation: Guidelines for computing crop water requirement. *Irrigation and Drainage*, Paper 56, FAO, Rome, Italy.
- AMADOU M., GANDAH M., BIELDERS C.L., and VAN DUIVENBOODEN N., 1999:** Optimizing soil water use in Niger: research, development, and perspectives. In Efficient Soil Water Use – The Key to Sustainable Crop Production in Dry-Area Agriculture in West Asia, and North and Sub-Saharan Africa. *Proceedings of the Workshops Organized by the Optimizing Soil Water Use (OSWU), Consortium, Niamey, Niger, 26-30 April 1998 and Amman, Jordan, 9-13 May 1998* (Eds N. Van Duivenbooden, M. Pala, C. Studer & C.L. Biielders), Aleppo, Syria, ICARDA and ICRISAT, 143-164
- AMMA, 2005 :** Livre Blanc, 383 p.
- ANDREWS D.J., 1973:** Effects of date of sowing on photosensitive Nigerian sorghums. *Experimental Agriculture*, **9**, 337-346.
- ANDREWS D.J., and BRAMEL-COX P., 1994:** Breeding cultivars for sustainable crop production in low-input dry land agriculture in the tropics. In *International Crop Science I* (Ed. D.A. Buxton), 211-222, Madison, WI, USA, CSSA.
- ASPLIDEN C.I, TOURRÉ Y., and SABINE J.B., 1976:** Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE. *Monthly Weather Review*, **104**, 1029-1035.
- ATI O.F., STIGTER C.J., and OLADIPO E.O., 2002:** A comparison of methods to determine the onset of the growing season in Northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, **22**, 731-742.
- BACCI L., CANTINI C., PIERINI F., MARACCHI G., and REYNIERS F.N., 1999:** Effects of sowing date and nitrogen fertilization on growth, development and yield of a short day cultivar of millet (*Pennisetum glaucum* L.) in Mali. *European Journal of Agronomy*, **10**, 9-21.
- BADER J., and LATIF M., 2003:** The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **30**, 2169, 4 p.
- BADIANE E.N., 1993 :** *Le statut organique d'un sol sableux de la zone centre-nord du Sénégal.* Thèse de doctorat, INPL-ENSAIA, Nancy, 200 p.
- BALME-DEBIONNE M., 2004 :** *Analyse du régime pluviométrique sahélien dans une perspective hydrologique et agronomique. Étude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil.* Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble, 162 p.

- BALME M., GALLE S., and LEBEL T., 2005** : Démarrage de la saison des pluies au Sahel : variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, **16(1)**, 15-22.
- BARBIER B., YACOUBA H., KARAMBIRI H., ZOROMÉ M., and SOMÉ B., 2009**: Human vulnerability to climate variability in the Sahel: Farmer's adaptation strategies in Northern Burkina Faso. *Environmental Management*, **43**, 790-803.
- BARNETT T.P., and PREISENDORFER R., 1987**: Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperature determined by canonical analysis. *Monthly Weather Review*, **115**, 1825-1850.
- BARNSTON A.G., 1992**: Correspondance among the correlation, RMSE, and Heidke forecast verification measures; refinement of the Heidke score. *Weather and Forecasting*, **7**, 699-709.
- BARNSTON A.G., 1994**: Linear Statistical Short-Term Climate Predictive Skill in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, **7**, 1513-1564.
- BARNSTON A.G., THIAO W., and KUMAR V., 1996**: Long-lead forecasts of seasonal precipitation in Africa using CCA. *Weather and forecasting*, **11**, 506-520.
- BARNSTON A.G., MASON S., GODDARD L., DEWITT D.G., and ZEBIAK S.E., 2003**: Multimodel ensembling in seasonal climate forecasting at IRI. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 1783-1796.
- BARON C., CLOPES A., PEREZ P., MULLER B., and MARAUX F., 1996** : Manuels d'utilisation de : SARRAMET, 45 p., SARRABIL, 35 p., et SARRAZON, 29 p., CIRAD, Montpellier, France.
- BARON C., SULTAN B., BALME M., SARR B., TRAORÉ S.B., LEBEL T., JANICOT S., and DINGKUHN M., 2005**: From GCM grid cell to agricultural plot: scale issues affecting modelling of climate impact. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Biological sciences*, **360**, 2095-2108.
- BÉGUÉ A., 1991** : *Estimation de la production primaire en zone sahélienne à partir de données radiométriques : cas d'un couvert discontinu, le mil*. Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris VII, Paris, 139 p.
- BENGTSSON L., HODGES K.I., and HAGEMANN S., 2004**: Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations. *Tellus*, **56A**, 456-471.
- BEN MOHAMED A., VAN DUIVENBOODEN N., and ABDOUSSALAM S., 2002**: Impact of climate change on agricultural production in the Sahel – Part 1. Methodological approach and case study for millet in Niger. *Climatic Change*, **54**, 327-348.
- BENOÎT P., 1977**: The start of the growing season in Northern Nigeria. *Agricultural Forest and Meteorology*, **18**, 91-99.
- BEZANÇON G., PHAM J.L., DEU M., VIGOUROUX Y., SAGNARD F., MARIAC C., KAPRAN I., MAMADOU A., GÉRARD B., NDJEUNGA J., and CHANTEREAU J., 2009**: Changes in the diversity and geographic distribution of cultivated millet (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.) and sorghum (*Sorghum bicolor* (L.) Moench) varieties in Niger between 1976 and 2003. *Genetic Resource and Crop Evolution*, **56(2)**, 223-236.
- BIELER P., FUSSELL L.K., and BIDINGER F.R., 1993**: Grain growth of *Pennisetum glaucum* (L.) R. Br. Under well-watered and drought-stressed conditions. *Field Crop Research*, **31**, 41-45.
- BIRCH H.F., 1958**: The effect of soil drying on humus decomposition and nitrogen availability. *Plant and Soil*, **10**, 1-31.
- BLONDEL D., 1971a** : Contribution à la connaissance de la dynamique de l'azote minéral : en sol sableux au Sénégal. *Agronomie Tropicale*, **26**, 1303-1333.
- BLONDEL D., 1971b** : Contribution à la connaissance de la dynamique de l'azote minéral : en sol ferrugineux tropical à Séfa. *Agronomie Tropicale*, **26**, 1334-1353.
- BLONDEL D., 1971c** : Contribution à la connaissance de la dynamique de l'azote minéral : en sol ferrugineux tropical à Nioro du Rip. *Agronomie Tropicale*, **26**, 1354-1361.
- BOUALI L., 2009** : *Prévisibilité et prévision statistico-dynamique des saisons des pluies associées à la mousson ouest-africaine à partir d'ensembles multimodèles*. Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon, 156 p.

- BOUALI L., PHILIPPON N., FONTAINE B., and LEMOND J., 2008:** Performance of DEMETER calibration for rainfall forecasting purposes: Application to the July-August Sahelian rainfall. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D15111, doi:10.1029/2007JD009403.
- BREMAN H., GROOT J.J.R., and VAN KEULEN H., 2001:** Resource limitations in Sahelian agriculture. *Global Environment Change*, **11**, 59-68.
- BRETHERTON C.S., WIDMANN M., DYMNIKOV V.P., WALLACE J.M., and I. BLADÉ, 1999:** The effective number of degrees of freedom of a time varying field. *Journal of Climate*, **12**, 1990-2009.
- BUCKLE C., 1996:** *Weather and climate in Africa*. Addison Wesley Longman Limited, Essex, England, 312 p.
- BURPEE R., 1972:** The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *Journal of Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.
- BURPEE R., 1974:** Characteristics of North African easterly waves during the summer of 1968 and 1969. *Journal of Atmospheric Sciences*, **31**, 1556-1570.
- CAMBERLIN P., and PHILIPPON N., 2002:** The East African March-May rainy season: Associated atmospheric dynamics and predictability over the 1968-97 period. *Journal of Climate*, **15**, 1002-1019.
- CAMBERLIN P., JANICOT S., and POCCARD I., 2001:** Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical Sea Surface Temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, **21**, 973-1005.
- CAMBERLIN P., MORON V., OKOOLA R. PHILIPPON N., and GITAU W., 2009:** Components of rainy seasons' variability in Equatorial East Africa: onset, cessation, rainfall frequency and intensity. *Theoretical Applied Climatology*, **98**, 237-249.
- CAMINADE C., 2006 :** *Rôle de l'océan et influence des émissions d'origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier – Toulouse III, 254 p.
- CAPPELAERE B., DESCROIX L., LEBEL T., BOULAIN N., RAMIER D., LAURENT J.P., LE BRETON E., MAMADOU I., BOUBKRAOUI S., BOUZOU MOUSSA I., FAVREAU G., ISSOUFOU H.B.A. NAZOU MOU Y., QUANTIN G., CHAFFARD V., and OTTLÉ C., 2009:** The AMMA Catch observing system in the cultivated Sahel of South West Niger- Strategy, Implementation and Site conditions. *Journal of Hydrology*, **375(1-2)**, 34-51.
- CARLSON T.N., 1969:** Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Monthly Weather Review*, **97**, 716-726.
- CASTEL T., XU Y., RICHARD Y., POHL B., CRETAT J., THEVENIN D., CUCCIA C., BOIS B., et ROUCOU P., 2010 :** Désagregation dynamique haute résolution spatiale du climat du centre est de la France par le modèle climatique régional ARW/WRF. *XXIII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie*, Rennes.
- CATTELL R., 1966:** The scree test for number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, **1**, 245-276.
- CITEAU J., FINAUD L., CAMMAS J.P., and GOURIOU Y., 1989:** Questions about the ITCZ migration over the Tropical Atlantic, sea surface temperature in the Gulf of Guinea and Senegal river runoff. *Meteorological and Atmospheric Sciences*, **41**, 181-190.
- CHARNEY J., QUIRK W.J., SHOW S.H., and KORNFIELD J., 1975:** Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quarterly Journal Of the Royal Meteorological Society*, **101**, 428, 193-202.
- CHARNEY J.G., QUIRK W.J., SHOW S.H., and KORNFIELD J., 1977:** A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi arid regions. *Journal of Atmospheric Science*, **34**, 1336-1385.
- COUREL M.F., KANDEL R.S, and RASOOL S.I., 1984:** Surface albedo and the Sahel drought. *Nature*, **307**, 528-531.
- D'AMATO N., and LEBEL T., 1998:** On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *International Journal of Climatology*, **18**, 955-974.
- DAVY E.G., MATTEI F., and SOLOMAN S.I., 1976:** An evaluation of climate and water resources for the development of agriculture in the Soudano-Sahelian zone of West Africa. *World Meteorological Organization, Geneva (Switzerland), WMO Special Environment Report*, No. 9, 289 p.

- DE FÉLICE P., VILTARD A., MONKAM D., and OUSS C., 1990:** Characteristics of North African 6-9-day waves during summer 1981. *Monthly Weather Review*, **118**, 1624-2633.
- DÉQUÉ M., 2003 :** La prévision numérique à l'échelle saisonnière : que sait-on faire et que peut-on espérer ? *La Météorologie*, **41**, 20-29.
- DE ROUW A., 2004:** Improving yields and reducing risks in pearl millet farming in the African Sahel. *Agricultural System*, **81**, 73-93.
- DESBOIS M., KAYIRANGA T., GNAMIEN B., GUESSOUS S., and PICON L., 1988:** Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of Meteosat ISCCP data. *Journal of Climate*, **1**, 867-904.
- DIEDHIOU A., 1998 :** *Étude des régimes d'ondes d'est et leurs interactions avec la convection en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical*. Thèse de doctorat de l'Université de Paris XII, 220 p.
- DIEDHIOU A., JANICOT S., VILTARD A., and DE FÉLICE P., 1998:** Evidence of two regimes of easterly waves over West Africa and the tropical Atlantic. *Geophysical Research Letter*, **25**, 2805-2808.
- DINGKUHN M., JOHNSON D.E., SOW A., and AUDEBERT A.Y., 1999:** Relationship between upland rice canopy characteristics and weed competitiveness. *Field Crops Research*, **61**, 79-95.
- DINGKUHN M., BARON C., BONNAL V., MARAUX F., SARR B., SULTAN B., CLOPES A., and FOREST F., 2003:** Decision support tools for rainfed crops in the Sahel at the plot and regional scales. *In Decision support tools for smallholder agriculture in sub-Saharan Africa: a practical guide*. (F.E. Struif Bontkes and M.C.S. Woperis, ed.) IFDC, Muscle Shoals, AL. USA, 127-139.
- DINGKUHN M., KOURESSY M., VAKSMANN M., CLERGET B., and CHANTEREAU J., 2008:** Applying to sorghum photoperiodism the concept of threshold-flowering during prolonged appetence: A new model for crop simulation and phenotyping. *European Journal of Agronomy*, **28**, 74-89.
- DIOP M., 1996 :** À propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, **7**, 7-15.
- DIOP M., 1999 :** *Caractérisation du facteur hydrique en agriculture pluviale au Sénégal : le cas de l'arachide et du mil*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 185 p.
- DIONGUE A., LAFORE J.P., REDELSPERGER J.L., and ROCA R., 2002:** Numerical study of a Sahelian synoptic weather system: Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1899-1927.
- DODD D.O.S., and JOLLIFFE I.T., 2001:** Early detection of the start of the wet season in semi arid tropical climates of western Africa. *International Journal of Climatology*, **21**, 1251-1262.
- DOSWELL C.A, DAVIES-JONES R., and KELLER D.L., 1990:** On summary measures of skill in rare event forecasting based on contingency tables. *Weather and Forecasting*, **5**, 576-585.
- DOUVILLE H., 2002:** Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *Journal of Climate*, **15**, 701-720.
- DOUVILLE H., and CHAUVIN F., 2000:** Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Climate Dynamics*, **16(4)**, 719-736.
- DOUVILLE H., CHAUVIN F., and BROQUA H., 2001:** Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: mean monsoon and daily précipitations. *Journal of Climate*, **15**, 701-720.
- DOUVILLE H., CONIL S., TYTECA A., and VOLDOIRE A., 2007:** Soil moisture memory and West African monsoon predictability: artefact or reality ? *Climate Dynamics*, **28(7-8)**, 723-742.
- DROBINSKI P., SULTAN B., and JANICOT S., 2005:** Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset. *Geophysical Research Letter*, **32**, L01705, doi:10.1029/2004GL020710.
- ELDIN M., and MILLEVILLE P., 1989 :** *Le risque en agriculture*. ORSTOM, Paris, 619 p.
- ELTAHIR E.A.B., and GONG C., 1996:** Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate*, **9**, 1030-1042.
- FAO, 2006 :** La situation mondiale de l'alimentation et de l'agriculture. *Rapport annuel, Collection FAO: Agriculture*, **37**, 207 p.
- FAOSTAT DATA, 2007:** Available online at <http://faostat.fao.org/site/340/DesktopDefault.aspx?PageID=340>.

- FAUCHEREAU N., 2004** : *Transport, bilan et cycle de l'eau atmosphérique en Afrique australe : mise en relation avec la variabilité de la température de surface de mer dans l'hémisphère sud*. Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon, 199 p.
- FEDDERSEN H., NAVARRA A., and WARD M.N., 1999**: Reduction of Model Systematic Error by Statistical Correction for Dynamical Seasonal Predictions. *Journal of Climate*, **12**, 1974-1989.
- FEDDERSEN H., and ANDERSEN U., 2005**: A method for statistical downscaling of seasonal ensemble predictions. *Tellus*, **57A**, 398-408.
- FOLLAND C.K., PALMER T.N., and PARKER D.E., 1986**: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, **320**, 602-607.
- FONTAINE B., and JANICOT S., 1992**: Wind field coherence and its variations over West Africa. *Journal of Climate*, **5**, 512-524.
- FONTAINE B., and JANICOT S., 1996**: Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *Journal of Climate*, **9**, 2935-2940.
- FONTAINE B., and PHILIPPON N., 2000**: Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968-1998). *International Journal of Climatology*, **20**, 1777-1790.
- FONTAINE B., and LOUVET S., 2006**: Sudan-Sahel rainfall onset: definition of an objective index, types of years, and experimental hindcast. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D20103, doi:10.1029/2005JD007019.
- FONTAINE B., JANICOT S., and MORON V., 1995**: Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-1989). *Journal of Climate*, **8**, 1503-1510.
- FONTAINE B., TRZASKA S., and JANICOT S., 1998**: Evolution of the Relationship between near global Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate dynamics*, **14**, 353-368.
- FONTAINE B., PHILIPPON N. and CAMBERLIN P., 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.
- FONTAINE B., LOUVET S., and ROUCOU P., 2008**: Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. *International Journal of Climatology*, **28**, 1787-1798.
- FONTAINE B., ROUCOU P., GAETANI M., and MARTEAU R., 2010**: Recent changes in precipitation, ITCZ convection and northern tropical circulation over North Africa (1979-2007). *International Journal of Climatology*, **30**, doi:10.1002/joc2108.
- FRAEDRICH K., ZIEHMANN C., and SIELMANN F., 1995**: Estimates of spatial degrees of freedom. *Journal of Climate*, **8**, 361-369.
- FRIEDERICHS P., and PAETH H., 2006**: Seasonal prediction of African precipitation with ECHAM4-T42 ensemble simulations using a multivariate MOS prediction scheme. *Climate Dynamics*, **27**, 761-786.
- FUSSELL L.K., SERAFINI P.G., BATIONO A., and KLAIJ M.C., 1987**: Management practices to increase yield and yield stability of pearl millet in Africa. In *International Pearl Millet workshop. Proceedings of an international workshop. ICRISAT, Patancheru, AP, India*, 255-268.
- GABRIEL K.R., and NEUMANN J., 1962**: A Markov chain model for daily rainfall occurrences in Tel Aviv. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **88**, 90-95.
- GARRIC G., DOUVILLE H. and DÉQUÉ M., 2002**: Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over Sahel. *International Journal of Climatology*, **22**, 331-345.
- GIANNINI A., SARAVANAN R. and CHANG P., 2003**: Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, **302**, 5647, 1027-1030, DOI: 10.1126/science.1089357.
- GIANNINI A., SARAVANAN R. and CHANG P., 2005**: Dynamics of the boreal summer African monsoon in the NSPP1 atmospheric model. *Climate Dynamics*, **25**, 517-535.

- GIEC, 2007** : Bilan 2007 des changements climatiques. In *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. (publié sous la direction de)], GIEC, Genève, Suisse, 103 p.
- GIORGI F., 2006**: Regional climate modeling : status and perspectives. *Journal de physique*, 139, 101-118.
- GLAHN H.R., 1968**: Canonical correlation and its Relationship to discriminant analysis and multiple regression. *Journal of Atmospheric Sciences*, 25, 25-31.
- GLAHN H.R., and LOWRY D.A., 1972**: The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weatherforecasting. *Journal of Applied Meteorology*, 11, 1203-1211.
- GODDARD L., MASON S.J., ZEBIAK S.E., ROPELEWSKI C.F., BASHER R., and CANE M.A., 2001**: Current approaches to seasonal-to-interannual climate predictions. *International Journal of Climatology*, 21, 1111-1152.
- GRAEF F., and HAIGIS J., 2001**: Spatial and temporal rainfall variability in the Sahel and its effects on farmers' management strategies. *Journal of Arid Environment*, 48, 221-231.
- GRIST J.P., and NICHOLSON S.E., 2001**: A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 14, 1337-1359.
- GRODSKY S.A., and CARTON J.A., 2001**: Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon. *Geophysical Research Letters*, 28, 1503-1506.
- GROUPE CHADULE, 1997** : *Initiation aux pratiques statistiques en géographie*. 4^e éd., Armand Colin, 203 p.
- GRUEBER A., and KRUEGER A.F., 1984**: The status of the NOAA outgoing longwave radiation data set. *Bulletin of American Meteorology Society*, 65, 958-962.
- HAMATAN M., MAHÉ G., SERVAT E., PATUREL J.E., and AMANI A., 2004** : Synthèse et évaluation des prévisions saisonnières en Afrique de l'Ouest. *Sécheresse*, 15, 279-286.
- HANSEN J.W., 2002**: Realizing the potential benefits of climate prediction to agriculture: issues, approaches, challenges. *Agricultural System*, 74, 309-330.
- HASTENRATH S., 1995**: Recent advances in tropical climate prediction. *Journal of Climate*, 8, 1519-1532.
- HASTENRATH S., and WOLTER K., 1992**: Large-scale patterns and long-term trends of circulation variability associated with Sahel rainfall anomalies. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70, 1045-1056.
- HAYLOCK M., and MCBRIDE J., 2001**: Spatial coherence and predictability of Indonesian Wet Season rainfall. *Journal of Climate*, 14, 3882-3887.
- HODGES K.I., and THORNCROFT C.D., 1997**: Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on ISCCP METEOSAT imagery. *Monthly Weather Review*, 121, 2821-2837.
- HOEPFFNER M., GOUTORBE J.P., SELLERS P., and TINGA A., 1991** : Le programme HAPEX-Sahel. Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride. Ed. AUPELF-UREF, John Libbey Eurotext, 51-57.
- HOTELLING H., 1936**: Relations between two sets of variates. *Biometrika*, 28, 321-377.
- HOUDIN F., MUSAT I., GUICHARD F., RUTI P.M., FAVOT F., FILIBERTI M.A., PHA M., NDPEIX J.Y., and CO-AUTHORS, 2008**: AMMA-Model Intercomparison Project. *Bulletin of American Meteorology Society* (in press).
- HOUBE R.A., and CHENG C.P., 1977**: Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the summer season. *Monthly Weather Review*, 105, 964-980.
- HULME M., 1992**: Rainfall Changes in Africa: 1931-60 to 1961-90. *International Journal of Climatology*, 12, 685-699.
- HULME M., DOHERTY R., NGARA T., NEW M., and LISTER D., 2001**: African climate change: 1900-2100. *Climate Research*, 17, 145-168.
- HUTCHINSON M.F., 1987**: Methods of generation of weather sequences. *Agricultural Environments: Characterization, Classification and Mapping*, A. H. Bunting, Ed., CAB International, 149-157.

- INES A.V.M., and HANSEN J.W., 2006: Bias correction of daily GCM outputs for crop simulation studies. *Agricultural Forest and Meteorology*, **138**, 44-53.
- INGRAM K.T., RONCOLI M.C., and KIRSHEN P.H., 2002: Opportunities and constraints for farmers of west Africa to use seasonal precipitation forecasts with Burkina-Faso as a case study. *Agricultural System*, **74**, 331-349.
- JANICOT S., ET FONTAINE B., 1993 : L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, **8**, pp. 28-53.
- JANICOT S., and SULTAN B., 2001: Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophysical Research Letter*, **28**, 3, 523-526.
- JANICOT S., MORON V., and FONTAINE B., 1996: Sahel drought and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letter*, **23**, 515-518.
- JANICOT S., TRZASKA S., and POCCARD I., 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamic*, **18**, 303-320.
- JANICOT S., MOUNIER F., HALL N.M.J., LEROUX S., SULTAN B., and KILADIS G.N., 2009: Dynamics of the West African Monsoon. Part IV: Analysis of 25-90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *Journal of Climate*, **22**, 1541-1565.
- JOLLIFFE I.T., and SARRIA-DODD D.E., 1994: Early detection of the start of the wet season in tropical climates. *International Journal of Climatology*, **14**, 71-76.
- JOLY M., VOLDOIRE A., DOUVILLE H., TERRAY P., and ROYER J.F., 2007: African monsoon teleconnections with tropical SSTs: validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics*, **29**, 1-20
- JURY M.R., 1997: Inter-annual climate modes over Southern Africa from satellite clouds OLR 1975-1994. *Theoretical and Applied Climatology*, **57**, 155-164.
- JURY M.R., 1999: Intra-seasonal convective variability over Southern Africa: Principal Component Analysis of pentad outgoing-longwave radiation departures 1976-1994. *Theoretical and Applied Climatology*, **62**, 133-146.
- KALNAY E., KANAMITSU M., KISTLER R., COLLINS W., DEAVEN D., GANDIN L., IREDELL M., SAHA S., WHITE G., WOOLLEN J., ZHU Y., CHELLIAH M., EBISUZAKI W., HIGGINS W., JANOWIAK J., MO K., ROPELEWSKI C., WANG J., LEETMAA A., REYNOLDS R., JENNE R., and JOSEPH D., 1996: The NCEP-NCAR 40 years Reanalyses Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- KATZ R.W., and GLANTZ M.H., 1986: Anatomy of a rainfall index. *Monthly Weather Review*, **114**, 764-771.
- KOURESSY M., DINGKUHN M., VACKSMANN M., and HEINEMANN A.B., 2008: Adaptation to diverse semi-arid environments of sorghum genotypes having different plant type and sensitivity to photoperiod. *Agricultural Forest and Meteorology*, **148**, 357-371.
- KOWAL J.M., and KNABE D.T., 1972: *An Agro-climatological Atlas of the Northern States of the Nigeria with explanatory Notes*. Ahmadu Bello University, Zaria, Nigeria, 128 p.
- LACHENBRUCH P.A., and MICKEY M.R., 1968: Estimation of error rate in discriminant analysis. *Technometrics*, **10**, 1-11.
- LAFORE J.P., and MONCRIEF M.W., 1989: A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**, 521-544.
- LAFORE J.P., FLAMANT C., GIRAUD V., GUICHARD F., KNIPPERTZ P., MAHFOUF J.F., MASCART P., and WILLIAMS E.R., 2010: Editorial, Introduction to the AMMA Special Issue on 'Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign'. *Quaternary Journal of the Royal Meteorology Society*, **136(s1)**, 2-7.
- LAING A.G., and FRITSCH J.M., 1993: Mesoscale convective complexes over Africa. *Monthly Weather Review*, **121**, 2254-2263.
- LAING A.G., and FRITSCH J.M., 2000: The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, **128**, 2756-2776.

- LAMB P.J., 1978a:** Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, **106**, 1052-1055.
- LAMB P.J., 1978b:** Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, **A30**, 240-251.
- LAMB P.J., and PEPLER R.A., 1992:** Further case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan drought. *Journal of Climate*, **5**, 476-488.
- LAMERS J., BRUENTRUP M., and BUERKERT A., 1998:** The profitability of traditional and innovation mulching techniques using millet crop residues in the West African Sahel. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **67**, 23-35.
- LANDMAN W.A., and GODDARD L., 2002:** Statistical recalibration of GCM forecasts over Southern Africa using model outputs statistics. *Journal of Climate*, **15**, 2038-2055.
- LAURENT H., D'AMATO N., and LEBEL T., 1998:** How important is the contribution of the Mesoscale Convective Complexes to the Sahelian rainfall? *Physics and Chemistry of the Earth*, **23**, 629-633.
- LAVAYSSE C., DIEDHIOU A., LAURENT H., and LEBEL T., 2006:** African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon. *Climate Dynamics*, **27**, 319-332.
- LE BARBÉ L., and LEBEL T., 1997:** Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, **188-189**, 43-73.
- LEBEL T., and 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., TAUPIN J.D., D'AMATO N. 1997:** Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *Journal of Hydrology*, **188-189**, 74-96.
- LIEBMANN B., and SMITH C.A., 1996:** Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of American Meteorology Society*, **77**, 1275-1277.
- LIEBMAN B., CAMARGO S., SETH A., MARENGO J.A., CARVALHO L.M.V., ALLURED D., FU R., and VERA C.S., 2007:** Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, **20**, 2037-2050.
- L'HÔTE Y., MAHÉ G., SOMÉ B., and TRIBOULET J.P., 2002:** Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000: the drought continues. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques*, **47**, 4, 563-572.
- LO J.F., YANG Z., and PIELKE R., 2008:** Assessment of three dynamical climate downscaling methods using the Weather Regional Forecasting (WRF) model. *Journal of Geophysical Research*, **113**, doi:10.1029/2007JD009216.
- LOUVET S., FONTAINE B., and ROUCOU P., 2003:** Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979-2001). *Geophysical Research Letter*, **30**, 2271, doi:10.1029/2003GL018058.
- LORENZ E.N., 1956:** *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology, Cambridge, Massachusetts, 49 p.
- MADDEN R.A., and JULIAN P.R., 1971:** Description of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28**, 702-708.
- MADDEN R.A., and JULIAN P.R., 1972:** Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 1109-1123.
- MADDOX R.A., 1980:** Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, 1374-1387.
- MADÉLIN M., 2005 :** *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 de l'Université de Paris 7, 412 p.
- MAHÉ G., et OLIVRY J.C., 1991 :** Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel. In *Hydrology for the water management of large river basins*, F.H.M. Van de Ven, D. Gutknecht, D.P. Loucks & K.A. Salewicz, Eds, Congrès AISH, Vienne, Autriche, 13-15 août 1991, Publication AISH, **201**, 163-172.

- MAHALAKSHMI V., and BIDINGER F.R., 1985:** Water stress and time of floral initiation in pearl millet. *Journal of Agricultural Science*, **105**, 437-445.
- MAHALAKSHMI V., BIDINGER F.R., and RAO G.D.P., 1988:** Timing and intensity of water deficits during flowering and grain-filling in pearl millet. *Agronomy Journal*, **80**, 130-135.
- MANN H.B., and WHITNEY D.R., 1947:** On a test of whether one of 2 random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics*, **18**, 50-60.
- MARSHALL J., and COAUTHORS, 2001:** North Atlantic climatic phenomena, impacts and mechanisms. *International Journal of Climatology*, **21**, 1863-1898.
- MARTEAU R., MORON V., and PHILIPPON N., 2009:** Spatial coherence of monsoon onset over Western and Central Sahel (1950-2000). *Journal of Climate*, **22**, 1313-1324.
- MARTIN D.W., and SCHREINER A.J., 1981:** Characteristics of West African and east Atlantic cloud clusters: a survey from GATE. *Monthly Weather Review*, **109**, 1671-1688.
- MARTINI M., 1996 :** Méthodologie pour déterminer les zones à risque pour les cultures céréalières pluviales au Sahel. In *Problèmes de validation des méthodes d'estimation des précipitations par satellite en Afrique intertropicale*, Guillot Bernard (éd.), Paris, ORSTOM, 151-161.
- MASON S.J., and GRAHAM N.E., 1999:** Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels. *Weather and forecasting*, **14**, 713-725.
- MATHON V., and LAURENT H., 2001:** Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 377-406.
- MATHON V., LAURENT H., and LEBEL T., 2002:** Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology*, **41(11)**, 1081-1092.
- MATTHEWS A.J., 2004:** Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *Journal of Climate*, **17**, 2427-2440.
- MAYAUX P., BARTHOLOMÉ E., CABRAL A., CHERLET M., DEFURNY P., DI GREGORIO A., DIALLO O., MASSART M., NONGUIERMA A., PEKEL J.F., PRETORIUS C., VANCUTSEM C., and VASCONCELOS M., 2003:** The Land Cover Map for Africa in the Year 2000, GLC2000 database, *European Commission Joint Research Centre* (<http://www-gem.jrc.it/glc2000>).
- MCCORKLE C.M., 1994:** Farmer innovation in Niger. *Studies in Technology and Social Change*, No.21, *Technology and Social Change Program*, Ames, Iowa, Iowa State University, 48 p.
- MISHRA A., HANSEN J.W., DINGKUHN M., BARON C., TRAORÉ S.B., NDIAYE O., and WARD N., 2008:** Sorghum yield prediction from seasonal rainfall forecasts in Burkina Faso. *Agricultural Forest and Meteorology*, **148(11)**, 1798-1814.
- MO K.C., and THIAW W.M., 2002 :** Ensemble canonical corrélation prediction of precipitation over the Sahel. *Geophysical Research Letter*, **29(12)**, 1570, doi:10.1029/2002GL015075.
- MONTMERLE T., LAFORE J.P., REDELSPERGER J.L., 2000:** A tropical squall line observed during TOGA COARE: Extended comparison between simulations and Doppler radar data and the role of midlevel wind shear. *Monthly Weather Review*, **128**, 3709-3730.
- MORON V., 1994:** Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933-1990). *International Journal of Climatology*, **14**, 325-341.
- MORON V. 1995:** Variability of the African convection centre as viewed by Outgoing Longwave Radiation records and relationships with surface temperature patterns. *International Journal of Climatology*, **15**, 25-34.
- MORON V., et NAVARRA A., 2000 :** Ajustement statistique des simulations numériques : l'exemple des précipitations saisonnières d'Amérique Tropicale, *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences*, **330**, 595-601.
- MORON V., NAVARRA A., WARD M.N., and ROECKNER E., 1998:** Skill and reproducibility of seasonal rainfall patterns in the tropics in ECHAM-4 GCM simulations with prescribed SST. *Climate Dynamics*, **14**, 183-200.
- MORON V., WARD M.N. and NAVARRA A., 2001:** Observed and SST-forced seasonal rainfall variability across Tropical America. *International Journal of Climatology*, **21**, 1567-1601.

- MORON V., PHILIPPON N., and FONTAINE B., 2003: Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Geophysical Research Letter*, **30(23)**, 2221, doi:10.1029/2003GL018006.
- MORON V., PHILIPPON N., and FONTAINE B., 2004: Simulation of West African monsoon circulation in four atmospheric general circulation models forced by prescribed sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, **109**, D24105, doi:10.1029/2004JD004760.
- MORON V., ROBERTSON A.W., and WARD M.N., 2006: Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics in the tropical setting of Senegal. *Monthly Weather Review*, **134**, 3248-3262.
- MORON V., ROBERTSON A.W., WARD M.N., and CAMBERLIN P., 2007: Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale. *Journal of Climate*, **20**, 5244-5263.
- MORON V., ROBERTSON A.W., and BOER R., 2009a: Spatial coherence and seasonal predictability of monsoon onset over Indonesia. *Journal of Climate*, **22**, 840-850.
- MORON V., LUCERO A., HILARIO F., LYON B., ROBERTSON A. W., AND DEWITT E.D., 2009b : Spatio-temporal variability and predictability of summer monsoon onset over the Philippines. *Climate dynamics*, **33(7-8)**, 1159-1177.
- MOUNIER F., and JANICOT S., 2004: Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophysical Research Letter*, **31**, L16116.
- MOUNIER F., JANICOT S., and KILADIS G.N., 2008: The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. *Journal of Climate*, **21**, 1911-1928.
- MURPHY A.H., 1988: Skill scores based on the mean square error and their relationships to the correlation coefficient. *Monthly Weather Review*, **116**, 2417-2424.
- MUTAI C.C., and WARD M.N., 2000: East African rainfall and the tropical circulation/convection on intraseasonal to interannual timescales. *Journal of Climate*, **13**, 3915-3939.
- NDIAYE O., GODDARD L., and WARD M.N., 2008: Using régional wind fields to improve général circulation model forecats of July-September Sahel rainfall. *International Journal of Climatology*, **29**, 1262-1275.
- NICHOLLS N., 1987: The use of canonical correlation to study teleconnexions. *Monthly Weather Review*, **115(2)**, 393-399.
- NICHOLSON S., 1979: Revised rainfall series for the West-African subtropics. *Monthly Weather Review*, **107**, 620-623.
- NICHOLSON S., 1980: The nature of rainfall fluctuations in sub-tropical Africa. *Monthly Weather Review*, **108**, 473-484.
- NICHOLSON S., 1986: The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology Series*, **A34**, 311-348.
- NICHOLSON S.E., 2008: The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west Africa as factors in interannuel variability. *International Journal of Climatology*, **28**, 1775-1785.
- NICHOLSON S.E., and PALAO I.M., 1993: A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel, part I: Characteristics of rainfall fluctuations. *International Journal of Climatology*, **4**, 371-389.
- NICHOLSON S., and KIM J., 1997: The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African rainfall. *International Journal of Climatology*, **17**, 177-135.
- NICHOLSON S.E., and WEBSTER P.J., 2007: A physical basis for the interannual variability of rainfall in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 2065-2084.
- OKOOLA R.E., 1998: Spatial evolutions of the active convective patterns across the Equatorial East Africa region during northern hemisphere spring season using outgoing longwave radiation records. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **66**, 51-63.
- OMOTOSHO J.B., 1990: Onset of thunderstorms and precipitation over northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, **10**, 849-860.
- OMOTOSHO J.B., 1992: Long-range prediction of the onset and end of the rainy season in the West African Sahel. *International Journal of Climatology*, **12**, 369-382.

- OMOTOSHO J.B., BALOGUN A.A., and OGUNJOBI K., 2000:** Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in West Africa using only surface data. *International Journal of Climatology*, **20**, 865-880.
- ORAM P.A., 1985:** Sensitivity of Agricultural Production to Climatic Change. *Climatic Change*, **7**, 129-152.
- PAETH H., and HENSE A., 2003:** Seasonal forecast of sub-sahelian rainfall using cross validated model output statistics. *Meteorologische Zeitschrift*, **12**, 157-173.
- PALMER T. N., 1986:** Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 251-253.
- PALMER T.N., BRANCOVIC C., VITERBO P., and MILLER M., 1992:** Modeling interannual variations of summer monsoons. *Journal of climate*, **5**, 399-417.
- PAYNE W.A., LASCANO R.J., HOSSNER L.R., WENDT C.W., and ONKEN A.B., 1991:** Pearl Millet growth as affected by phosphorus and water. *Agronomy Journal*, **83**, 942-948.
- PHILIPPON N., 2002 :** *Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostics (1968-1998) et applications (2000-2001)*. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, Dijon, 241 p.
- PHILIPPON N., and FONTAINE B., 2002:** The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, **20**, 575-582.
- PHILIPPON N., DOBLAS-REYES F.J., and RUTI P.M., 2010:** Skill, reproductibility and predictability of the West African Monsoon in coupled GCMs. *Climate dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0856-5.
- POCCARD I., JANICOT S., and CAMBERLIN P., 2000:** Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, **16(12)**, 897-915.
- POHL B., JANICOT S., FONTAINE B., and MARTEAU R., 2009:** Implication of the Madden-Julian Oscillation in the 40-day variability of the West African Monsoon. *Journal of Climate*, **22**, 3769-3785.
- POTTS J.M., FOLLAND C.K., JOLLIFFE I.T., and SEXTON D., 1996:** Revises « LEPS » scores for assessing climatae model simulations and long-range forecasts. *Journal of Climate*, **9**, 34-53.
- RAYNER N.A., HORTON E.B., PARKER D.E., FOLLAND C.K., and HACKETT R.B., 1996:** Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994. *Climate Research Technical Note*, **74**, 21 p.
- RAYNER N.A., PRAKER D.E., HORTON E.B., FOLLAND C.K., ALEXANDER L.V., and ROWELL D.P., 2003:** Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- REDELSPERGER J.L., and LAFORE J.P., 1988:** A Three-Dimensional Simulation of a Tropical Squall Line: Convective Organization and Thermodynamic Vertical Transport. *Journal of Atmospheric Sciences*, **45**, 1334-1356.
- REDELSPERGER J.L., DIONGUE A., DIEDHIOU A., CÉRON J.P., DIOP M., GUÉRÉMY J.F., and LAFORE J.P., 2002:** Multi-scale description of a sahelian synoptic weather system representative of West African monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1229-1257.
- REED R.J., NORQUIST D., and RECKER E.E., 1977:** The structure and properties of African wave disturbances as observed during the Phase III of Gate. *Monthly Weather Review*, **105**, 317-333.
- RICCIARDULLI L., and SARDESHMUKH P.D., 2002:** Local time- and space scales of organized tropical deep convection. *Journal of Climate*, **15**, 2775-2790.
- RICHARDSON C.W., 1981:** Stochastic simulation of daily precipitation, temperature and solar radiation. *Water Resources Research*, **17**, 182-190.
- RICHMAN M.B., 1986:** Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, **7**, 293-335.
- ROCKEL B., CASTRO C., PIELKE R., VON STORCH H., and LEONCINI G., 2008:** Dynamical downscaling: assessment of model system dépendant retained and added variability for two different regional climate models. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, **113**, doi:10.1029/2007JD0099461.

- ROCKSTRÖM J., and DE ROUW A., 1997:** Water, nutrients and slope position in on-farm millet cultivation in the Sahel. *Plant and Soil*, **195**, 311-327.
- ROECKNER E.K., ARPE L., BENGTSSON M., CHRISTOPH M., CLAUSSEN L., DÜMENIL M., ESCH M., GIORGETTA M., SCHLESE U., and SCHULZWEIDA U., 1996:** The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate, *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report*, **218**, 90 p.
- ROPELEWSKI C.F., and HALPERT M.S., 1987:** Global and regional scale precipitations associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, **115**, 985-996.
- ROUDIER P., QUIRION P., SULTAN B., BARON C., AGALI A., TRAORÉ S.B., and MULLER B., 2010:** An ex-ante evaluation of the use of seasonal climate forecasts for millet growers in SW Niger. *International Journal of Climatology*, submitted.
- ROWELL D.P., FOLLAND C.K., MASKELL K., and WARD M.N., 1995:** Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906-1992): Observations and modelling. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **113**, 669-674.
- ROWELL D.P., 1998:** Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multidecadal GCM Simulations, *Journal of Climate*, **11**, 109-120.
- ROWELL D.P., 2001:** Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **127**, 1683-1706.
- ROWELL D.P., 2003:** The Semazzi impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, **16**, 849-862.
- SAMBA A., 1998 :** Les logiciels DHC de diagnostic hydrique des cultures. Préviation des rendements du mil en zones soudano-sahéliennes de l'Afrique de l'Ouest. *Sécheresse*, **9**, 281-8.
- SAPORTA G., 2006 :** Probabilités, analyse des données et statistique. *Éditions Technip*, Paris, 2^e éd, 656 p.
- SEMAZZI F.H.M., and SUN L., 1997:** The Role of Orography in Determining the Sahelian Climate. *International Journal of Climatology*, **17**, 581-596.
- SHINODA M. 1990a:** Long-term variability of the tropical African rainbelt and its relation to rainfall in the Sahel and northern Kalahari. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **68**, 19-35.
- SHINODA M., 1990b:** Long-Term Sahelian Drought from the Late 1960's to the Mid-1980's and its Relation to the Atmospheric Circulation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **68**, 613-624.
- SHINODA M., and YAMAGUCHI Y., 2003:** Influence of Soil Moisture Anomaly on Temperature in the Sahel: A Comparison between Wet and Dry Decades. *Journal of Hydrometeorology*, **4(2)**, 437-447.
- SCHMIDL J., FREI C., and VIDALE P.L., 2006:** Downscaling from GCM precipitation: a benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *International Journal of Climatology*, **26**, 679-689.
- SIJIKUMAR S., ROUCOU P., and FONTAINE B., 2006:** Monsoon onset over Sudan-Sahel: Simulation by the regional scale model MM5. *Geophysical Research Letters*, **33**, L03814, doi:10.1029/2005GL024819.
- SIVAKUMAR M.V.K., 1988:** Predicting rainy season potential from the onset of rains in southern sahelian and sudanian climatic zones of West Africa. *Agricultural Forest and Meteorology* **42**, 295-305.
- SIVAKUMAR M.V.K., 1992:** Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *Journal of Climate*, **5**, 532-539.
- SHONGWE M.E., LANDMAN W.A., and MASON S.J., 2006:** Performance of recalibrating systems for GCM forecasts for South Africa. *International Journal of Climatology*, **26**, 1567-1585.
- SNEDECOR G.W., and COCHRAN W.G., 1956:** *Statistical methods applied to experiments in agriculture and biology*. Iowa State University Press, 534 p.
- SOLER C.M.T., MAMAN N., ZHANG X., MASON S.C., and HOOGENBOOM G., 2008:** Determining optimum planting dates for pearl millet for two contrasting environments using a modelling approach. *Journal of Agricultural Science*, **146**, 445-459.
- SPARLING G.P., and ROSS D.J., 1988:** Microbial contribution to the increased nitrogen mineralization after air-drying of soils. *Plant and Soil*, **105**, 163-167.

- SPERBER K.R., and PALMER T., 1996:** Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project. *Journal of Climate*, **9**, 2727-2750.
- STERL A., 2004:** On the (In)Homogeneity of Reanalysis Products. *Journal of Climate*, **17**, 3866-3873.
- STERN R.D., DENNETT M.D., and GARBUTT D.J., 1981:** The start of the rains in West Africa. *International Journal of Climatology*, **1**, 59-68.
- STEWART J.I., 1991:** Principles and performance of response farming. In *Climatic Risk in Crop Production. Models and Management for the semi-arid Tropics and Sub-Tropics*, Ford W., Muchow R.C., Bellamy Z.A. (eds), CAB International, Wallingford, UK, 361-382.
- STOECKENIUS T., 1981:** Interannual Variations of Tropical Precipitation Patterns. *Monthly Weather Review*, **109**, 1233-1247.
- STOOP W.A., PATTANAYAK C.M., MATLON P.J., and ROOT W.R., 1981:** A strategy to raise the productivity of subsistence farming systems in the West African semi-arid tropics. In *Proceedings Sorghum in the Eighties*, ICRISAT, Patancheru, India, 519-526.
- SUD Y.C., and LAU W.K.M., 1996:** Comments on "Variability of Summer Rainfall Over Tropical North-Africa (1906-92) - Observations and Modeling," by Rowell *et al.* (1995). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **122**, 1001-1006.
- SULTAN B., 2002 :** *Étude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intrasaisonnière de la convection. Application à la sensibilité des rendements agricoles.* Thèse de doctorat à l'Université de Paris 7 - Denis Diderot, 283 p.
- SULTAN B., and JANICOT S., 2000:** Abrupt shift of the ITCZ over West africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letter*, **27**, 3353-3356.
- SULTAN B., and JANICOT S., 2003:** The West African monsoon dynamics. Part II: The "pre-onset" and the "onset" of the summer monsoon. *Journal of Climate*, **16**, 3407-3427.
- SULTAN B., JANICOT S., and DIEDHIOU A., 2003:** The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *Journal of Climate*, **16**, 3389-3406.
- SULTAN B., BARON C., DINGKUHN M., SARR B., JANICOT S., 2005:** Agricultural impacts of the large-scale variability of the West African monsoon. *Agricultural Forest and Meteorology*, **128**, 93-110.
- TEEGAVARAPU R.S.T., and CHANDRAMOULI V., 2005:** Improved weighting methods, deterministic and stochastic data-driven models for estimation of missing precipitation records. *Journal of Hydrology*, **312**, 191-206.
- TENNANT W.J., and HEWITSON B.C., 2002:** Intra-seasonal rainfall characteristics and their importance to the seasonal prediction problem. *International Journal of Climatology*, **22**, 1033-1048.
- THORNCROFT C.D., and BLACKBURN M., 1999:** Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763-786.
- TRAORÉ P.C.S., KOURESSY M., VAKSMANN M., TABO R., MAIKANO I., TRAORÉ S.B., and COOPER P., 2007:** Climate prediction and agriculture: what is different about sudano-sahelian West Africa ? In *Climate Prediction and Agriculture: Advances and Challenges*, Sivakumar M.V.K., Hansen J., eds., WMO, Berlin, Heidelberg, Springer Verlag, ISBN 978-3-540-44649-1, 189-203.
- TRAORÉ S.B., SIDIBÉ B., DJABY B., SAMBA A., KABA B., SARR B., AMANI A., SOME B., and ANDIGUE J., 2004:** A review of agrometeorological monitoring tools and methods used in the West African Sahel. In *Strengthening Operational Agrometeorological at the National Level*, R. Motha, M.V.K. Sivakumar and M. Bernadi eds., Proceedings of the Inter-Regional Workshop, March 22-26, 2004, Manila, Philippines, 209-220.
- TRZASKA S., MORON V., and FONTAINE B., 1996:** Global atmospheric response to specific linear combinations of the main SST modes. Part I: numerical experiments and preliminary results. *Annales Geophysicae*, **14**, 1066-1077.

- UPPALA S.M., KALLBERG P.W., SIMMONS A.J., ANDRAE U., DA COSTA BECHTOLD V., 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., VAN DE BERG L., 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., MC NALLY A.P., MAHFOUF J.F., MORCRETTE J.J., RAYNER A., SAUNDERS R.W., SIMON P., STERL A., TRENBERTH K.E., UNTCH A., VASILJEVIC D., VITERBO P. and WOOLLEN J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 2961-3012.
- USGS, 1996: *GTOPO30*. U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (EROS Data Center), disponible sur <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html>.
- USMAN M., and REASON C.J.C., 2004: Dry spell frequencies and their variability over Southern Africa. *Climate Research*, **26**, 199-211.
- VAKSMANN M., TRAORÉ S.B., and NIANGADO O., 1996 : Le photo-périodisme des sorghos africains. *Agriculture et Développement*, **9**, 13-18.
- VIGAUD N., ROUCOU P., FONTAINE B., SIIKUMAR S., and TYTECA S., 2010: WRF/ARPEGE-CLIMAT simulated climate trends over West Africa. *Climate Dynamics*, **10**, 111-124, doi:10.1007/s00382-009-0707-4.
- VILTARD A., OUBUIH J., and DE FÉLICE P., 1997: Comparison of the African and 6-9 day wave-like disturbance in West-Africa and the tropical Atlantic during summer 1985. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **62**, 91-99.
- VISCHEL T., 2006 : *Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens : modélisation, simulation et désagrégation*. Thèse de doctorat, Institut national polytechnique de Grenoble, 289 p.
- VITART F., BUIZZA R., BALMASEDA M.A., BALSAMO G., BIDLOT J.-R., BONET A., FUENTES M., HOFSTADLER A., MOLteni F., and PALMER T., 2008 : The new VarEPS-monthly forecasting system : A first step towards seamless prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 1789-1799.
- VIZY E.K., and COOK K.H., 2001: Mechanisms by which Gulf of Guinea and eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *Journal of Climate*, **14**, 795-821.
- VIZY E.K., and COOK K.H., 2002: Development and application of a mesoscale climate model for the tropics: Influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research -Atmosphere*, **107(3)** 4023, 22 p., doi:10.1029/2001JD000686.
- VON STORCH H., and ZWIERS F.W., 1999: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University press, Cambridge, 484 p.
- WALTER M.W., 1967: Length of rainy season in Nigeria. *Nigerian Geographical Journal*, **10**, 123-128.
- WANG G., and ELTAHIR E., 2000: Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Research*, **36**, 1013-1021.
- WARD M.N., 1998: Diagnosis and Short-Lead Time Prediction of Summer Rainfall in Tropical North Africa at Interannual and Multidecadal Timescales. *Journal of Climate*, **11**, 3167-3191.
- WARD M.N., and FOLLAND C.K., 1991: Prediction of seasonal rainfall in the North Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. *International Journal of Climatology*, **11**, 711-743.
- WARD N., COOK K., DIEDHIOU A., FONTAINE B., GIANNINI A., KAMGA A., LAMB P.J., BEN MOHAMED A., NASSOR A., and THORNCROFT C., 2004: Seasonal-to-decadal predictability and prediction of West African climate. *CLIVAR Exchanges*, **9(3)**, 14-20.
- WIDMANN M., BRETHERTON C.S., and SALATÉ P., 2003: Statistical precipitation downscaling over the Northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. *Journal of Climate*, **16**, 799-816.
- WILKS D.S., 1999: Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agricultural Forest and Meteorology*, **93**, 153-169.
- WILKS D.S., 2006: *Statistical methods in the atmospheric sciences*. Elsevier, 2nd edition, International Geophysics serie, 627 p.

- WINKEL T., RENNO J.F., and PAYNE W.A., 1997:** Effect of the timing of water deficit on growth, phenology and yield of pearl millet (*Pennisetum glaucum* (L.) R. Br.) grown in Sahelian conditions. *Journal of Experimental Botany*, **48(310)**, 1001-1009.
- WMO. 2007:** *Guide to Agricultural Meteorological Practices*. WMO, 3rd edition, **134**, Geneva, in press.
- ZHENG X., and ELTAHIR E.A.B., 1999:** The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoon. *Journal of Climate*, **11**, 2078-2096.
- ZWIERS F.W., 1996:** Interannual variability and predictability in an ensemble of AMIP climate simulations conducted with the CCC GCM2. *Climate Dynamics*, **12**, 825-847.
- ZWIERS F.W., WANG X.L., and SHENG J., 2000:** The effects of specifying bottom boundary conditions in an ensemble of GCM simulations. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 7295-7315.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

INTRODUCTION

Figure 1. Distribution saisonnière des précipitations (**a, b, c**) en moyenne (1950-2000), (**d, e, f**) pour une année anormalement humide (1950) et (**g, h, i**) pour une année anormalement sèche (1984) à Tambacounda (13.76°N – 13.68°W) Bamako (12.63°N – 8.03°W) et à Niamey (13.48°N – 2.16°E). Les pointillés rouges/bleus indiquent respectivement la date de démarrage et de fin de saison des pluies agronomique. Les flèches renseignent les *faux départs* de la saison des pluies agronomique. Le cumul pluviométrique saisonnier est indiqué en haut à gauche..... 6

CHAPITRE 1.

- Figure 1.1.** Localisation et délimitation de l'Afrique de l'Ouest (trait gras) et du Sahel occidental, central et oriental (trait pointillé)..... 12
- Figure 1.2.** Topographie de l'Afrique de l'Ouest (résolution spatiale de 1 km x 1 km)..... 14
- Figure 1.4.** Boucle de rétroaction positive de l'effet de la modification du couvert végétal sur les précipitations (d'après Charney *et al.*, 1977). 16
- Figure 1.5.** Cumul pluviométrique annuel (mm) en moyenne sur la période 1950-2000 en Afrique de l'Ouest à partir des données mensuelles du Climate Research Unit (– CRU – 0.5° latitude × 0.5° longitude). 19
- Figure 1.6.** Cumul moyen de précipitations (1950-2000) en Afrique de l'Ouest pour les saisons (**a**) décembre-mars (DJFM), (**b**) avril-mai (AM), (**c**) juin-septembre (JJAS) et (**d**) octobre-novembre (ON) à partir des données mensuelles CRU (0.5° latitude × 0.5° longitude). 21
- Figure 1.8.** Schéma conceptuel tridimensionnel de la dynamique atmosphérique moyenne du système de mousson boréal en Afrique de l'Ouest (*tiré de Lafore et al.*, 2010)..... 23
- Figure 1.9.** Échelles spatiales et temporelles des processus atmosphériques en Afrique intertropicale..... 25
- Figure 1.10.** Chronique temporelle (1950-2000) des anomalies standardisées de précipitations saisonnières (juillet – septembre) au sein de la bande soudano-sahélienne (18°W-20°E / 10°N-18°N) à partir des enregistrements *in situ* du fichier FRIEND-AOC. La courbe noire illustre la composante basse fréquence après élimination des fluctuations inférieures à 8 années par un filtre temporel de type Butterworth. 26
- Figure 1.11.** Comparaison des isohyètes moyennes entre la période humide 1950-1969 (en bleu) et la période sèche 1970-1990 (en rouge) au Sahel. Les isohyètes sont construites à partir des données de pluies CRU (0.5° x 0.5°). 26

Figure 1.12. Localisation des 136 pluviomètres issus de la base FRIEND-AOC (Mali, Burkina Faso et Niger) et de la DMN du Sénégal couvrant la période 1950-2000. <i>Les coordonnées géographiques et altimétriques ainsi que les noms des stations sont fournis en annexe A.</i>	30
Figure 1.13. Répartition temporelle du pourcentage de données journalières disponibles, agrégée à l'échelle mensuelle pour chaque année de la période (1950-2000) au sein du réseau de 136 stations.	31
Figure 1.14. Répartition spatiale (a) du seuil de pluie moyen (W_{ERA}) correspondant au seuil de pluie (en mm) définissant un jour pluvieux dans les réanalyses ECMWF ERA40 pour chaque station et (b) coefficient de pondération (S sans dimension) permettant de calibrer le cumul de pluie journalier. Les lignes pointillées indiquent les limites de chaque point de grille ERA40 de 2.5° de résolution spatiale.	32
Figure 1.15. Comparaison de l'évolution saisonnière des précipitations observées FRIEND-AOC (courbe noire), de réanalyses ECMWF ERA40 (courbe verte) et NCEP 1 (courbe bleue) au cours de la période 1958-2000.	37
Figure 1.16. Schéma conceptuel du fonctionnement d'un modèle numérique (<i>d'après L. Fairhead, LMD/CNRS</i>).....	40

CHAPITRE 2.

Figure 2.1. Distribution de la longueur des séquences sèches après les faux départs de la saison des pluies et la date de démarrage de la saison des pluies agronomique au cours de la période 1950-2000 pour l'ensemble du réseau de 136 stations.	48
Figure 2.2. Cartes moyennes (1950-2000) des huit descripteurs climatiques intrasaisonniers de la saison des pluies agronomique : (a) le cumul saisonnier (S), (b) la fréquence des jours de pluies (O), (c) l'intensité moyenne des pluies (I), (d) le démarrage (DSP) et (e) la fin (FSP) de la saison des pluies, (f) la longueur de la saison (LSP), (g) la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et (h) humides (DSH).	52
Figure 2.3. Cartographie du nombre de régresseurs significatifs entrant dans le modèle de régression linéaire multiple pas à pas pour expliquer le maximum de variance interannuelle (a) du cumul pluviométrique saisonnier et (b) de l'occurrence des jours pluvieux (> 1 mm) pour la saison agronomique. Pour un nombre identique de régresseurs, les couleurs indiquent un changement du type de régresseur dans le modèle de régression linéaire multiple.	56
Figure 2.4. Probabilité conditionnelle de pluie supérieure à (a) 1 mm, (b) 10 mm et (c) 20 mm à partir d'une station de référence (0, 0). Les probabilités sont calculées pour toutes les combinaisons de stations (points gris) et les cercles noirs donnent la probabilité moyenne par tranche de 100 km, 1-99 km, 100-199 km... La ligne pointillée indique le seuil de significativité des probabilités $1/e \sim 0.37$	61
Figure 2.5. Corrélation temporelle (1950-2000) en fonction de la distance en kilomètres (a) du cumul saisonnier, (b) de l'occurrence des pluies, (c) de l'intensité moyenne des pluies journalières et (d) du démarrage de la saison des pluies pour les saisons agronomique (colonne de gauche) et méso-échelle (colonne de droite). Les corrélations sont calculées pour chaque paire de stations (points gris) et les cercles rouges donnent la corrélation moyenne par tranche de 100 km, 1-99 km, 100-199 km, ... La ligne pointillée indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$	63
Figure 2.6. Identique à la figure 2.5 pour (e) la fin de la saison des pluies, (f) la longueur de la saison des pluies, (g) la durée moyenne des séquences sèches et (h) la durée moyenne des séquences humides.	64

- Figure 2.7.** Anomalies standardisées **(a)** du cumul saisonnier (S), **(b)** de l'occurrence des jours de pluies (O), **(c)** de l'intensité moyenne des pluies (I), **(d)** du démarrage de la saison des pluies (DSP), **(e)** de la cessation de la saison des pluies (FSP), **(f)** de la durée moyenne des séquences sèches (LSP), **(g)** de la durée moyenne des séquences sèche (DSS) et **(h)** de la durée moyenne des séquences humides (DSH) de la saison des pluies agronomiques. Les lignes pointillées indiquent les anomalies standardisées pour chacune des 136 stations et la ligne pleine superposée de ronds noirs représente l'indice régional SAI (= moyenne des 136 stations). 66
- Figure 2.8.** Comparaison des scores de degrés de liberté spatiale (DOF) et de variance temporelle des anomalies standardisées ($\text{var}[\text{SAI}]$) des DIS obtenus selon les différentes définitions de la saison des pluies et pour **(a-d)** l'ensemble de la période 1950-2000, **(b-e)** la période humide (1950-1969) et **(c-f)** la période sèche (1970-2000). Les scores de DOF et $\text{var}[\text{SAI}]$ sur la période sèche (1970-2000) sont calculés à partir d'un échantillonnage aléatoire (100 simulations) de 20 années afin de permettre une comparaison avec la période humide (1950-1969). La ligne en tiret (Fig. 2.7a à Fig. 2.7c) illustre la valeur théorique de DOF pour une matrice de bruit blanc de rang identique aux DIS des différentes périodes (51 x 136 et 20 x 136) et la ligne en pointillé (Fig. 2.7d à Fig 2.7f) indique la valeur de $\text{var}[\text{SAI}]$ correspondant à du bruit (1/136). 67
- Figure 2.9.** Évolution saisonnière de la cohérence spatiale quantifiée à partir de **(a)** la variance des anomalies standardisées ($\text{var}[\text{SAI}]$) et **(b)** le degré de liberté spatiale calculé sur des fenêtres glissantes de 30 jours entre le 1^{er} mai et le 1^{er} novembre sur la période 1950-2000. La ligne continue noire renseigne le cumul pluviométrique saisonnier (S), la ligne discontinue bleue documente l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) et la ligne discontinue rouge renseigne l'intensité moyenne des pluies (I). 69
- Figure 2.10.** Moyenne (ligne noire), minimum et maximum (tiret noir) du nombre de DOF pour l'ensemble des combinaisons de stations (entre 2 et 136) pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier, **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (> 1 mm), **(c)** l'intensité moyenne des pluies, **(d)** le démarrage de la saison des pluies et **(e)** la cessation de la saison des pluies, **(f)** la durée de la saison des pluies, **(g)** la durée moyenne des séquences sèches et **(h)** la durée moyenne des séquences humides. Les pointillés rouges indiquent le seuil de confiance à 90 %, 95 % et 99 % estimé à partir de 1 000 simulations aléatoires de matrice de bruit blanc de taille identique à celle des DIS (51 années x 136 stations). 70
- Figure 2.11.** Moyenne spatiale des corrélations (1950-2000) entre les 136 stations en fonction de la distance en kilomètres pour **(a)** les quantités de pluies pour chaque couple de stations uniquement les jours où il pleut plus d'1 mm aux deux stations, **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm et **(c)** l'intensité moyenne des pluies journalières intégrées sur des échelles temporelles de 5 jours, 10 jours, 20 jours, 30 jours et 60 jours entre avril et novembre. La ligne pointillée (rouge) indique le seuil de significativité des corrélations $1/e \sim 0.37$ 72
- Figure 2.12.** Évolution saisonnière de la cohérence spatiale estimée par la variance des anomalies standardisées ($\text{var}[\text{SAI}]$) sur des fenêtres glissantes de 3 jours (bleu), 5 jours (vert), 11 jours (rouge), 21 jours, 31 jours et 61 jours entre le 1^{er} avril et le 30 novembre sur la période 1950-2000 pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) et **(c)** l'intensité moyenne des pluies (I). 73
- Figure 2.13.** Structures spatiales de la première composante principale non filtrée pour chaque DIS (**panel de gauche**), et séries temporelles associées (**panel de droite**) de la première composante principale (CP) non filtrée (barres), basse fréquence (> 8 ans, ligne continue) et haute fréquence (< 8 ans, tirets) filtrée selon un filtre digital de type Butterworth. Les cercles en gras indiquent les corrélations significatives selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) au seuil de confiance de 95 %. 77

- Figure 2.14.** Distribution cumulée des corrélations temporelles (1950-2000) entre tous les couples de stations possibles pour **(a)** le cumul saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), **(c)** l'intensité moyenne des pluies journalières et **(d)** le démarrage agronomique de la saison des pluies (DSP). La *courbe noire* indique la fonction de distribution des corrélations observées, la *courbe rouge* représente la distribution des corrélations pour un ensemble de données aléatoires comprenant un seul signal climatique d'échelle régionale, la *courbe verte* présente la fonction de corrélation pour un ensemble de données aléatoires comprenant deux signaux indépendants d'échelle régionale. 79
- Figure 2.15.** Fréquence d'occurrence moyenne des pluies journalières > 1 mm cumulées sur **(a, d)** 2 jours avant et **(b, e)** 2 jours après le démarrage agronomique (panel de gauche) et méso-échelle (panel de droite) de la saison des pluies et **(c, f)** différence (b) – (a) et (e) – (d). Tous les champs ont été reportés selon une position relative considérant chaque station comme une station de référence aux coordonnées (0, 0). 80
- Figure 2.16.** Estimation des valeurs de **(a)** DOF et **(b)** de var[SAI] en modifiant la durée de la séquence humide initiale (LSH = 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 jours) et la quantité de pluie associée (C = 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35 et 40 mm), alors que le seuil de séquence sèche inférieure à 10 jours et la fenêtre de contrôle de 20 jours restent fixes. Médiane **(c)** des corrélations temporelles du DSP entre les 136 stations et **(d)** des biais moyens (différence entre date de DSP) estimés pour chaque combinaison de LSH (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 et 10 jours) et C (1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35 et 40 mm), alors que le seuil de séquence sèche inférieure à 10 jours et la fenêtre de contrôle de 20 jours restent fixes. 82
- Figure 2.17.** Date moyenne (1968-2000) du démarrage de la saison des pluies aux échelles régionale du *saut* de mousson, méso et agronomique. 83

CHAPITRE 3.

- Figure 3.1.** Corrélation temporelle entre les anomalies standardisées de TSO en JJAS du Hadley Center (2° x 2°) moyennée sur la période juin-septembre (JJAS) et les anomalies interannuelles de l'indice régional SAI **(a-c)** du cumul pluviométrique saisonnier (S), **(d-f)** de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), **(g-i)** du démarrage de la saison des pluies (DSP), **(j-l)** de la cessation de la saison des pluies (FSP), au sein de la saison agronomique, respectivement pour les périodes 1950-2000, 1950-1969 et 1970-2000. Seules les corrélations significatives au seuil de 95 % selon un test de Monte Carlo (10 000 simulations) sont présentées. 97
- Figure 3.2.** Champs moyens (1950-2000) des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies agronomique à partir de la moyenne d'ensemble des 24 membres du MCG ECHAM 4.5 (données brutes) : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP). 99
- Figure 3.3.** Biais moyens (simulations – observations) des descripteurs intrasaisonniers de la saison des pluies agronomique à partir de la moyenne d'ensemble des 24 simulations brutes issues du modèle ECHAM 4.5 (1950-2000) : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux > 1mm (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) pour la saison agronomique. Les observations correspondent à la moyenne des stations incluses dans les points de grille du MCG ECHAM 4.5. 100
- Figure 3.4.** Corrélations moyenne (136 stations x 24 simulations) entre les valeurs observées et simulées **(a)** du cumul saisonnier et **(b)** de l'occurrence des jours pluvieux de la saison agronomique à partir des sorties de précipitations brutes des 24 simulations issues du MCG ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000. Les corrélations sont calculées entre la chronique temporelle du point de grille ECHAM 4.5 et chacune des stations incluses dans ce dernier. Seules les valeurs significatives au seuil de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont représentées. 101

- Figure 3.5.** Anomalies standardisées des descripteurs intrasaisonniers : **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agricole. En pointillés rouges, l'indice sahélien (SAI) observé; en trait continu, la moyenne d'ensemble des 24 membres du modèle ECHAM 4.5. Les courbes grises représentent les 24 membres du modèle ECHAM 4.5. 102
- Figure 3.6.** Corrélations glissantes sur des fenêtres de 20 ans entre l'indice régional observé et simulé pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agricole. Les cercles indiquent les corrélations significatives à 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations). La courbe noire (bleue) représente les chroniques temporelles non filtrées (filtrées à haute fréquence < 8 ans). 103
- Figure 3.7.** Champs moyens (1950-2000) de la composante zonale et méridienne du vent à 925 hPa (vecteurs) et de la composante zonale du vent à 600 hPa (contours) intégrés sur la saison juin-juillet-août-septembre (JJAS), **(a)** dans le modèle ECHAM 4.5 et **(b)** dans les réanalyses NCEP 1.104
- Figure 3.8.** Potentiel de prévisibilité (%) pour les cumuls trimestriels : **(a)** janvier-mars (JFM), **(b)** avril-juin (AMJ), **(c)** juillet-septembre (JAS) et **(d)** octobre-novembre (OND) simulés par le MCGA ECHAM 4.5 (données brutes). Seules les valeurs significatives au seuil de 95 % selon un test *F* de Fischer-Snedecor sont représentées. 105
- Figure 3.9.** Potentiel de Prévisibilité (%) des DIS simulés par le MCGA ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000 (données brutes): **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), **(c)** le démarrage de la saison des pluies (DSP), **(d)** la cessation de la saison des pluies (FSP) de la saison agricole. Seules les valeurs significatives au seuil de 95 % selon un test *F* de Fischer-Snedecor sont représentées. 106
- Figure 3.10.** Champs de corrélations **(a-b)** homogènes du 1^{er} mode ACC des TSO observées synchrones (JJAS) et **(c-d)** hétérogènes du cumul saisonnier (S) et de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O) de la saison agricole des pluies. **(e-f)** Coefficients temporels d'expansion associés (barres : S et O observées ; courbes : TSO observées synchrones). Seules les valeurs de corrélations significatives au seuil de confiance de 95% selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont cartographiées. 109
- Figure 3.11.** Corrélations entre les valeurs observées et estimées à partir des TSO observées synchrones (JJAS) pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S) et **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O) de la saison des pluies agricole. 110
- Figure 3.12.** Score de performance de Heidke pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonniers (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O), de la saison agricole à partir du modèle de régression basé sur les TSO observées synchrones (JJAS). 111
- Figure 3.13.** Anomalie standardisée de l'indice WAMI (différence entre le module du vent à 925 hPa et le vent zonal à 200 hPa) calculé à partir des réanalyses NCEP 1, et simulé par MCG ECHAM 4.5 puis par un modèle statistique basé sur les TSO observées synchrones (JJAS) sur la période 1950-2000. 113
- Figure 3.14.** Champs de corrélations homogènes du 1^{er} mode canonique **(a)** des anomalies de TSO synchrones (JJAS), et hétérogènes **(b)** des composantes zonales et méridiennes du vent à 925 hPa (UV925) et **(d)** de la composante zonale du vent à 200 hPa (U200) à partir des réanalyses NCEP1 sur la période 1950-2000. La fenêtre sur laquelle est calculé l'indice WAMI est délimitée par les pointillés noirs (20°W-20°E – 3°N-13°N). **(c)** Coefficients temporels d'expansion associés (barres : TSO ; courbe : combinaison du vent zonal et méridien à 925 hPa (UV925) et du vent zonal à 200 hPa (U200)). Seules les valeurs de corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont cartographiées. 114
- Figure 3.15.** Identique à la Figure 3.14 mais pour le 2^{ème} mode canonique à partir des simulations du MCG ECHAM 4.5. 115

- Figure 3.16.** Champs de corrélations **(a)** homogènes (points de grille) en validation croisée du cumul saisonnier simulé à partir des précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5 et **(b)** hétérogènes (stations) du cumul saisonnier observé pour la saison agronomique du 1^{er} mode ACC. **(c)** Coefficients temporels associés (barres : cumuls saisonniers observés ; courbe : cumuls saisonniers simulés par le MCG ECHAM 4.5). Seules les corrélations significatives au seuil de 95% selon une procédure de Monte Carlo (1000 simulations) sont renseignées..... 118
- Figure 3.17.** Identique à la Figure 3.16 mais pour l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O)..... 118
- Figure 3.18.** Corrélations entre les valeurs observées et prédites à partir des DIS simulés par le MCG ECHAM 4.5 pour **(a)** le cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours pluvieux (O) de la saison agronomique à partir du schéma de prévision basé sur les précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5. 119
- Figure 3.19.** Score de performance de Heidke pour la prévision **(a)** du cumul pluviométrique saisonnier (S), **(b)** de l'occurrence des jours pluvieux (O), de la saison agronomique à partir du schéma de prévision basé sur les précipitations brutes du MCG ECHAM 4.5. 120
- Figure 3.20.** Champs de corrélations homogènes **(a)** de la combinaison du vent zonal et méridien à 925 hPa (UV925) et **(b)** de la composante du vent zonal à 200 hPa (U200). **(c)** Champ de corrélations hétérogènes du cumul pluviométrique saisonnier (S) de la saison agronomique associé au 1^{er} mode canonique sur la période 1950-2000. **(d)** Coefficients temporels associés (**barres** : cumuls pluviométriques saisonniers observés ; **courbe** : indice WAMI simulé par le MCG ECHAM 4.5) sur la période 1950-2000. Les aplats grisés indiquent les points de grille significatifs au seuil de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations)..... 122
- Figure 3.21.** Identique à la figure 3.24 mais pour l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O)..... 123
- ### CHAPITRE 4.
- Figure 4.1.** Carte d'Afrique de l'Ouest et localisation des 30 pluviographes (points bleus) au sein de l'observatoire méso-échelle AMMA-CATCH Niger. Les cercles noirs indiquent les 10 villages enquêtés et documentés par des données agronomiques durant les hivernages 2004, 2005, 2006 et 2007. 129
- Figure 4.2.** Cumuls saisonniers moyens (mai-octobre) de précipitations sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger sur la période 1990-2007 pour un réseau de 30 stations. La ligne horizontale en pointillés positionne la moyenne (497 mm/an) des précipitations (1990-2007). 130
- Figure 4.3.** Cycle végétatif et stades phénologiques des céréales simulés dans le modèle agronomique SARRA-H..... 134
- Figure 4.4.** Distribution des fréquences cumulées des quantités de pluies recueillies la veille et le jour du semis (échoué et réussi). 137
- Figure 4.5.** Cartographie du pourcentage de semis *en sec* pour chaque village sur la période 2004-2007.. 138
- Figure 4.6.** Distribution de la durée de la première séquence sèche suivant le semis réussi observé. Les barres noires (grises) indiquent la longueur de la séquence sèche lorsque la pluie de semis reçoit moins (plus) de 20 mm sur au moins deux jours. 139
- Figure 4.7.** Diagramme composite des précipitations journalières (barres grises) moyennées 15 jours avant et 30 jours après la date de référence (t_0) indiquant la date de semis pour **(a)** la date de semis réussis, **(b)** de la date de semis échoués et **(c)** la date de resemis et moyenne composite de l'indice de satisfaction des besoins en eau de la plante (CSTR ; ligne verte) à partir de la date de référence. Chronique de différence **(d)** entre les distributions de pluie (a) – (b) et **(e)** entre les indices CSTR (a) – (b) après élimination des variations diurnes (< 3 jours) par un filtre passe-bas de type Butterworth. Les lignes horizontales indiquent les seuils de significativité des différences selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations avec permutation aléatoire des dates de semis) avec un risque d'erreur inférieur à 5 %. 141
- Figure 4.8.** Distribution de l'occurrence des dates de semis et des vagues de semis 142

- Figure 4.9.** Nuages de points croisant la date de semis réussis observée et la date de semis réussis SARRA-H pour chaque année de la période 2004-2007 et chacun des 10 villages. La droite représente la relation 1:1..... 143
- Figure 4.10.** Distribution de la durée de la première séquence sèche suivant le semis réussi simulé. Les barres noires (grises) indiquent la longueur de la séquence sèche lorsque la pluie de semis reçoit moins (plus) de 20 mm sur au moins deux jours. 144
- Figure 4.11.** Date de démarrage moyen de la saison des pluies pour les définitions agronomiques (Sivakumar, Marteau, Benoît, Kowal, Ati), méso-échelle et régionale (*saut* de mousson) et dates de semis observées (semis réussis et vague de semis). 147
- Figure 4.12.** Distribution de la date de semis par parcelle en fonction de la date de démarrage de la saison des pluies agronomiques selon les critères **(a)** Sivakumar et **(b)** Marteau et **(c)** méso-échelle selon la latitude des villages. Les barres bleues indiquent le pourcentage de semis réalisés au moins 5 jours avant le démarrage de la saison des pluies, les barres vertes représente le pourcentage de semis réalisés au moment du démarrage de la saison des pluies dans un intervalle de plus ou moins 5 jours et les barres marrons indiquent le pourcentage de semis plus de 5 jours après le démarrage de la saison des pluies. Chaque barre représente une quantité de 100 %..... 149
- Figure 4.13.** Champ de pluie au moment de la première vague de semis (t_0) **(a)** le 29 avril 2004, **(b)** le 31 mai 2005 et **(c)** le 09 juin 2006 (2007 ne présentant pas de vagues de semis n'a pas été illustré et les structures spatiales de la convection profonde (OLR) associées aux dates d'occurrence de la vague de semis **(d)**, **(e)**, **(f)** respectivement. Les cercles gras indiquent les villages ayant semés au moment de cet événement pluvieux..... 151
- Figure 4.14.** Nuages de points entre **(a)** la date de démarrage de la saison des pluies Sivakumar et les rendements observés de mil, **(c)** la date de semis réussis et les rendements observés de mil, **(e)** la date de semis réussis et la biomasse aérienne à l'échelle parcellaire. Distribution des rendements pour **(b)** le démarrage de la saison agronomique Sivakumar précoce et tardif, **(d)** les semis précoces et tardifs et **(f)** la distribution de la biomasse aérienne pour les semis précoces et tardifs. Les DSP/semis précoces et tardifs ont été calculés par la technique des terciles. Les démarrages de la saison des pluies (semis) précoces apparaissent avant le 10 juin (1^{er} juin) et les DSP (semis) tardifs apparaissent après le 8 juillet (27 juin). 152
- Figure 4.15.** **(a)** Rendements simulés à partir du modèle SARRA-H pour 4 ensembles de dates de semis : les dates de semis observées en milieu agricole (S1), la date de démarrage méso-échelle de la saison des pluies (S2), la date de démarrage d'échelle locale Sivakumar (S3) et la date de semis idéale simulée (S4). **(b)** Comparaison des dates de semis observées et de semis idéal simulées par le modèle SARRAH (moyenne des 10 villages)..... 154
- Figure 4.16.** Rendements en grains (kg/ha) potentiels simulés à partir du modèle SARRA-H pour chaque jour entre le 15 avril et le 15 juillet de chaque année..... 155
- Figure 4.17.** Diagramme composite des précipitations journalières (barres grises) à partir de la moyenne des 10 villages, 15 jours avant et 120 jours après la date de référence (t_0) indiquant la date de semis et de l'indice de satisfaction des besoins en eau (courbe verte) de la plante (CSTR) à partir de la **(a)** date de semis réussis observés et **(b)** de la date de semis idéale pour l'année 2005. Les acronymes indiquent les phases phénologiques, (GER) la germination, (BVP) la phase juvénile, (PSP) la phase photosensible, (RPR) la phase de reproduction, (MATU1) la phase de floraison et (MATU2) la phase de maturité. 156
- Figure 4.18.** **(a-d)** Diagramme Hovmoëller de l'OLR journalier (Watt/m²) moyenné entre 10°E et 20°W et **(e-f)** distribution saisonnière des précipitations (moyenne des 10 villages) pour les années 2004 à 2007 entre le 1^{er} avril et le 31 octobre. 158
- Figure 4.19.** Distribution des séquences sèches supérieures à 7 jours à l'échelle villageoise (barres grises) surimposée à la série temporelle du premier mode intrasaisonnier de l'OLR filtré, selon un filtre passe-bande non-récurif sur la gamme de fréquence 10-60 jours (cercles noirs). Les lignes verticales pointillées délimitent les 6 stades phénologiques clés du cycle végétatif moyen du mil.... 159

LISTE DES TABLES

CHAPITRE 1.

Table 1.1. Statistiques agricoles sur la production (en tonnes) de mil et de sorgho en 1961 et 2007 (Source : FAOSTAT, http://www.faostat.fao.org/).....	17
Table 1.2. Récapitulatif des caractéristiques des quatre réseaux de stations répartis au sein de la bande sahélienne.....	30
Table 1.3. Récapitulatif des champs atmosphériques de réanalyses retenus dans l'étude.....	36
Table 1.4. Récapitulatif des caractéristiques et des variables utilisées pour les différents ensembles d'expériences du MCG ECHAM 4.5.	41

CHAPITRE 2.

Table 2.1. Caractéristiques moyennes et variabilité (écart-type, σ) des DIS pour la période 1950-2000 et pour chaque définition de saison pluvieuse fixe (MJJASO) et flexible (climatique, méso-échelle et agronomique). Les moyennes sont calculées pour chacune des 136 stations, puis moyennées, et l'écart-type correspond à la moyenne des écarts-types annuels.	50
Table 2.2. Répartition mensuelle des dates de démarrage et de retrait de la saison des pluies pour les définitions climatique, méso-échelle et agronomique entre avril et novembre pour l'ensemble des valeurs disponibles sur la période 1950-2000 au sein du réseau des 136 stations. Les valeurs modales des distributions ont été soulignées.	51
Table 2.3. Moyenne des corrélations entre les séries temporelles (1950-2000) du cumul saisonnier (S) et les DIS O, I, DSP, FSP, LSP, DSS, DSH) pour chaque couple de stations et durant la saison fixe MJJASO et les saisons variables climatique, méso-échelle et agronomique.....	53
Table 2.4. Moyenne spatiale des corrélations entre les séries temporelles (1950-2000) des DIS de la saison agronomique pour chaque stations.....	56
Table 2.5. Pourcentage de variance expliquée par la première composante principale filtrée à basse fréquence (BF > 8 ans), à haute fréquence (HF < 8 ans) et non filtrée.	75

CHAPITRE 3.

- Table 3.1.** Corrélations temporelles entre les DIS observés et les DIS simulés non filtrés et filtrés à haute et basse fréquence durant les périodes 1950-2000, 1950-1969, 1970-2000. Les valeurs de corrélations pour les cinq premières colonnes correspondent à la moyenne des corrélations de l'ensemble de 24 membres alors que la dernière colonne présente la corrélation entre l'indice régional observé et l'indice régional simulé (= moyenne d'ensemble). Le niveau de significativité aux seuils de confiance de 95 % et 99 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) sont notés respectivement **, ***. 102
- Table 3.2.** Indice de bonne prévision (GoF), score médian de corrélation (R) entre l'observation et les simulations (136 stations), score de Heidke et score de corrélation entre l'indice régional (SAI) observé et simulé du cumul saisonnier (S), de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), du démarrage (DSP) et de la fin (FSP) de saison des pluies agronomique à partir du MOS basé sur les TSO synchrones observées sur la période 1950-2000. Les valeurs entre parenthèses de la première colonne indiquent le nombre de modes EOF retenus pour la construction du modèle de prévision par ACC, tandis que celles de la dernière colonne donnent les scores de corrélation après suppression de la tendance linéaire. 110
- Table 3.3.** Table de contingence entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimées par le modèle de régression basé sur les TSO et celles observées durant la période 1950-2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles. 112
- Table 3.4.** Corrélation temporelle (1968-2000) entre l'indice de circulation de mousson WAMI dans les réanalyses NCEP 1, les simulations du MCG ECHAM 4.5 et à partir du modèle de régression TSO-WAMI NCEP 1. Les valeurs soulignées sont significatives au seuil de confiance de 95 % selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations). 116
- Table 3.5.** Table de contingence entre les anomalies interannuelles de l'indice régional WAMI (1968-2000) calculé dans les réanalyses NCEP 1 et dans les simulations du MCG ECHAM 4.5. 117
- Table 3.6.** Identique à la Table 3.2 mais pour le MOS basé sur les précipitations brutes issues du MCG ECHAM 4.5. 119
- Table 3.7.** Table de contingence entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimé par le MOS_{PLUIE} et celles de l'indice régional du cumul saisonnier observé entre 1968 et 2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles. 120
- Table 3.8.** Identique à la Table 3.2 mais pour le MOS basé sur la dynamique atmosphérique de la circulation de mousson via l'indice WAMI calculé à partir du MCG ECHAM 4.5 sur la période 1950-2000. 124
- Table 3.9.** Table de contingence obtenue entre les anomalies interannuelles standardisées de l'indice régional (SAI) du cumul saisonnier estimé par le MOS_{WAMI} et celles de l'indice régional du cumul saisonnier observé entre 1968 et 2000. La discrétisation en trois catégories (sec – normal – humide) est effectuée selon des terciles. 124

CHAPITRE 4.

- Table 4.1.** Date moyenne de semis observés et simulés. L'écart-type (en jours) est indiqué entre parenthèses. 143
- Table 4.2.** Date moyenne (2004-2007), écart-type et coefficient de variation (cv) du démarrage de la saison des pluies selon les 7 critères retenus calculé à partir des 10 villages enquêtés. 147
- Table 4.3.** Répartition en pourcentage des semis avant, pendant ou après la date de démarrage de la saison des pluies avec une marge d'erreur de +/- 5 jours. 148

LISTE DES ENCARTS

E.1.1. La méthode de calibration locale « <i>Local Scaling</i> »	33
E.1.2. Le générateur stochastique de temps	34
E.2.1. Corrélations linéaires et test de significativité	54
E.2.2. La Régression Linéaire Multiple (RLM)	55
E.2.3. Probabilités conditionnelles.....	62
E.2.4. L'Analyse en Composantes Principales (ACP).....	77
E.3.1. L'Analyse des Corrélations Canoniques	92
E.3.2. La validation croisée	93
E.3.3. Le score de Heidke	94
E.4.1. La méthode de pondération par le coefficient de corrélation (CCWM).....	130
E.4.2. Le test de Mann-Whitney.....	153

ANNEXES

ANNEXE A : Descriptifs des 136 stations soudano-sahéliennes	201
ANNEXE B : Atlas des descripteurs intrasaisonniers pour les saisons mai-octobre (MJJASO), climatique et méso-échelle.....	205
ANNEXE C : Résultats d'une ACP pour les DIS filtrés à basse (BF) et haute (HF) fréquence.....	210
ANNEXE D : Publication liée à la thèse	211

ANNEXE A : DESCRIPTIFS DES 136 STATIONS SOUDANO-SAHÉLIENNES

Le tableau ci-dessous identifie précisément les cent trente-six stations du réseau FRIEND-AOC utilisées dans cette étude puis document leur pays d'appartenance, leurs coordonnées géographiques et la profondeur temporelle des enregistrements pluviométriques à disposition pour chacune d'elles.

N°	Station	Pays	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)	Ouverture
1	Bamako ancien aéro	Mali	12.63	- 08.03	331	1919
2	Kayes	Mali	14.43	- 11.43	46	1895
3	Bandiagara	Mali	14.35	- 03.61	392	1907
4	Bankass	Mali	14.06	- 03.51	294	1950
5	Baroueli	Mali	13.06	- 06.83	309	1932
6	Bougouni	Mali	11.41	- 07.50	350	1921
7	Diema	Mali	14.55	- 09.18	252	1941
8	Dire	Mali	16.27	- 03.40	265	1935
9	Djenne	Mali	13.90	- 04.56	278	1921
10	Gao	Mali	16.26	- 00.05	258	1919
11	Goundam	Mali	16.41	- 03.66	269	1919
12	Gourbassi	Mali	13.40	- 11.63	79	1950
13	Hombori	Mali	15.28	- 01.70	287	1920
14	Kadiolo	Mali	10.55	- 05.76	350	1950
15	Katibougou	Mali	12.93	- 07.53	326	1937
16	Ke-Macina	Mali	13.95	- 05.36	277	1926
17	Kignan	Mali	11.85	- 06.01	348	1950
18	Kimparana	Mali	12.83	- 04.93	297	1950
19	Kita	Mali	13.06	- 09.46	328	1931
20	Kogoni	Mali	14.73	- 06.03	273	1950
21	Kolokani	Mali	13.58	- 08.03	399	1923
22	Koutiala	Mali	12.38	- 05.46	344	1921
23	Menaka	Mali	15.86	02.21	278	1923
24	Mopti-aéro	Mali	14.51	- 04.10	271	1921
25	Nioro du Sahel	Mali	15.23	- 09.60	235	1919
26	Sagabari	Mali	12.60	- 09.80	332	1950
27	San	Mali	13.33	- 04.80	283	1921
28	Segou	Mali	13.40	- 06.15	288	1907
29	Sikasso	Mali	11.35	- 05.68	374	1907
30	Tombouctou aéro	Mali	16.71	- 03.00	263	1897
31	Toukoto	Mali	13.45	- 09.90	177	1932
32	Yanfolila	Mali	11.18	- 08.15	335	1950
33	Yelimane	Mali	15.11	- 10.56	97	1919
34	Bam (Tourcoing)	Burkina Faso	13.33	- 01.50	264	1946
35	Banfora	Burkina Faso	10.63	- 04.76	284	1921
36	Batie	Burkina Faso	09.88	- 02.91	298	1944
37	Bobo-dioulasso	Burkina Faso	11.16	- 04.31	459	1907
38	Bogande	Burkina Faso	12.98	- 00.13	250	1948
39	Boromo	Burkina Faso	11.75	- 02.93	270	1922
40	Boulsa	Burkina Faso	12.65	- 00.56	313	1950
40	Dano	Burkina Faso	11.15	- 03.06	290	1950
42	Dedougou	Burkina Faso	12.46	- 03.46	308	1922
43	Diapaga	Burkina Faso	12.06	01.78	270	1930

44	Diebougou	Burkina Faso	10.96	- 03.25	294	1930
45	Dionkele-n'dorola	Burkina Faso	11.75	- 04.81	342	1950
46	Dori	Burkina Faso	14.03	- 00.03	288	1920
47	Fada N Gourma	Burkina Faso	12.03	- 00.36	308	1919
48	Gaoua	Burkina Faso	10.33	- 03.18	333	1908
49	Gorgadji	Burkina Faso	14.03	- 00.51	302	1950
50	Gorom-Gorom	Burkina Faso	14.45	- 00.23	380	1950
51	Hounde	Burkina Faso	11.48	- 03.51	324	1921
52	Kamboince	Burkina Faso	12.46	- 01.55	300	1950
53	Kampti	Burkina Faso	10.13	- 03.46	340	1950
54	Kaya	Burkina Faso	13.10	- 01.08	313	1919
55	Kombissiri	Burkina Faso	12.06	- 01.33	275	1950
56	Koudougou	Burkina Faso	12.25	- 02.36	250	1919
57	Koupela	Burkina Faso	12.18	- 00.35	275	1923
58	Manga	Burkina Faso	11.66	- 01.06	286	1949
59	Niangoloko	Burkina Faso	10.26	- 04.91	320	1950
60	Nouna	Burkina Faso	12.73	- 03.86	280	1940
61	Orodara	Burkina Faso	10.98	- 04.91	523	1950
62	Ouagadougou-ville	Burkina Faso	12.36	- 01.51	296	1921
63	Ouahigouya	Burkina Faso	13.58	- 02.43	329	1920
64	Ouargaye	Burkina Faso	11.53	00.01	285	1950
65	Pama	Burkina Faso	11.25	00.70	230	1949
66	Po	Burkina Faso	11.16	- 01.15	326	1942
67	Saba	Burkina Faso	12.36	- 01.41	300	1950
68	Saria	Burkina Faso	12.26	- 02.15	300	1944
69	Seguenega	Burkina Faso	13.43	- 01.96	307	1950
70	Sideradougou	Burkina Faso	10.68	- 04.25	319	1950
71	Tenkodogo	Burkina Faso	11.76	- 00.38	302	1921
72	Tougan	Burkina Faso	13.08	- 03.06	305	1921
73	Tougouri	Burkina Faso	13.31	- 00.50	280	1950
74	Zabre	Burkina Faso	11.16	- 00.60	296	1950
75	Podor	Sénégal	16.65	- 14.96	6	1918
76	Saint-Louis aero	Sénégal	16.05	- 16.45	4	1950
77	Louga	Sénégal	15.61	- 16.21	38	1918
78	Kebemer	Sénégal	15.36	- 16.45	40	1945
79	Linguere	Sénégal	15.38	- 15.11	20	1933
80	Matam	Sénégal	15.65	- 13.25	15	1918
81	Bakel	Sénégal	14.90	- 12.46	25	1918
82	Bambey	Sénégal	14.70	- 16.46	20	1923
83	Thies	Sénégal	14.80	- 16.95	71	1918
84	Tivouane	Sénégal	14.95	- 16.81	55	1918
85	Dakar-Yoff	Sénégal	14.73	- 17.50	27	1947
86	Diourbel	Sénégal	14.65	- 16.23	7	1919
87	Mbacké	Sénégal	14.80	- 15.91	41	1934
88	Sadio	Sénégal	14.80	- 15.55	22	1949
89	Fatick	Sénégal	14.33	- 16.40	6	1918
90	Gossas	Sénégal	14.50	- 16.08	21	1950
91	Kaolack	Sénégal	14.13	- 16.06	6	1918
92	Nioro du Rip	Sénégal	13.73	- 15.78	18	1931
93	Kaffrine	Sénégal	14.10	- 15.55	11	1922
94	Koungheul	Sénégal	13.96	- 14.83	11	1931
95	Tambacounda	Sénégal	13.76	- 13.68	49	1919
96	Goudiry	Sénégal	14.18	- 12.71	59	1940
97	Kidira	Sénégal	14.46	- 12.21	35	1930
98	Velingara	Sénégal	13.15	- 14.10	38	1932
99	Diouloulou	Sénégal	13.03	- 16.58	12	1935
100	Oussouye	Sénégal	12.48	- 16.53	15	1931
101	Ziguinchor	Sénégal	12.55	- 16.26	26	1918

102	Kolda	Sénégal	12.88	- 14.96	35	1922
103	Kedougou	Sénégal	12.56	- 12.21	178	1918
104	Agadez	Niger	16.97	7.98	501	1921
105	Ayorou	Niger	14.75	0.85	223	1950
106	BirniNgaoure	Niger	13.08	2.90	188	1950
107	BirniNKazoe	Niger	14.18	10.00	400	1950
108	BirniNKonni	Niger	13.80	5.28	272	1933
109	Bouza	Niger	14.41	6.05	300	1950
110	Chetimari	Niger	13.30	12.50	320	1950
111	Dogondoutchi	Niger	13.63	4.00	230	1923
112	Dosso	Niger	13.01	3.18	218	1931
113	Filingue	Niger	14.38	3.30	300	1931
114	Gaya	Niger	11.88	3.45	202	1931
115	Gazaoua	Niger	13.52	7.91	350	1950
116	Gotheye	Niger	13.81	1.58	220	1950
117	Goure	Niger	13.98	10.30	459	1936
118	Gueskerou	Niger	13.48	12.85	279	1950
119	Guidimouni	Niger	13.69	9.55	370	1950
120	Illela	Niger	14.46	5.25	320	1950
121	Ingall	Niger	16.78	6.90	450	1950
122	Kanambakatche	Niger	13.86	7.81	350	1950
123	Keita	Niger	14.75	5.75	400	1950
124	Kolo	Niger	13.30	2.35	210	1931
125	Madaoua	Niger	14.11	5.98	330	1936
126	Magaria	Niger	12.98	8.93	360	1928
127	Maine Soroa	Niger	13.23	11.98	338	1936
128	Mallaoua	Niger	13.01	9.60	360	1950
129	Mangaize	Niger	14.80	2.03	250	1950
130	Maradi	Niger	13.46	7.08	368	1931
131	Makara	Niger	13.08	7.06	350	1950
132	Myrriah	Niger	13.71	9.15	370	1943
133	NGuigmi	Niger	14.25	13.11	286	1921
134	Niamey aero	Niger	13.48	2.16	222	1943
135	Ouallam	Niger	14.31	2.08	250	1944
136	Torodi	Niger	13.11	1.80	215	1950

ANNEXE B : ATLAS DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS POUR LES SAISONS MAI-OCTOBRE (MJJASO), CLIMATIQUE ET MÉSO-ÉCHELLE

Pour compléter l'analyse des caractéristiques moyennes des descripteurs intrasaisonniers (S, O, I, DSP, FSP, LSP, DSS et DSH) de la saison des pluies agronomique présentées dans le chapitre 2, un atlas de ces mêmes descripteurs est réalisé dans cette annexe pour les saisons fixe (**MJJASO**) et flexible, **climatique** et **méso-échelle**. De manière générale et quelle que soit la définition de la saison, les configurations spatiales moyennes des DIS présentent des gradients similaires, seules les valeurs moyennes varient.

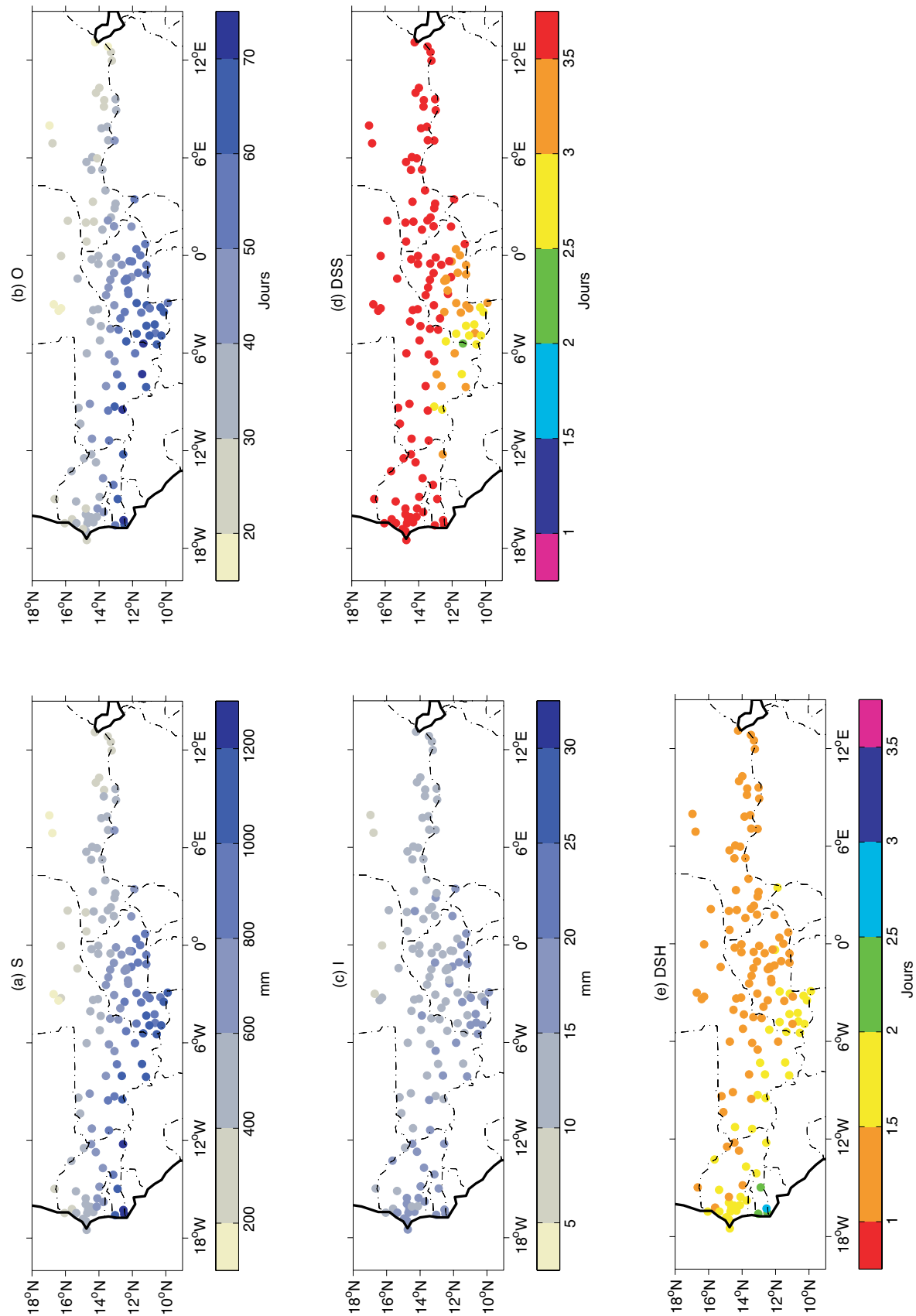


Figure A. Cartes moyennes (1950-2000) des cinq descripteurs climatiques intrasaisonniers de la **saison des pluies MJJASO** : (a) le cumul saisonnier (S), (b) l'occurrence des jours de pluies > 1 mm (O), (c) l'intensité moyenne des pluies journalières (I), (d) la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et (e) humides (DSH).

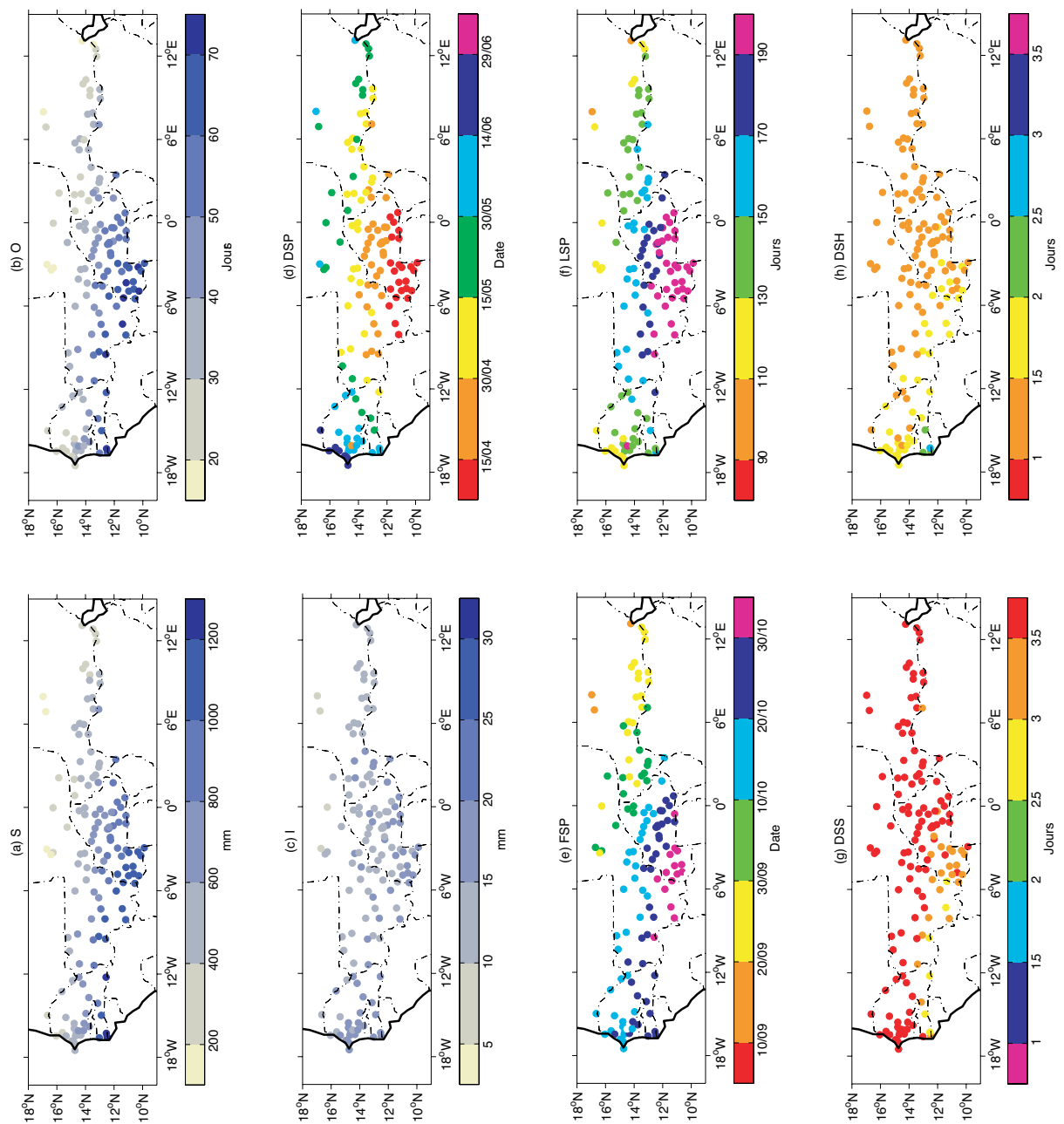


Figure B. Cartes moyennes (1950-2000) des huit descripteurs climatiques intrasaisonniers de la **saison des pluies climatique** : **(a)** le cumul saisonnier (S), **(b)** l'occurrence des jours de pluies > 1 mm (O), **(c)** l'intensité moyenne des pluies (I), **(d)** le démarrage (DSP) et **(e)** la fin (FSP) de la saison des pluies, **(f)** la longueur de la saison (LSP), **(g)** la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et **(h)** humides (DSH).

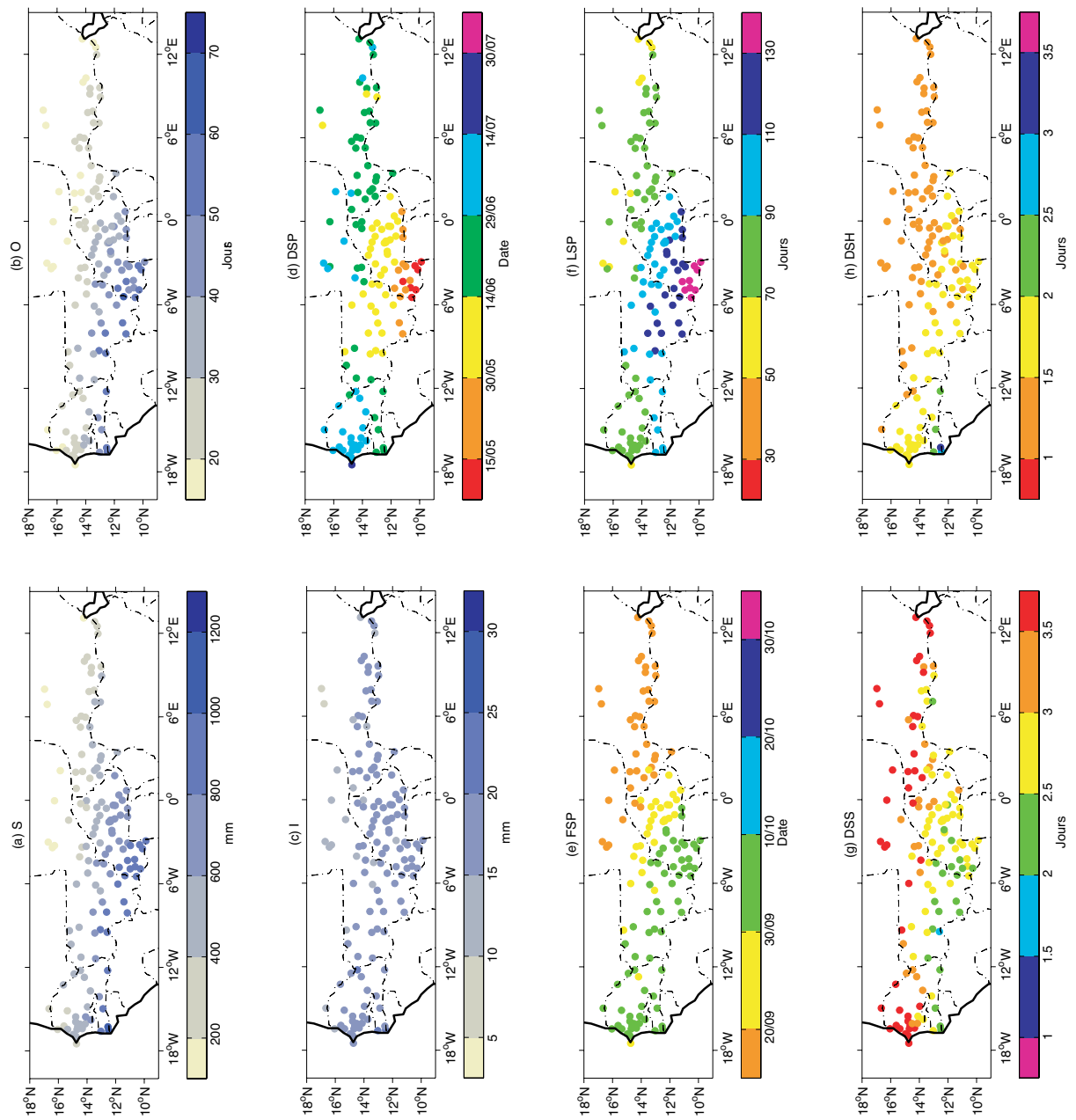


Figure C. Identique à la Figure B mais pour la saison des pluies méso-échelle.

ANNEXE C : RÉSULTATS D'UNE ACP POUR LES DIS FILTRÉS À BASSE (BF) ET HAUTE (HF) FRÉQUENCE

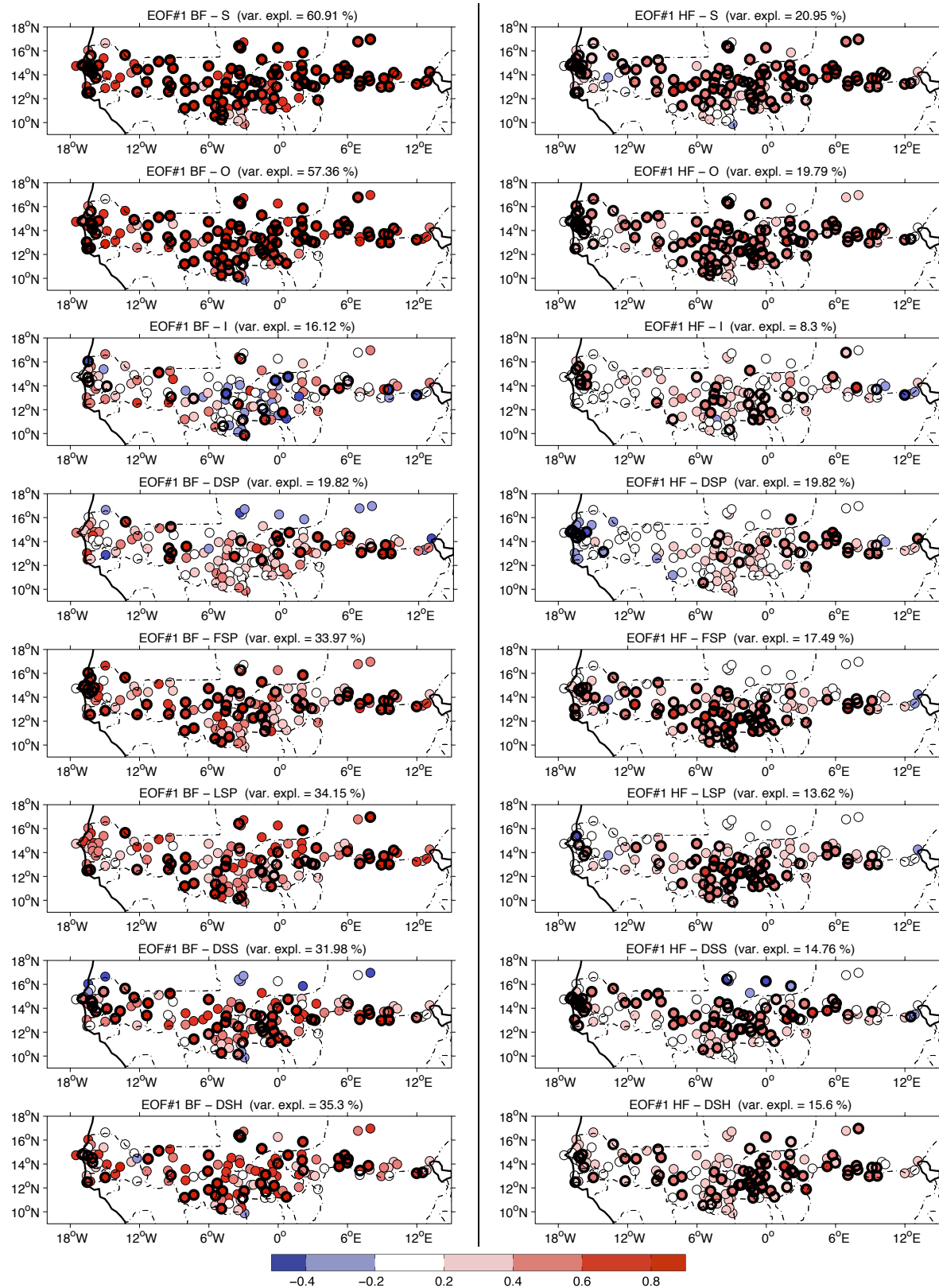


Figure D. Structures spatiales du 1^{er} mode ACP pour chaque descripteur intrasaisonnier filtré à basse fréquence – BF – (> 8 ans ; panel de gauche) et à haute fréquence – HF – (< 8 ans ; panel de droite) selon un filtre digital de type Butterworth. Les cercles gras indiquent les corrélations significatives selon un test de Monte Carlo (1 000 simulations) au seuil de confiance de 95 %.

ANNEXE D : PUBLICATION LIÉE À LA THÈSE

Référence 1: Marteau *et al.* (2009) : Spatial coherence of monsoon onset over the Western and Central Sahel (1950-2000). *Journal of Climate*, 22, 1313-1324.

RÉSUMÉ : La cohérence spatiale du démarrage de la saison des pluies, durant la période mai-juillet au Sahel occidental et central (Sénégal, Mali et Burkina-Faso), a été analysée à partir d'un réseau de 103 stations pluviométriques disposant d'enregistrements journaliers sur la période 1950-2000. La date de démarrage de la saison des pluies définie d'un point de vue agronomique correspond au premier jour humide (> 1 mm), après le 1er mai, où la pluviométrie cumulée sur au moins deux jours atteint un minimum de 20 mm sans enregistrer durant les 30 jours qui suivent, une séquence sèche supérieure à 7 jours et recevant moins de 5 mm. Le changement de durée et/ou d'intensité de la séquence humide initiale, ou encore de longueur de la séquence sèche qui suit, modifie visiblement la date moyenne du démarrage de la saison des pluies mais n'a qu'un faible impact sur sa variabilité interannuelle et sur sa cohérence spatiale. Le démarrage agronomique de la saison des pluies présente un gradient classique depuis le sud du Burkina Faso (mi-mai) vers le nord-ouest de Sénégal et les marges sahariennes (début août). Localement, la variabilité interannuelle de la date de démarrage de la saison des pluies n'est pas cohérente dans l'espace. La part de signal commun ou covariant entre les stations est bien plus faible que le bruit interstation. Par conséquent, au Sahel occidental et central, la prévisibilité saisonnière du démarrage de la saison des pluies à l'échelle locale associée, par exemple, aux températures de surface océaniques, est, au mieux, faible.

Spatial Coherence of Monsoon Onset over Western and Central Sahel (1950–2000)

ROMAIN MARTEAU

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS, Université de Bourgogne, Dijon, France

VINCENT MORON

CEREGE, UMR 6635, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, and UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, Aix en Provence, France, and International Research Institute for Climate and Society, Columbia University, New York, New York, and Institut Universitaire de France, Paris, France

NATHALIE PHILIPPON

Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS, Université de Bourgogne, Dijon, France

(Manuscript received 17 December 2007, in final form 5 September 2008)

ABSTRACT

The spatial coherence of boreal monsoon onset over the western and central Sahel (Senegal, Mali, Burkina Faso) is studied through the analysis of daily rainfall data for 103 stations from 1950 to 2000. Onset date is defined using a local agronomic definition, that is, the first wet day (>1 mm) of 1 or 2 consecutive days receiving at least 20 mm without a 7-day dry spell receiving less than 5 mm in the following 20 days. Changing either the length or the amplitude of the initial wet spell, or both, or the length of the following dry spell modifies the long-term mean of local-scale onset date but has only a weak impact either on its interannual variability or its spatial coherence. Onset date exhibits a seasonal progression from southern Burkina Faso (mid-May) to northwestern Senegal and Saharian edges (early August). Interannual variability of the local-scale onset date does not seem to be strongly spatially coherent. The amount of common or covariant signal across the stations is far weaker than the interstation noise at the interannual time scale. In particular, a systematic spatially consistent advance or delay of the onset is hardly observed across the whole western and central Sahel. In consequence, the seasonal predictability of local-scale onset over the western and central Sahel associated, for example, with large-scale sea surface temperatures, is, at best, weak.

1. Introduction

The rainy season over the Sahelian belt spans only few months, mainly from July to September (Lamb 1978; Nicholson 1979, 1980), and is associated with the latitudinal shift of the whole monsoon system. Previous work has shown that the northward shift, which determines the large-scale onset of the rainy season across the Sudanian and Sahelian belts, usually occurs at the end of June as an abrupt jump between Guinean (i.e., 5° – 8° N) and Sahelian (i.e., 10° – 14° N) latitudes (Sultan

and Janicot 2000, 2003; Sultan et al. 2003; Fontaine and Louvet 2006). The monsoon withdrawal in late September over the Sahelian belt is much smoother (Sultan and Janicot 2000). “Preonset” scattered rains could occur over the Sahelian belt before the large-scale south–north jump, while most of the Sahelian seasonal rainfall are associated with westward-moving squall lines (SLs) with mean horizontal extent of ~ 500 km and propagation speed of 10 – 15 m s^{-1} (i.e., Martin and Schreiner 1981; D’Amato and Lebel 1998; Laurent et al. 1998; Mathon et al. 2002).

The timing of the start of the rainy season is crucial for deciding when to plant crops (Sivakumar 1992). This is of particular importance for the Sahelian belt where the economy is mostly based on rain-fed agriculture, with a weak capacity to mitigate adverse effects of interannual variability of rainfall (Ingram et al. 2002).

Corresponding author address: Romain Marteau, Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5210 CNRS, Faculté des Sciences Gabriel, Université de Bourgogne, 6 Blvd. Gabriel, 21000 Dijon, France.
E-mail: romain.marteau@u-bourgogne.fr

In that context, any reliable prediction of the local-scale onset date would be of a great value to assist on-time preparation of farmlands and mobilization of seed, manpower, and equipment, and would also reduce the risks of planting at an unfavorable time (Omotosho et al. 2000). Sultan et al. (2005) clearly demonstrated that the “ideal” sowing date, that is, the one leading to the highest yields, is close to the large-scale onset date, defined as the northward jump of the intertropical convergence zone (ITCZ).

The definition of the onset of the rainy season over West Africa has generally followed two approaches: (i) a local-scale one and (ii) a large-scale one. Methods for detecting the onset of the rainy season at the local scale have been proposed as early as the 1970's for specific Sahelian settings (in Niger mainly: Davy et al. 1976; Benoit 1977). Most methods rely on in situ daily measurements of rainfall meeting subjective thresholds (Davy et al. 1976; Stern et al. 1981; Sivakumar 1988; Jolliffe and Sarria-Dodd 1994; Balme et al. 2005). These empirical thresholds are chosen according to the climatological properties of the rainy season as well as agronomic criteria (these points will be detailed in section 3). In this approach, the onset is primarily assumed as a change in the properties, frequency, and/or intensity of rainfall events associated with the arrival of the monsoon air mass. Other parameters have also been taken into consideration to detect local onsets, such as evapotranspiration (Benoit 1977; Ati et al. 2002).

A more recent large-scale approach is based on sub-continental indexes of observed rainfall or rainfall proxies such as outgoing longwave radiation (OLR) (Sultan and Janicot 2000). The seasonal cycles of pentad rainfall averaged over West African longitudes (e.g., 10°W–10°E) show an alternation of steep increases and pauses (Louvot et al. 2003) during its northward progression. One of these pulses appears to be associated with the abrupt northward shift of the ITCZ, the so-called ITCZ jump (Sultan and Janicot 2000). The onset is thus only defined from the planetary-scale northward shift of the monsoon, and a single date is given for a given band of longitudes.

The approach of Camberlin and Diop (2003) can be viewed as an intermediate approach. In their study, an empirical orthogonal function (EOF) analysis is applied to local-scale, daily rainfall anomalies in Senegal for a multiyear period. A single onset date was then computed for the whole country as the minimum of the cumulative sum of the leading principal component (PC) time series on a yearly basis. This date is representative of the local-scale onset dates for the stations highly correlated with the leading PC, and part of local-

scale interstation noise is filtered out through the spatial weighting provided by the EOF.

This brief review demonstrates that at least two different strategies are used to define the onset. The local-scale definition is clearly the most suitable for end users so that they can use the information as a valuable decision-making parameter. In that context, three important related questions are explored in this paper:

- 1) How pertinent is the local-scale definition, proposed in previous studies for specific settings across the Sahel, for a larger longitudinal belt? The previous definitions are based on subjective thresholds chosen according to climatological and/or agronomic features. The sensitivity of the onset date (in terms of mean and interannual variability) to this parameterization has never been evaluated.
- 2) To what extent do the average and local-scale onset date match with the regional-scale [i.e., as defined by Sultan and Janicot (2000)] ones? Is the abrupt jump of the ITCZ noticeable across the network? These issues are related to the shape and intensity of potential modes of variability of onset date. They are also intrinsically related to the intensity of the spatial coherence and potential predictability of onset date.
- 3) The spatial coherence of a phenomenon is partly indicative of its potential predictability: It is, indeed, expected that global- or regional-scale sea surface temperatures anomalies should induce a rather smooth, roughly spatially uniform, anomalous signal at regional scale, at least for a flat area such as the Sahel (Moron et al. 2006, 2007). As forecasts of the rainy season onset is desired by user communities, an estimate of its potential predictability is a first step toward this goal.

These three issues are analyzed from a 103 rain gauge network covering western and central Sahel (Senegal, Mali, and Burkina Faso) from 1950 to 2000. Section 2 describes the different daily rainfall datasets. Section 3 provides the main results in terms of (i) definition of the local-scale onset date, (ii) climatological mean and characteristics of the rainfall field before and after the onset, and (iii) interannual variability and spatial coherence of onset date. Conclusions are given in section 4.

2. Daily rainfall data

The daily rainfall analyzed in this study come from two different databases: (i) the Flow Regimes from International Experimental and Network Data–Afrique de l'Ouest et Centrale (FRIEND–AOC) group (<http://armspark.msem.univ-montp2.fr/FRIENDAOC/>) and (ii) the Senegalese Direction de la Météorologie Nationale

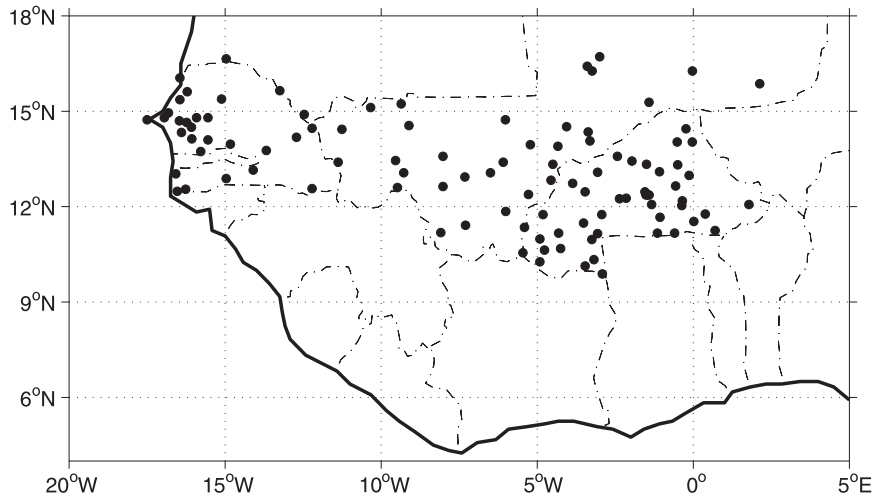


FIG. 1. Location of the 103 Sahelian rain gauges used in this study.

(DMN), which provided us with in situ daily data from 103 stations for the period from 1950 to 2000 (Fig. 1).

a. Rainfall data

Data from 33 stations in Mali and 41 stations in Burkina Faso were compiled by the FRIEND-AOC group from various sources: Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique (ASECNA), National Meteorological Offices, and Comité InterAfricain d'Etudes Hydrauliques (CIEH).

Daily rainfall amounts recorded at 29 stations come from the Senegal DMN. Most of the stations are located in the western part of the country while the eastern part is less sampled (Fig. 1).

b. Filling the missing values

Missing daily rainfall observations (less than 3%) were replaced with a local scaling (Widmann et al. 2003; Ines and Hansen 2006; Schmidli et al. 2006) of daily 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) rainfall. For each station, the closest ERA-40 grid point is chosen, and its daily rainfall is scaled so that the frequency of occurrence of wet day > 1 mm and the mean intensity of daily rainfall during wet days match the long-term monthly mean of the available data. Missing entries are then replaced by the calibrated ERA-40 rainfall for these particular days. Note that replacing the missing entries from May to October with a simple stochastic weather generator (Wilks 1999) leads to very similar results.

3. Results

a. Agronomic definition of onset

The local-scale agronomic definition of the onset is the most relevant to agriculture management. This definition is based on local-scale daily rainfall using empirical thresholds of rainfall that ensure enough soil moisture during planting and growing periods to avoid crop failure (Walter 1967; Omotosho 1990, 1992; Omotosho et al. 2000). Table 1 lists the different thresholds used in selected previous studies dedicated to the Sahelian domain. Most of the studies agree on two criteria: (i) 1 or 2 consecutive days receiving at least 20–25 mm of rainfall and (ii) no 7-day dry spell in the following 30 days from the onset. The threshold of 20 mm amount was adopted following a study by the International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (ICRISAT) dedicated to millet in Niger (Davy et al. 1976; Sivakumar 1992) and corresponds to the minimum water requirement for crop survival. Considering at least two consecutive days is a reasonable choice to take into account a rain event that occurs across the recording time (usually between 0700 and 0900 local time). In fact, SLs develop themselves mainly in late afternoon and persist sometimes during the night (Martin and Schreiner 1981). The 7-day dry spell after the onset is known as the “control period” and prevents against “false” onsets that have disastrous consequences on germination and crop development (Sivakumar 1992), which requires farmers to sow again when the seed stock is usually small (Diop 1996). Moreover, anything less than 50% of the weekly crop water requirement (CWR) will likely lead to crop failure (i.e., Omotosho et al. 2000). The CWR equals at

TABLE 1. Criteria of the agronomic definitions of the local-scale onset date of the rainy season used in selected previous studies. All of these definitions start from daily rainfall observed at rain gauge stations.

Authors	Data	Details of definitions	Study area	Number of stations	Study period
Stern et al. (1981)	Daily rainfall	2 successive days Receiving at least 20 mm	Transect south–north Benin, Nigeria, Niger, Mali	11	1934–65
Sivakumar (1988)	Daily rainfall	3 consecutive days Accumulating at least 20 mm No dry period of 7 or more consecutive days in the following 30 days	Niger Burkina Faso	58	25 yr (not specified)
Omosho (1990, 1992)	Daily rainfall	First 4 falls receiving at least 10 mm No dry spell of 7 days between any 2 such rains	Northern Nigeria and West Africa	3	1973–88
Dodd and Jolliffe (2001)	Daily rainfall	5 consecutive days (with at least two other wet days in the period) Accumulating at least 25 mm No dry period of 7 or more consecutive days in the following 30 days	Burkina Faso	22	1902–89

least 10 mm across the Sahel, leading to a threshold of 5 mm in 7 days to define a dangerous limit for crop survival after the first rains.

In the current study, a wet (dry) day is defined as a day receiving more (less) than 1 mm (Diop 1999) because (i) rainfall amounts between 0 and 1 mm are not equally reported across countries and stations (i.e., synoptic or not) and (ii) considering daily amounts of less than 1 mm usually increases the interstation noise (Moron et al. 2007) when determining onset. The onset date (OD) is defined here as the first wet day of 1 or 2 consecutive days receiving at least 20 mm without any 7-day dry spell receiving less than 5 mm during the following 20 days counted from the onset. OD is computed from 1 May. These criteria are obviously too restrictive for the driest stations and years. While less than 0.4% of station–year do not experience any two days receiving at least 20 mm during the May–November season, 8.6% of onset is undefined when the post-onset 7-day dry spell receiving less than 5 mm in the following 20 days is included in the definition. This percentage reaches 19% when the control period length is extended to 30 days from the initial wet spell. A window of 20 days is thus retained as a compromise between the need to consider “false” starts and a too restrictive threshold that excludes many stations and years. Undefined onset dates still account for 40% of years for the 14 stations north of 15°N. In most of these cases, no rainy season is actually experienced, with scattered rainy events spread across the season. In the following analyses (except for EOF in section 3d), the undefined onset dates (8.6%) are replaced by the latest available onset date observed across the network for the given year, weakly increasing

the spatial coherence over the northern edge of the domain.

Figure 2a displays the mean onset dates averaged over the 51 years. The mean OD exhibits a rather regular northward shift mixed with a secondary northwestward one over Senegal, from mid-May (south Burkina Faso) to early August (northwest Senegal and central-northern Mali). Respectively, 17.9%, 31.4%, 36.1%, and 12.7% of onset occur in May, June, July, and August (Fig. 2b).

b. Mean characteristics of rainfall field before and after the onset

Figure 3 shows the mean characteristics of the rainfall field averaged over the 15 days before and 15 days after the local-scale OD. These periods are extracted for each station on a yearly basis, and the frequencies of occurrence of wet days receiving between 1 and 20 mm and > 20 mm are computed (Figs. 3a–d) as well as the mean length of the wet and dry spells (Figs. 3e–h).

Before the onset, the frequency of occurrence of wet days receiving between 1 and 20 mm is far from zero (usually 10%–20%). By contrast, the frequency of occurrence of wet days receiving > 20 mm is very low (1%–4%), but this is almost fully explained by the criteria used to define OD (see section 3a). The mean dry spell length is rather homogeneous, usually between 4 and 6 days, without any clear northward increase (Fig. 3g). Similarly, the mean wet spell length is rather spatially uniform, between 1 and 2 days, still without any clear northward decrease (Fig. 3e).

From the onset, the frequency of occurrence of wet days receiving between 1 and 20 mm increases smoothly

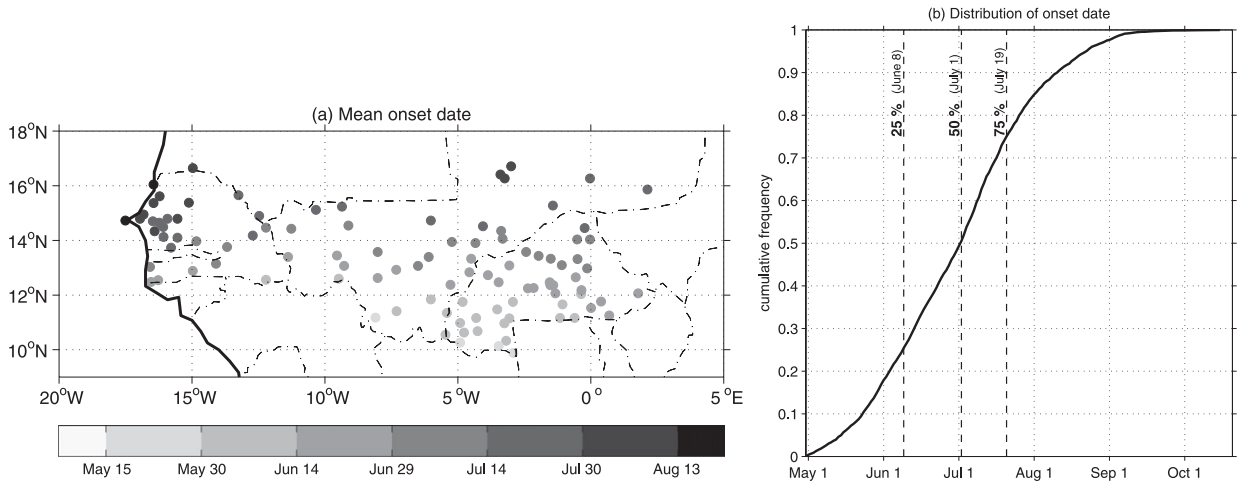


FIG. 2. (a) Climatological (1950–2000) local-scale onset date and (b) distribution of cumulative frequency of the local onset date (25, 50, and 75 percentiles are indicated by vertical dashed line).

by a factor of 2, while the frequency of occurrence of wet days > 20 mm is roughly multiplied by 5. The multiplication of wet days breaks up the dry spells, which are consistently shorter than before the onset (fewer than 3 days except for several northern stations, Figs. 3g,h), while the mean wet spell length remains shorter than 2 days (Figs. 3e,f). In other terms, at local scale, the onset is usually associated with more and wetter rainy days afterward, but those wet days remain rather isolated or clustered into 2-day wet sequences. This could be related to the dominant influence of SLs and the usual scarcity of long-lasting wet spells at these latitudes.

Figure 4 further illustrates the relative rainfall field near the onset date, in particular its spatial pattern. For each station and each year, the frequency of occurrence of daily rainfall > 1 mm for 2 days before (Fig. 4a) and after (Fig. 4b) the local-scale onset (and their difference, Fig. 4c) is computed for the whole rainfall field relocated relative to the reference station [i.e., the (0,0) location on Fig. 4]. In other words, Figs. 4b,c illustrate the spatial coherence of the “first kind,” that is, the frequency of occurrence of a wet day around a station when its onset occurs. Figure 4a is roughly similar to the mean climatological pattern of frequency of occurrence, that is, a northward gradient, also visible in the mean onset date (Fig. 2). Considering the long-term mean of the frequency of occurrence of any other sample of 2 days leads roughly to the same pattern except that the spatial mean varies according to the seasonal cycle of rainfall (not shown). The occurrence of local-scale OD slightly alters this pattern (Fig. 4b), mostly through an increase of the frequency of occurrence of an elongated west-southwest–east-northeast shape around the refer-

ence station (Fig. 4c). A small asymmetric surface of 3° – 4° ($\sim 1^{\circ}$) in longitude by 2° ($\sim 1^{\circ}$) in latitude around the reference station exhibits significant (at the two-sided 90% level according to a Student’s t test) increase of the frequency of occurrence for 75% (90%) of the time between pre- and post-onset 2 days (Fig. 4c). Thus, Fig. 4 suggests that local-scale OD seems hardly related to coherent space–time propagating features at meso- or synoptic scale and/or even the planetary scale because neither regular northward (possibly associated with an abrupt jump of the ITCZ) nor westward (possibly associated with a SL) progression appears between Fig. 4a and Fig. 4b. Increasing the length of the time period averaged before and after onset to 5, 10, 20, and 30 days is associated with a wider \sim west–east belt of increased frequency of occurrence of rainfall, probably in relation with the mean northward shift of the overall rain belt, especially for periods lasting at least 10 days (not shown).

c. Spatial coherence of the onset date at interannual time scale

The spatial coherence of the “second kind” is the possible systematic modulation of onset dates (or any other seasonal characteristic) at interannual time scale. Note that a weak spatial coherence of the first kind (section 3b) does not necessarily forbid this effect because a large-scale forcing could synchronize the onset dates in time by systematically delaying or accelerating the onset of the rainy season at local scale (Moron et al. 2009). The spatial coherence of the OD at interannual time scale has been estimated through degrees of freedom (DOF) (Moron 1994; Fraedrich et al. 1995; Bretherton et al. 1999; Moron et al. 2006) and interan-

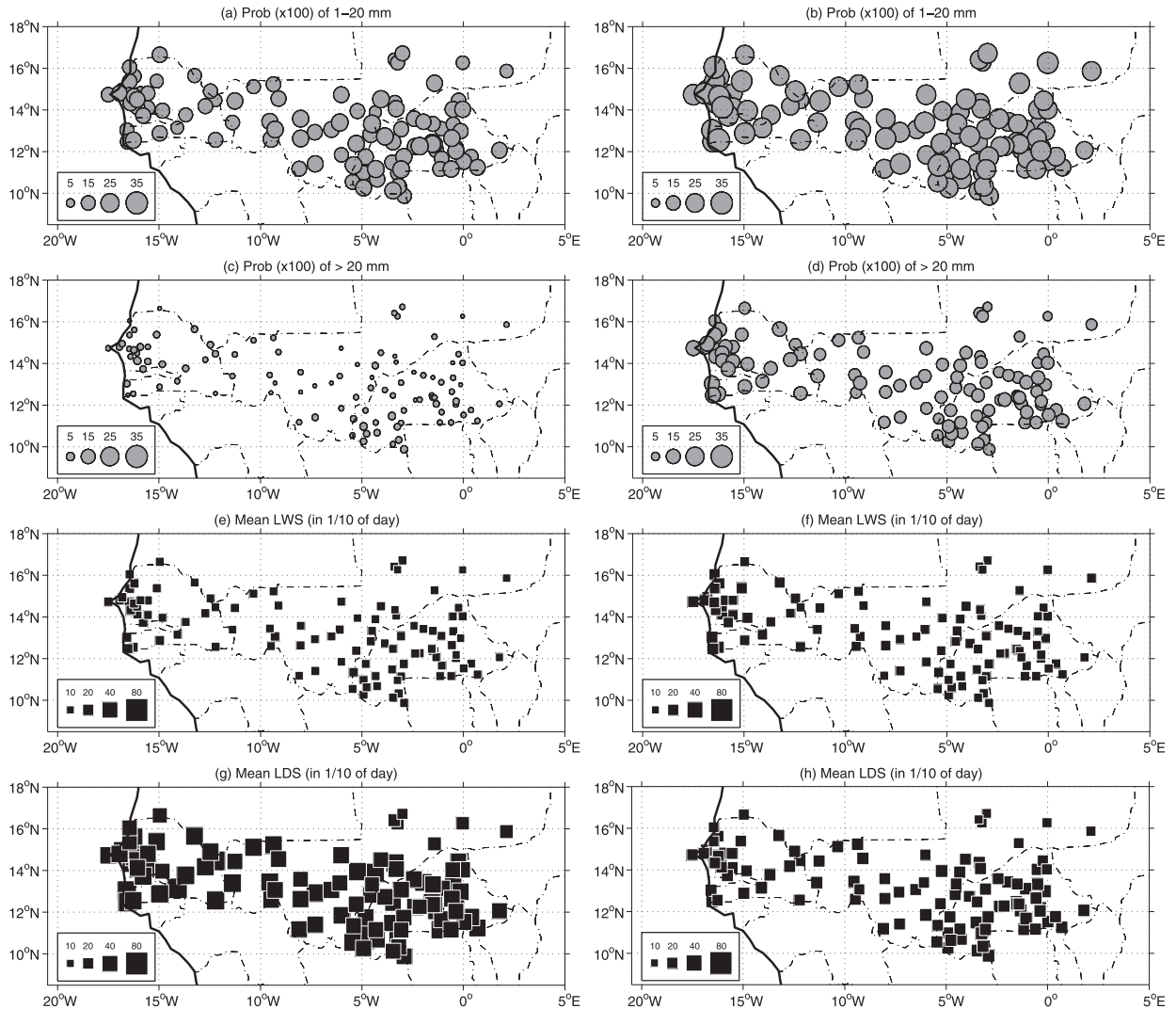


FIG. 3. Rainfall field statistics averaged over the 15 days (left) before and (right) after the local-scale onset date. Mean frequency of occurrence ($\times 100$) of wet days receiving (a),(b) between 1 and 20 mm and (c),(d) more than 20 mm. Mean (e),(f) wet spell length and (g),(h) dry spell length in tenths of day.

nual variance (var) of the standardized anomaly index (SAI) (Katz and Glantz 1986. The DOF are computed following the equation of Fraedrich et al. (1995):

$$\text{DOF} = \frac{M^2}{\sum_{i=1}^M e_i^2},$$

where M is the number of stations and e the eigenvalues of the correlation matrix. The DOF varies between 1 and the rank of the correlation matrix. In the limiting case of $e_i = 1$ for all orders, $\text{DOF} = M$; that is, each station conveys independent information and the common “signal” is zero. On the other hand, if the first

eigenvalue accounts for all variance of the field, then $\text{DOF} = 1$; that is, each station conveys the same information equal to the signal and the noise is zero. Note that, owing to finite length, the highest DOF expected for a 51×103 matrix of independent white noise is not 50, but rather ~ 34 . The varSAI ranges between 0 (correlation of -1 between two equal-sized and perfectly out-of-phase samples), $1/M$ (~ 0.01 in our case, for spatially independent variations), and 1 (perfect correlation between stations) (Moron et al. 2006, 2007).

Here the DOF of the local-scale OD is high (23.7) indicating a weak spatial coherence at the regional scale. The varSAI equals 0.07 and is also close to the value associated with a white noise time series. For comparison, the DOF and varSAI equal 6.1 (respec-

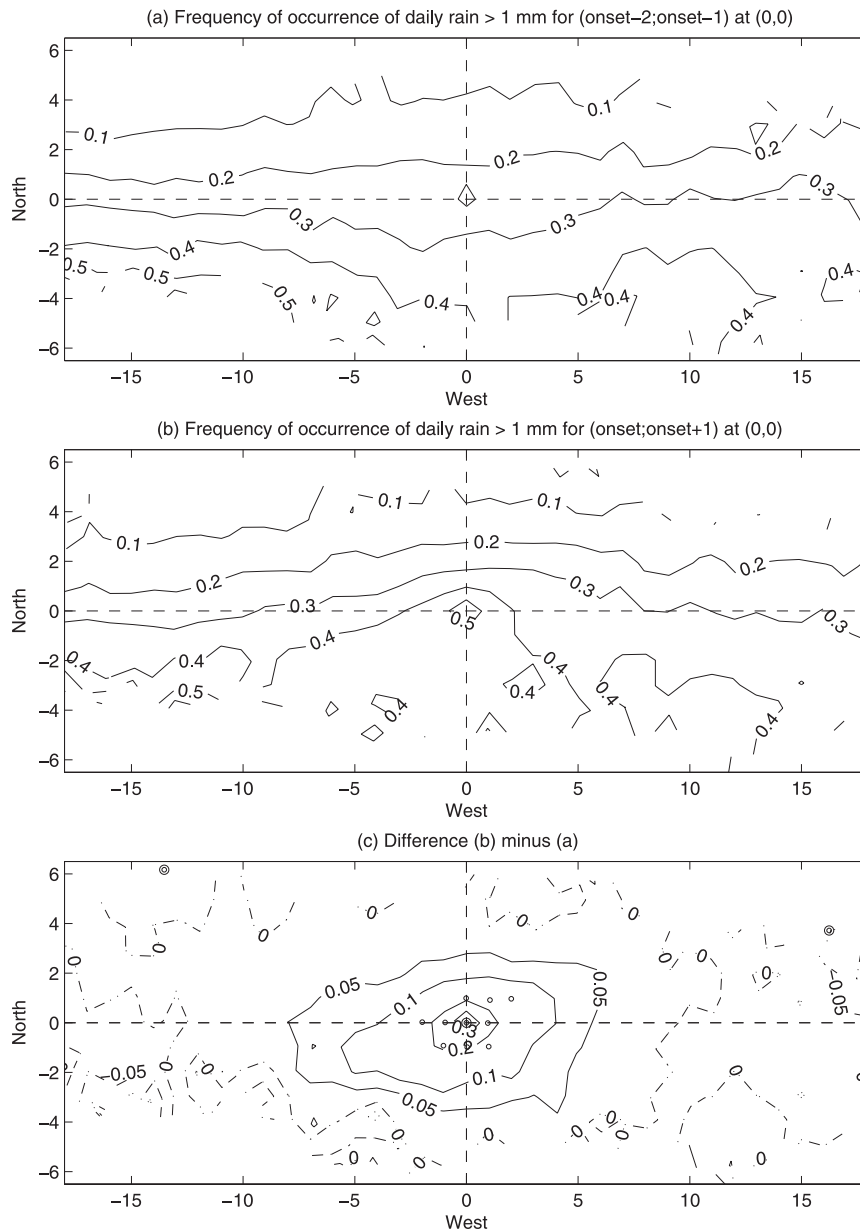


FIG. 4. Mean frequency of occurrence of daily rainfall > 1 mm for 2 days (a) before and (b) after the local-scale onset, and (c) the “(b) minus (a)” difference. All fields are relocated relative to the reference station (coordinates: 0,0). In (c), the simple (double) circles indicate a relative location where 75% (90%) of the differences (b) – (a) are significant at the two-sided 90% level according to a Student’s t test.

tively, 4.8) and 0.36 (respectively, 0.41) for the May–October (M–O) seasonal rainfall amounts (respectively, frequency of occurrence of wet days > 1 mm). Therefore, according to DOF and varSAI, the agronomic OD is characterized by a considerable amount of interstation noise and, in consequence, is assumed to be poorly predictable from large-scale predictors at the interannual time scale (Moron et al. 2006, 2007). To test the

sensitivity of the spatial coherence to parameterization, DOF and varSAI have been computed again by changing (i) the length of initial wet spell ($L_w = 2$ –10 days) and (ii) the amount of rainfall received during the initial wet spell ($A_w = 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35,$ and 40 mm) while the other criterion (i.e., a 7-day dry spell receiving less than 5 mm in the following 20 days) is kept fixed. Note that the percentage of undefined onset dates

is always $< 10\%$, except when $A_w > 25$ mm and $L_w < 4$ days (maximum of undefined onset = 19.1% for $A_w = 40$ and $L_w = 2$). As before, the missing entries are replaced by the latest interannual onset date, slightly increasing the spatial coherence on the northern edges.

DOF and varSAI are, indeed, very stable amongst the 81 different estimates; DOF varies between ~ 23 and ~ 28 with 88% of values between 23 and 25 and varSAI varies between 0.065 and 0.086. In other words, increasing the length and/or amplitude of the initial wet spell has a very weak impact on the spatial coherence. Even the climatological long-term mean and the interannual variability at local scale are only weakly sensitive to the parameterization of A_w (L_w): 52% (76%) of the local-scale mean bias between two different estimates of OD are less than 5 days (10 days) in absolute value and 77% (88%) of the local-scale correlations between two different estimates of OD are equal or greater than 0.7 (0.6). The impact of the length of the control dry spell (L_d) was also tested, with A_w and L_w set to 20 mm and 2 days, while L_d was set equal to 5, 7, 9, 11, 13, and 15 days in the 20 days from the onset. Note that undefined onsets decrease almost exponentially from 25% to 1% between the extreme values of L_d . DOF and varSAI are almost stable between 25 and 26 and < 0.10 , respectively. In summary, the weak spatial coherence of “second kind” is not related to the parameterization of the OD.

d. Interannual to interdecadal variability of the onset date

To further examine the interannual variability of OD, an EOF analysis based on its correlation matrix is computed. Note that undefined onsets are left untouched here and that correlation matrix is computed only from pairs of available ODs. The leading EOF mode of OD accounts for 8.7% of the total variance, consistent with the weak spatial coherence depicted above. By contrast, the leading EOF of the M–O seasonal amount (the frequency of occurrence of wet days > 1 mm) accounts for 38.1% (respectively, 43.4%) of the total variance. The second unrotated EOF mode of onset date explains less than 6.4% of total variance. The first unrotated mode (Fig. 5a) describes a relatively coherent structure of OD variability mostly over western and central Senegal. This behavior could be at least partly related to the relatively high spatial sampling (Fig. 1) but could be also related to a slightly stronger signal (Camberlin and Diop 2003). The corresponding leading EOFs of M–O seasonal amount (Fig. 5b) and frequency of occurrence of wet days > 1 mm (Fig. 5c) exhibit larger-scale patterns with loadings > 0.6 spread all across the domain without a clear spatial gradient.

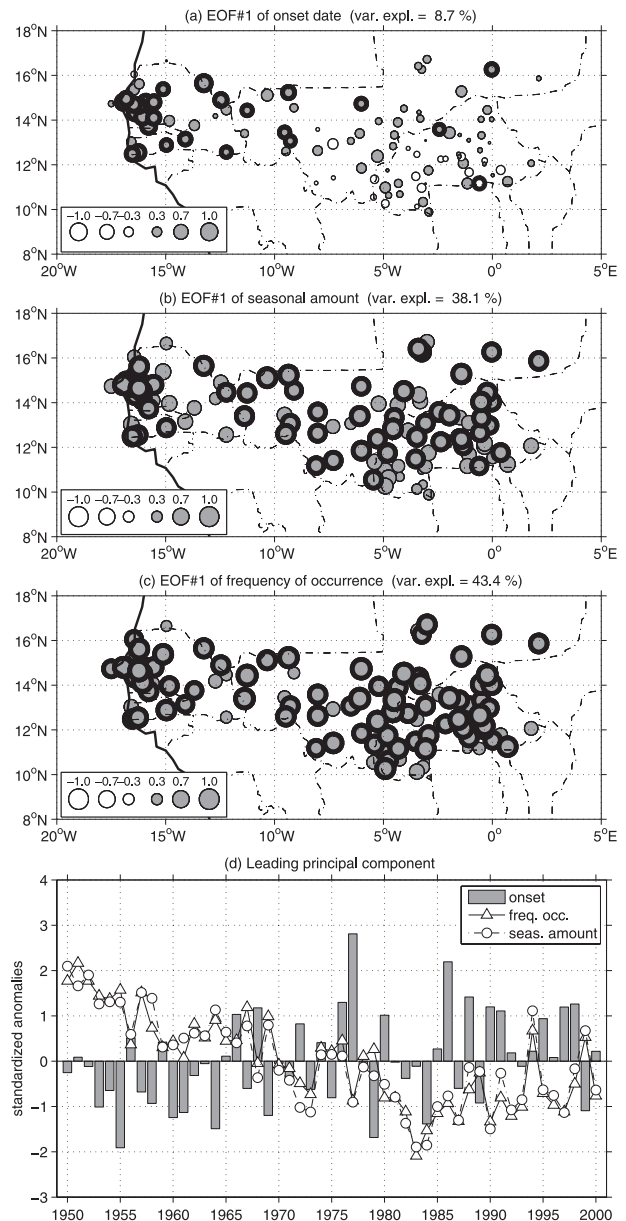


FIG. 5. (a) Leading unrotated EOF modes of the local-scale onset date, expressed as loadings, i.e., Pearson correlation between the corresponding principal component (PC) and the raw data. (b) Leading unrotated EOF of seasonal (May–October) amount of rainfall. (c) Leading unrotated EOF of May–October frequency of occurrence of rainfall > 1 mm. Bold circles displaying correlations statistically significant at the two-sided 95% confidence level according to random phase test. (d) Leading PC time series of onset date (bars), seasonal amount (circles), and frequency of occurrence of rainfall (upper triangles).

The leading PC of onset date (respectively, seasonal amount and frequency of occurrence) (Fig. 5d) exhibits a positive (negative) and statistically significant (at one-sided 95% confidence level) trend, that is, a delayed

onset (decreased seasonal rainfall and frequency of occurrence) from 1950–2000. The median of local-scale correlations between onset on the one hand and seasonal amount and frequency of occurrence on the other hand equals only -0.35 .

To analyze the relationships between the local-scale and regional-scale onset date, as defined by Sultan and Janicot (2000) (see <http://www.lodyc.jussieu.fr/~bslod/monsoon.htm>), through the south–north jump of the ITCZ the local-scale OD are extracted from 1968. Note that the DOF of local-scale OD for the 1968–2000 period equals ~ 19 , but this apparent higher spatial coherence could be an artifact of the decrease of the matrix rank from 50 to 32. The correlations between the large-scale and the 103 local-scale ODs are between -0.54 and 0.41 , with only seven values being significant at the two-sided 95% level according to a random phase test (Janicot et al. 1996). Moreover, the correlation between regional-scale OD as defined by Sultan and Janicot (2000) and a regional index (SAI) or the leading PC of onset date equals only 0.06 and 0.24 (both values are not significant at the two-sided 90% level). The large-scale onset is divided into terciles of early (1969, 1982, 1985, 1973, 1978, 1994, 1996, 1999, 1993, 1974, 1977), near-normal (1990, 1992, 1975, 1980, 1970, 1983, 1986, 1968, 1976, 1971, 1979), and late (1981, 1972, 2000, 1985, 1988, 1997, 1984, 1989, 1987, 1998, 1991) jumps of the ITCZ. The local-scale OD anomalies are then averaged for the three sets of years. There is a considerable amount of interstation noise for each of the terciles and the number of stations where the OD anomaly is significantly different from zero (based on a one-sided t test at the 90% confidence level) is always less than 15% (not shown).

Finally, the teleconnections between local-scale OD and four sea surface temperature (SST) indices, capturing ocean sectors known for exerting an influence over the West African monsoon were considered (i.e., Nicholson 1986; Ropelewski and Halpert 1987; Rowell et al. 1995; Nicholson and Kim 1997; Janicot et al. 1996, 2001). These indices include the east equatorial Pacific (Niño-3.4: 5°S – 5°N , 170° – 120°W), the north tropical Atlantic (NATL: 5° – 20°N , 60° – 30°W), the south tropical Atlantic (SATL: 20°S – 0° , 30°W – 10°E), and the Guinean Gulf (GGUI: 5°S – 5°N , 10°W – 10°E). Figure 6 displays distribution of correlation coefficients between local-scale OD and each SST index averaged over May–July (i.e., including $\sim 85\%$ of the local-scale onset, Fig. 1) for 1950–2000, 1950–69, and 1970–2000. At least 50% of correlation coefficients are between -0.2 and $+0.2$ and the significant value are usually scattered in space (not shown). In summary, the teleconnections between the SST related to the ENSO phenomenon, the tropical

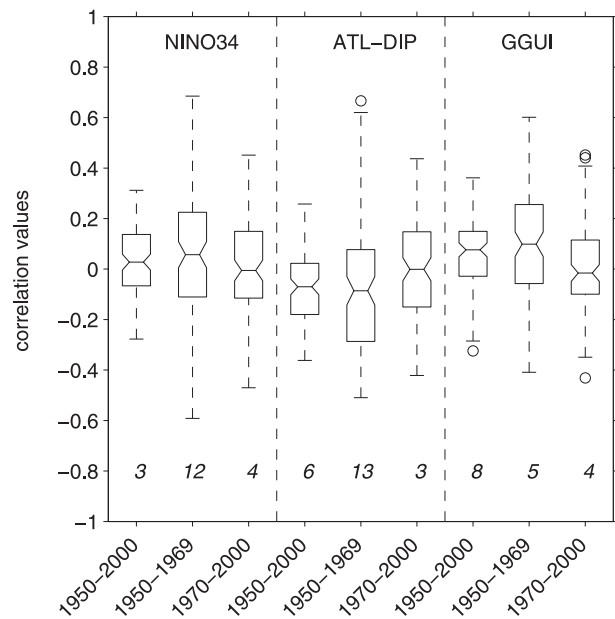


FIG. 6. Box plot of correlation coefficients between local-scale onset date and Niño-3.4, tropical Atlantic dipole, and Guinea Gulf SST index for periods 1950–2000, 1950–69, and 1970–2000. The boxes have lines at the lower quartile, median, and upper quartile values. The whiskers are lines extending from each end of the boxes to show the extent of the range of the data within 1.5 by interquartile range from the upper and lower quartiles. Outliers, displayed by a circle, are data with values beyond the ends of the whiskers. Italic values indicate the number of local-scale correlations significant at two-sided 95% confidence level according to random phase test (Janicot et al. 1996).

Atlantic dipole, or Guinea Gulf and local-scale OD seem weak.

4. Conclusions

The main goal of this paper was to analyze the spatial coherence, robustness, and interannual variability of the local-scale onset date (OD) of the boreal summer monsoon over western and central Sahel (Mali, Burkina Faso, Senegal) from a network of 103 rain gauges (Fig. 1) with almost complete records from 1950 to 2000. The local-scale OD is first defined as the first wet day (> 1 mm) of one or two consecutive days receiving at least 20 mm without any 7-day dry spell receiving less than 5 mm in the following 20 days from the onset. This local-scale definition follows previous studies (Stern et al. 1981; Sivakumar 1988; Omotosho 1990; Jolliffe and Sarria-Dodd 1994; Omotosho et al. 2000; Dodd and Jolliffe 2001) and is best suited for end-user purposes since it explicitly takes into account the rainfall demand for crop seeding and survival during the first stages of growth. This analysis complements previous similar studies (summarized in Table 1), which typically

considered a smaller subset of stations and did not deeply investigate the sensitivity of the mean OD and its variability related to the subjective parameters used in its definition such as the length and amplitude of the initial wet spell.

The spatial coherence of OD is analyzed from two points of view: (i) a quasi-instantaneous pattern of rainfall when onset date occurs at a particular station (Fig. 4) and (ii) the synchronization of onset dates at interannual time scale, that is, the possible systematic modulation of onset dates across the Sahelian band (Fig. 5). The spatial coherence of the first kind exhibits a small, significant increase of frequency of occurrence of rainfall relative to preonset 2 day (Fig. 4c). This could be associated with a range of factors, from convective cells to mesoconvective clusters that probably trigger the local-scale onset. The spatial coherence of the second kind is analyzed through empirical estimates of the degrees of freedom (DOF) or interannual variance of the standardized anomaly index (varSAI). Both estimates suggest a weak spatial coherence, that is, the onset date is hardly systematically synchronized at interannual time scales. This is also demonstrated by the weak amount of variance accounted for by the leading EOF (Fig. 5a). These results contrast with the seasonal amount and the frequency of occurrence which exhibit a large-scale pattern across the whole belt analyzed (Figs. 5b,c). The weak spatial coherence of the second kind is almost independent of the parameterizations used in the definition of the onset date.

These suggest that large-scale potential forcing seems unable to systematically synchronize the occurrence of the first rains above a fixed threshold across the western and central Sahel. The occurrence of the local-scale onset could be hardly viewed as a systematic event across year and station but merely a complex product of the multiscale phenomena that produce rainfall over this area. The discrepancy between the local-scale OD defined here and the regional-scale onset defined by the northward jump of the monsoon is especially puzzling and needs further investigation. It is possible that local-scale onset as defined here could be associated either with a localized convective event, even before the south–north jump of the ITCZ, or with a mesoscale squall line. But even in this latter case, the timing of occurrence, size, location, and track of the first squall line of the rainy season are hardly reproducible from one year to the next. In other words, there are too many different phenomena, or different scales of motion, that could lead to 5–40-mm rainy event in 2–10 days at local scale. If the northward jump of the monsoon enhances the probability of such events across the Sahel, the fact that ITCZ has moved to its northernmost seasonal

location does not necessarily induce local-scale onset everywhere at the same moment or even on a short time step.

An important consequence is that local-scale OD appears to show little potential predictability based on large- and regional-scale boundary conditions such as sea surface temperatures and/or soil moisture (Folland et al. 1986; Philippon and Fontaine 2002; Douville et al. 2007). This is because the regional-scale seasonal potential predictability implies that the variable of interest shares a variable, but significant, amount of common or covariant information at this scale, at least for a flat area as Sahel. The fact that seasonal rainfall amount and frequency of occurrence of wet days (both computed on May–October season) are far more spatially coherent than the onset date (i.e., DOF equals, respectively, 6.1, 4.8, and 23–28) suggests that most of the seasonal predictability of rainfall over the Sahelian belt is actually not associated with a systematic delay or advance of the local-scale onset as defined here but stands out, for example, as a seasonally varying or constant systematic modulation of the frequency of occurrence of rainfall across the season (Moron et al. 2007). This is not a trivial result because local-scale onset sometimes conveys some spatially consistent signal and potential predictability, as in Indonesia (Moron et al. 2009). This analysis emphasizes also the need to carefully examine the context of any local-scale analysis of the onset because the weak spatial coherence implies a potential large uncertainty due to random sampling. More work is also needed to look at other definitions of the onset, for example, integrating the daily rainfall in time and/or in space. The spatial noise is not necessarily evenly distributed across the scales and it would be interesting to look at intermediate scales between the local-scale and large-scale onsets. In particular, any definition that filters out some of the local-scale noise as the cumulative daily rainfall anomalies (Camberlin and Diop 2003; Liebmann et al. 2007) is especially appealing in this context. The apparent spatial increase of the signal over western and the central Senegal (Fig. 5a) warrants also further studies.

Acknowledgments. We acknowledge the FRIEND–AOC group and Senegal DNM for providing us the rainfall data. R. Marteau is partly supported by the AMMA program. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. It has been the beneficiary of a large financial contribution from the European Community's sixth Framework Research Program. Detailed infor-

mation on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site (<http://www.amma-international.org>). ERA-40 data used in this study have been freely obtained from the ECMWF data server (<http://www.ecmwf.int>). We thank Gil Mahé and Benjamin Sultan for fruitful discussions. Lastly, we thank two anonymous reviewers for their constructive comments which help us on clarifying the goals and results of our paper, and Bradfield Lyon (IRI, Columbia University) for his careful reading of the revised version of this paper.

REFERENCES

- Ati, O. F., C. J. Stigter, and E. O. Oladipo, 2002: A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria. *Int. J. Climatol.*, **22**, 731–742.
- Balme, M., S. Galle, and T. Lebel, 2005: Démarrage de la saison des pluies au Sahel: Variabilité aux échelles hydrologique et agronomique, analysée à partir des données EPSAT-Niger. *Sécheresse*, **16**, 15–22.
- Benoit, P., 1977: The start of the growing season in northern Nigeria. *Agric. For. Meteorol.*, **18**, 91–99.
- Bretherton, C. S., M. Widmann, V. P. Dymnikov, J. M. Wallace, and I. Bladé, 1999: The effective number of spatial degrees of freedom of a time-varying field. *J. Climate*, **12**, 1990–2009.
- Camberlin, P., and M. Diop, 2003: Application of daily rainfall principal component analysis to the assessment of the rainy season characteristics in Senegal. *Climate Res.*, **23**, 159–169.
- D'Amato, N., and T. Lebel, 1998: On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955–974.
- Davy, E. G., F. Mattei, and S. I. Solomon, 1976: An evaluation of climate and water resources for the development of agriculture in the Sudano-Sahelian zone of West Africa. World Meteorological Organization Special Environment Rep. 9, 289 pp.
- Diop, M., 1996: A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, **7**, 7–15.
- , 1999: Caractérisation du facteur hydrique en agriculture pluviale au Sénégal: Le cas de l'arachide et du mil. Ph.D. thesis, Université de Bourgogne, 185 pp.
- Dodd, D. O. S., and I. T. Jolliffe, 2001: Early detection of the start of the wet season in semiarid tropical climates of western Africa. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1251–1262.
- Douville, H., S. Conil, A. Tyteca, and A. Voltaire, 2007: Soil moisture memory and West African monsoon predictability: Artefact or reality? *Climate Dyn.*, **28**, 723–742.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, **320**, 602–607.
- Fontaine, B., and S. Louvet, 2006: Sudan-Sahel rainfall onset: Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcast. *J. Geophys. Res.*, **111**, D20103, doi:10.1029/2005JD007019.
- Fraedrich, K., C. Ziehmann, and F. Sielmann, 1995: Estimates of spatial degrees of freedom. *J. Climate*, **8**, 361–369.
- Ines, A. V. M., and J. W. Hansen, 2006: Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agric. For. Meteorol.*, **138**, 44–53.
- Ingram, K. T., M. C. Roncoli, and P. H. Kirshen, 2002: Opportunities and constraints for farmers of West Africa to use seasonal precipitation forecasts with Burkina Faso as a case study. *Agric. Syst.*, **74**, 331–349.
- Janicot, S., V. Moron, and B. Fontaine, 1996: Sahel drought and ENSO dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 515–518.
- , S. Trzaska, and I. Pocard, 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dyn.*, **18**, 303–320.
- Jolliffe, I. T., and D. E. Sarria-Dodd, 1994: Early detection of the start of the wet season in tropical climates of western Africa. *Int. J. Climatol.*, **14**, 71–76.
- Katz, R. W., and M. H. Glantz, 1986: Anatomy of a rainfall index. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 764–771.
- Lamb, J. P., 1978: Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 1052–1055.
- Laurent, H., N. D'Amato, and T. Lebel, 1998: How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall? *Phys. Chem. Earth*, **23**, 629–633.
- Liebmann, B., S. Camargo, A. Seth, J. A. Marengo, L. M. V. Carvalho, D. Allured, R. Fu, and C. S. Vera, 2007: Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. *J. Climate*, **20**, 2037–2050.
- Louvet, S., B. Fontaine, and P. Roucou, 2003: Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979–2001). *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2271, doi:10.1029/2003GL018058.
- Martin, D. W., and A. J. Schreiner, 1981: Characteristics of West African and east Atlantic cloud clusters: A survey from GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1671–1688.
- Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2002: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 1081–1092.
- Moron, V., 1994: Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933–1990). *Int. J. Climatol.*, **14**, 325–341.
- , A. W. Robertson, and M. N. Ward, 2006: Seasonal predictability and spatial coherence of rainfall characteristics in the tropical setting of Senegal. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3248–3262.
- , —, —, and P. Camberlin, 2007: Spatial coherence of tropical rainfall at the regional scale. *J. Climate*, **20**, 5244–5263.
- , —, and R. Boer, 2009: Spatial coherence and seasonal predictability of monsoon onset over Indonesia. *J. Climate*, **22**, 841–851.
- Nicholson, S., 1979: Revised rainfall series for the West African subtropics. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 620–623.
- , 1980: The nature of rainfall fluctuations in sub-tropical Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473–484.
- , 1986: The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Meteor. Atmos. Phys.*, **34**, 311–348.
- , and J. Kim, 1997: The relationship of the El Niño–Southern Oscillation to African rainfall. *Int. J. Climatol.*, **17**, 117–135.
- Omotosho, J. B., 1990: Onset of thunderstorms and precipitation over northern Nigeria. *Int. J. Climatol.*, **10**, 849–860.
- , 1992: Long-range prediction of the onset and end of the rainy season in the West African Sahel. *Int. J. Climatol.*, **12**, 369–382.

- , A. A. Balogun, and K. Ogunjobi, 2000: Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in West Africa using only surface data. *Int. J. Climatol.*, **20**, 865–880.
- Philippon, N., and B. Fontaine, 2002: The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: A monsoon regulation by soil wetness? *Ann. Geophys.*, **20**, 575–582.
- Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1606–1626.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, and M. N. Ward, 1995: Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–1992): Observations and modelling. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 669–674.
- Schmidli, J., C. Frei, and P. L. Vidale, 2006: Downscaling from GCM precipitation: A benchmark for dynamical and statistical downscaling methods. *Int. J. Climatol.*, **26**, 679–689.
- Sivakumar, M. V. K., 1988: Predicting rainy season potential from the onset of rains in southern Sahelian and Sudanian climatic zones of West Africa. *Agric. For. Meteorol.*, **42**, 295–305.
- , 1992: Empirical analysis of dry spells for agricultural applications in West Africa. *J. Climate*, **5**, 532–539.
- Stern, R. D., M. D. Dennett, and D. J. Garbutt, 1981: The start of the rains in West Africa. *Int. J. Climatol.*, **1**, 59–68.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3353–3356.
- , and —, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “pre-onset” and the “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- , —, and A. Diedhiou, 2003: The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16**, 3389–3406.
- , C. Baron, M. Dingkuhn, B. Sarr, and S. Janicot, 2005: Agricultural impacts of the large-scale variability of the West African monsoon. *Agric. For. Meteorol.*, **128**, 93–110.
- Walter, M. W., 1967: Length of rainy season in Nigeria. *Niger. Geogr. J.*, **10**, 123–128.
- Widmann, M., C. S. Bretherton, and P. Salat , 2003: Statistical precipitation downscaling over the northwestern United States using numerically simulated precipitation as a predictor. *J. Climate*, **16**, 799–816.
- Wilks, D. S., 1999: Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agric. For. Meteorol.*, **93**, 153–169.

COHÉRENCE SPATIALE ET PRÉVISIBILITÉ POTENTIELLE DES DESCRIPTEURS INTRASAISSONNIERS
DE LA SAISON DES PLUIES EN AFRIQUE SOUDANO-SAHÉLIENNE :
APPLICATION À LA CULTURE DU MIL DANS LA RÉGION DE NIAMEY

RÉSUMÉ :

Ce travail de thèse a un double objectif :

- (i) combler le manque de connaissances concernant la cohérence spatiale et la prévisibilité potentielle de descripteurs intrasaisonniers (DIS) de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne. Les descripteurs retenus sont le cumul saisonnier (S), l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm (O), l'intensité moyenne des pluies journalières (I), les dates de démarrage (DSP) et de fin (FSP) de la saison des pluies, la durée moyenne des séquences sèches (DSS) et humides (DSH) ;
- (ii) documenter la relation climat-agriculture et en particulier celle entre variabilité intrasaisonnaire des pluies et rendements, à partir de l'exemple de la culture du mil dans la région de Niamey.

À partir des enregistrements pluviométriques journaliers (1950-2000) issus de la base FRIEND-AOC documentant un réseau de 136 stations localisées au Sénégal, Mali, Burkina Faso et Niger, la cohérence spatiale à l'échelle interannuelle, a été estimée par divers scores statistiques (DOF, var[SAI], ACP, corrélations). Elle apparaît contrastée entre les descripteurs intrasaisonniers. Les anomalies de cumul saisonnier et d'occurrence des jours pluvieux > 1 mm présentent une forte cohérence spatiale d'une année sur l'autre. À l'inverse, la cohérence spatiale les anomalies interannuelles de l'intensité moyenne des pluies journalières, des dates de démarrage et de fin de la saison des pluies, et de la durée moyenne des séquences sèches et humides est faible. Ainsi, le signal interannuel régional du cumul saisonnier semble principalement lié à une modulation systématique en phase de l'occurrence des jours pluvieux > 1 mm. La prévisibilité potentielle de S, O, DSP et FSP, estimée à partir des précipitations issues de 24 simulations du MCG ECHAM 4.5 forcé par les TSO historiques, est faible. Par contre, l'application de modèles statistico-dynamiques basés sur les précipitations ou la dynamique atmosphérique simulées permet d'améliorer les scores de performance pour le cumul saisonnier et l'occurrence des jours de pluies > 1 mm. Enfin, à partir d'enquêtes et de suivis menés en milieu agricole sur la culture du mil, ainsi que d'enregistrements pluviométriques journaliers sur l'observatoire AMMA-CATCH Niger entre 2004 et 2007, une analyse de la relation entre date de semis, date de démarrage de la saison des pluies et rendements finaux a été réalisée. Les résultats montrent que (i) la plupart des agriculteurs attendent le premier événement pluvieux recueillant au moins 10 mm en deux jours pour semer ; (ii) les vagues de semis sont généralement synchronisées sur le démarrage méso-échelle de la saison des pluies plutôt que sur le démarrage agronomique et (iii) la sensibilité du rendement en grains, testée à partir de simulations du modèle agronomique SARRA-H, pour différentes dates de semis (semis observé, date de démarrage de la saison des pluies), est faible.

MOTS-CLÉS : Mousson africaine ; Sahel ; descripteurs intrasaisonniers (DIS) ; cohérence spatiale ; prévisibilité potentielle ; démarrage agronomique de la saison des pluies ; dates de semis ; mil ; SARRA-H.

ABSTRACT:

The aim of this thesis is twofold:

- (i) fill a lack of knowledge about the spatial coherence and seasonal predictability of the intra-seasonal characteristics (ISC) of the soudano-sahelian rainy season. These ISC are the seasonal rainfall amount (S), the daily rainfall frequency > 1 mm (O), the daily rainfall mean intensity (I), the dates of the onset and withdrawal of the rainy season, the mean length of the dry (LDS) and/or wet spells (LWS);
- (ii) document the climate-agriculture relationship over the Niamey area based on the millet crop example.

From FRIEND-AOC daily rainfall records (1950-2000) for a 136 stations-network located in Senegal, Mali, Burkina-Faso and Niger, the spatial coherence, estimated through DOF, var[SAI], EOF, correlation, is not equivalent between the intra-seasonal characteristics. Seasonal rainfall and daily rainfall frequency anomalies have a substantial interannual spatial coherence. Conversely, the spatial coherence of daily mean intensity, onset and withdrawal dates of the rainy season and mean length of dry/wet spells interannual anomalies is weak. Consequently, the regional signal of the seasonal amount interannual variability seems mainly related to the in-phase modulation of the daily rainfall frequency. Potential predictability of seasonal amount, daily rainfall frequency, onset and withdrawal dates of the rainy season estimated from a 24-member ensemble of simulations made with the ECHAM 4.5 GCM forced by observed SSTs, is poor. On the other hand, the use of a model output statistics approached based on simulated rainfall or atmospheric dynamics enhances the skill of the seasonal amount and daily rainfall frequency hindcasts. Lastly, the relationship between the sowing date – rainy season onset date – and yield has been analysed using data collected from on-farm surveys of pearl millet crops, and rain-gauges records between 2004 to 2007 over the AMMA-CATCH Niger supersite. Results show that: (i) most of the farmers wait for the first rainy event greater than 10 mm to sow; (ii) the sowing waves are usually synchronized with the mesoscale onset date rather than the agronomic onset date; (iii) the sensitivity of grain yields, evaluated from SARRA-H crop model simulations initialized with different sowing dates (i.e. observed sowing date, agronomic and hydrologic onset date), is weak.

KEY-WORDS: West African Monsoon; Sahel; intra-seasonal characteristics (ISC); agronomical onset; spatial coherence; potential predictability; agronomy; sowing date; pearl millet; SARRA-H.
