



HAL
open science

CONTRIBUTION DU SIG A LA RECONSTITUTION DES PROCESSUS DE PROGRADATION DE LA MAJERDA : quels enjeux pour le port d'Utique?

Hugo Delile, Jean-Philippe Goiran, Jean-Paul Bravard

► **To cite this version:**

Hugo Delile, Jean-Philippe Goiran, Jean-Paul Bravard. CONTRIBUTION DU SIG A LA RECONSTITUTION DES PROCESSUS DE PROGRADATION DE LA MAJERDA : quels enjeux pour le port d'Utique?. Première Rencontre pour l'Etude du Quaternaire en Tunisie (Qt1), 2012, Tunis – Cap Bon, Tunisie. halshs-01099895

HAL Id: halshs-01099895

<https://shs.hal.science/halshs-01099895>

Submitted on 25 Jun 2015

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.



Actes de la 1^{ère} Rencontre de l'ATEQ pour l'Étude du Quaternaire en Tunisie

Textes réunis, suivis au niveau de l'évaluation et mis en page

par :

Ameur OUESLATI

-2015-

CONTRIBUTION DU SIG A LA RECONSTITUTION DES PROCESSUS DE PROGRADATION DE LA MAJERDA : quels enjeux pour le port d'Utique?

Hugo DELILE¹, Jean-Philippe GOIRAN², Jean-Paul BRAVARD¹

¹ Université Lumière Lyon 2 (GHHAT) - CNRS - UMR 5600

² CNRS - UMR 5133 - Maison de l'Orient et de la Méditerranée

Résumé

La formation du delta de la Majerda à l'Holocène a fait l'objet de nombreux travaux depuis la fin du XIX^e siècle. La reconstitution des paléo-environnements fluviaux de la basse Majerda est d'autant plus importante qu'elle s'avère déterminante pour appréhender le déclin d'Utique à la suite de l'ensablement de ses bassins portuaires aujourd'hui enfouis sous les alluvions. La progression du delta dans le couloir séparant le compartiment sud et le compartiment nord de l'ancienne baie d'Utique constitue la pierre angulaire de nos recherches sur le delta. Nous proposons sur les bases d'un SIG de nouvelles hypothèses sur les processus hydro- et morfo-sédimentaires de la dynamique de progradation deltaïque de la Majerda, à l'origine de nouvelles pistes de réflexion concernant le site d'implantation initial d'Utique, des modalités d'ensablement de ses bassins portuaires et du passage de la Majerda dans le compartiment nord de l'ancienne baie d'Utique. Les observations issues du SIG ont permis de mettre en évidence un double système de cônes alluviaux présents sur l'ensemble du delta. La première composante, que l'on peut qualifier de torrentielle, est présente sur l'ensemble de la frange deltaïque, alors que la seconde catégorie de cônes se manifeste au niveau des sites de défluviation de la Majerda pour former des lobes alluviaux coalescents. La rencontre passée de ces deux systèmes morphologiques à proximité d'Utique serait responsable d'un processus d'ensablement de ses bassins portuaires plus complexe que ce qui est communément considéré aujourd'hui comme l'œuvre de la Majerda.

Mots clés: Géoarchéologie, SIG, épandages de brèche, Utique, delta de la Majerda, Tunisie

Abstract

Contribution of GIS to the reconstitution of the Majerda River progradational processes: which stakes for Utica harbor?

The Majerda delta formation has been the subject of many studies since the late XIX^e century. The reconstruction of the fluvial palaeo-environments of the lower Majerda valley is significant as it is critical to understand the decline of Utica following the siltation of the harbor,

which is presently buried under sediments. The progression of the delta across the corridor separating the Southern and the Northern compartments of the ancient Utica bay is the cornerstone of our research on the delta. On the basis of a GIS we propose to identify hydro- and morpho-sedimentary processes of the deltaic progradation dynamics. They lead to innovative ways of considering the initial implantation site of Utica, the conditions of harbor siltation and the Majerda River itself across the Northern compartment. Observations and analysis from the GIS allowed highlighting a double system of alluvial fans over the whole delta. The first component which may be described as “torrential” is present throughout the delta fringe, while the second category of flat alluvial fans occurs at the Majerda defluviation sites, forming coalescing alluvial lobes. The ancient merging of these two morphological systems close to Utica could reflect a process of harbor silting more complex than previously considered, the Majerda River being considered as the unique factor of change so far.

Key words: Geoarchaeology, GIS, crevasse splay, Utica, Majerda delta, Tunisia.

Introduction

La progradation deltaïque de la Majerda dans l’ancienne baie d’Utique, le *Sinus Uticensis*, a été l’objet de nombreux travaux depuis la fin du XIX^e siècle. Ce comblement, engagé à l’Holocène, a été étudié successivement à travers les sources écrites, puis archéologiques et plus récemment par la géoarchéologie (Tissot, 1884 ; Reynier, 1950 ; Pimienta, 1959 ; Jauzein, 1971 ; Paskoff, 1985 ; Paskoff et *al.*, 1991 ; Paskoff et Troussset, 1992 ; Paskoff, 1994 ; Chelbi *et al.*, 1995 ; Slim *et al.*, 2004 ; Oueslati *et al.*, 2006). Ces nombreuses recherches ont consisté à élaborer un schéma spatio-temporel des multiples défluviations qu’a connues la Majerda au cours de son avancée sur la mer. Ainsi les périodes d’activité des différents lits de la Majerda, plus ou moins bien identifiées, conclurent à un colmatage du golfe d’Utique selon une orientation sud-nord. Le point de convergence de toutes ces études et l’aspect sur lequel nous inscrivons notre recherche concerne le comblement de l’ancien bras de mer formé par le promontoire de Kalaate Al Andalouss (*Castra Corneliiana*) et la presqu’île d’Utique (figure 1), car il amorça le passage de la Majerda dans le compartiment nord du delta en scellant sur son passage le devenir d’Utique en tant que port. En outre, cet espace de transition entre le sud et le nord du delta renferme également les clés de la compréhension des choix d’implantation initiaux de la cité phénicienne et de la localisation actuelle de ses bassins portuaires, aujourd’hui enfouis sous les alluvions.

De manière générale sur les bases d’indices textuels et archéologiques et de l’analyse d’images satellitales (Extrait de scène SPOT, Paskoff et Troussset, 1992), les dernières recherches effectuées situent les bassins

portuaires de l'illustre cité au nord-ouest de la péninsule d'Utique (figures 2 et 3). A défaut d'investigations dans le sous-sol, ces hypothèses n'ont pour le moment toujours pas été confirmées ou infirmées. Le colmatage du port aurait débuté à la suite du transfert de la Majerda dans le compartiment nord du delta avant la fin de l'Antiquité (Paskoff et Troussset, 1992 ; Chelbi *et al.*, 1995 ; Slim *et al.*, 2004), conduisant progressivement à l'abandon définitif de la ville au VII^e s. ap. J.-C.

Sur les bases d'un Système d'Information Géographique constitué de cartes topographiques, géologiques et de photographies aériennes géoréférencées, nous proposons une relecture hydrogéomorphologique de la progradation deltaïque de la Majerda, où les processus hydro- et morpho-sédimentaires ont pu être identifiés. Les implications géoarchéologiques déduites de nos résultats permettent d'entrevoir de nouvelles pistes de réflexion quant au déclin d'Utique à la suite de l'ensablement de ses bassins portuaires.

I- Contexte régional

1- Géologie et géographie du bassin versant

Le delta de la Majerda constitue l'exutoire des flux liquides et solides du plus grand fleuve de Tunisie, qui draine au long de son parcours de 460 km les eaux d'un bassin versant orienté SO-NE et d'une superficie de 23 700 km². La Majerda prend sa source en Algérie dans les hauts sommets (1300 m) formés de calcaires éocènes et sénoniens de l'Atlas semi-aride, dans lesquels le fleuve adopte un caractère torrentiel jusqu'à la frontière tuniso-algérienne (David, 1956). Le cours inférieur du fleuve, long de 340 km, débute à l'est de la frontière où l'élargissement de la plaine alluviale assure le développement de larges méandres, principalement alimentés par les Oueds Béja, Kessab, Tessa, Séliana et Mellègue (figure 1). Ces affluents traversent globalement des terrains marneux, marno-calcaires et calcaires (Ben Haj, 1987) mis en place durant les ères secondaires et tertiaires, sur lesquels se développe une végétation évoluant de la série de l'Oléastre et Lentisque au nord, à la culture du Pin d'Alep au sud du bassin versant. Cette opposition végétale s'explique par la transition du climat méditerranéen subhumide au nord, à des conditions semi-arides au sud.

Le régime de la Majerda connaît des écoulements saisonniers contrastés où les basses eaux estivales connaissent un débit d'étiage de 1 m³/s⁻¹, associé à la période de sécheresse (Jauzein, 1971 ; Oueslati *et al.*, 2006). A contrario, la saison pluvieuse hivernale se traduit par de hautes eaux et l'occurrence normale des crues se manifeste entre octobre et mars. A partir d'un débit moyen de 29 m³/s⁻¹, la concentration moyenne est de 10 g/l pour des particules dont la granulométrie est inférieure à 200 µm ; la concentration en matières en suspension peut atteindre 30g/l (Jauzein, 1971 ; Oueslati *et al.*, 2006).

2- Géologie et géographie de la plaine deltaïque

La plaine deltaïque de la Majerda se développe dans une structure synclinale subsidente, délimitée par un ensemble de petits reliefs anticlinaux tels que les djebels récents d'Ennadhour et de Kechabta au nord, et les djebels Ammar et Ennahli plus anciens au sud. La plaine deltaïque de la Majerda est segmentée en deux compartiments nord et sud de part et d'autre des anticlinaux de Menzel Roul et Kalaate Al Andalouss (figure 1). Les sols fertiles du delta ont depuis toujours favorisé les activités agricoles qui ont globalement évolué d'une agriculture d'autosubsistance vers une agriculture intensive (Samaali, 2011). Au-delà de l'importance des cultures fourragères et légumineuses, l'occupation du sol actuel est marquée par l'extension urbaine croissante à l'origine de la dégradation des zones humides telles que la Sebkhha de l'Ariana (Samaali, 2011).

Les apports sédimentaires annuels dans le golfe de Tunis estimés à 22,106 millions de tonnes (Oueslati *et al.*, 2006) ont permis la construction, depuis la dernière glaciation, d'un delta de 450 km². Nous retrouvons dans cette basse vallée de la Majerda, marquée par un gradient altimétrique depuis la zone proximale (~ 20 m au-dessus du niveau marin actuel) jusqu'à la partie distale (comprise entre 1 et 3 m au-dessus du niveau marin actuel), toutes les grandes unités hydro-géomorphologiques d'un delta. Les plus bas niveaux sont les zones humides telles que des marais, sebkhas (sebkha d'El Ariana) et des lagunes anciennes (lagune de Garaet El Mabtouha) ou actuelles (lagune de Ghar El Melh). Ces dernières sont délimitées par un cordon littoral construit à partir de la redistribution des apports sableux fluviaux acheminés vers le sud par la dérive littorale (Ayachi, 2004). Ce processus lié à la houle dominante de nord-est a favorisé la construction de cordons dunaires emboîtés et parallèles, particulièrement bien visibles au niveau de l'embouchure actuelle du fleuve. Le delta de la Majerda est également le siège d'un réseau de paléo-chenaux (figure 1), témoins de la construction complexe de cette basse plaine. Lors de leur période d'activité ces anciens lits ont construit une série de formes, particulièrement présentes sur les hauts niveaux de la plaine, que nous précisons au fil de cet exposé.

II- Matériel et méthodes

Cette étude repose sur l'analyse d'un Système d'Information Géographique (SIG) constitué de cartes topographiques-géologiques (fond cartographique du département CADIST Géosciences et Environnement de la de la BUPMC) et de photographies aériennes (département de l'Armée de l'air du Service Historique de la Défense française). L'ensemble de ces documents a été géoréférencé à partir du logiciel d'information géographique ArcGis 10.

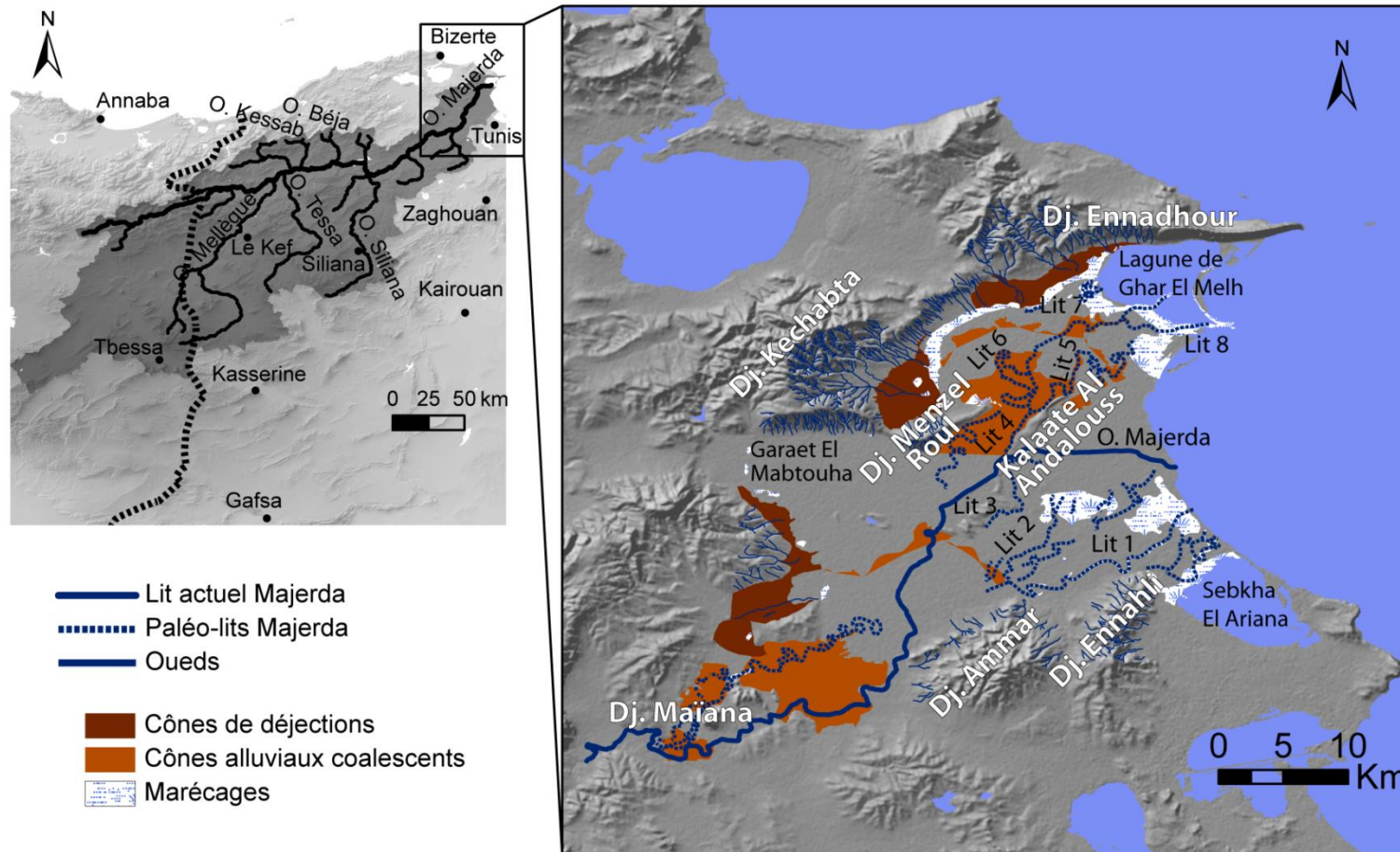


Fig. 1- Bassin versant de la Majerda et sa plaine deltaïque (SIG-DAO, H. Delile, CNRS, 2012)

Sur la base de ce géoréférencement, nous avons procédé à l'étude de la topographie du delta par l'extraction des courbes de niveau et des points altimétriques de la carte géologique au 1/50000^e et par le calcul des pentes de certains secteurs clés de la plaine deltaïque. Une fois que la morphologie du delta fut reconstituée et cartographiée sur un fond de carte (MNT résolution 30, ESRI data), nous nous sommes attachés à identifier les processus hydro- et morpho-sédimentaires responsables de la topographie du delta. Pour ce faire, nous avons observé environ 600 photographies aériennes prises durant les années 1947, 1954, 1956 et 1962 par l'Armée de l'Air française. L'occurrence d'une crue sur la série de 1954, nous a conduit à analyser la morphologie et les processus de formation des épandages de brèches.

Enfin, en l'absence de chroniques de débits sur l'oued Télil, la cartographie de son bassin versant et l'étude de ses paléochenaux supposés sur de nombreuses photographies aériennes nous ont permis d'estimer son débit. En effet, il existe dans la littérature une quantité foisonnante de relations qui permettent d'estimer des paramètres hydrologiques tels que le débit à pleins bords Q_b à partir des variables morphométriques des chenaux. C'est ainsi que nous avons pu calculer la superficie du bassin versant de l'oued Télil (variable A des équations 1 et 2), ou encore de déterminer la largeur des paléo-chenaux du Télil (variable w de l'équation 3).

III- Une progradation deltaïque contrôlée par la formation de cônes alluviaux coalescents

L'étude de la topographie du delta, à partir de l'extraction des courbes de niveau et des points altimétriques de la carte géologique au 1/50000^e, montre l'importance des oueds côtiers dans l'avancée du trait de côte, et nous renseigne également sur (1) les conditions de la progradation deltaïque de la Majerda d'une part, et sur (2) la temporalité des lits de la Majerda qualifiés d'antiques d'autre part.

1-Un comportement de génératrices de cônes alluviaux

A l'échelle du delta nous avons identifié une série de cônes alluviaux aplatis (figure 1), plus ou moins coalescents selon les sites, caractérisés par une topographie surélevée et bombée dessinant ainsi des lobes. Ces formes suivent rigoureusement les différents lits de la Majerda en privilégiant leur occurrence au niveau des anciens sites de défluviation du fleuve. Ce constat s'observe aussi bien dans le compartiment méridional du delta, dans la zone proximale aux alentours du djebel Maïana et au niveau des points de divergence des lits 1, 2 et 3, que dans le compartiment nord avec les lits 4, 5, 6, 7 et 8 (figure 1). A partir de ces observations, nous pouvons émettre l'hypothèse d'un régime de progradation deltaïque de haute intensité capable de construire de telles

formes sur lesquelles se sont probablement opérées les anciennes avulsions de la Majerda.

Le calcul systématique des pentes des cônes alluviaux identifiés dans le delta affiche une valeur moyenne de 1 ‰ à vol d'oiseau et de 0,7‰ en linéaire fluvial. Si l'on met en relation ces pentes longitudinales avec le débit à pleins bords de $800 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ de la Majerda (Collet, 1953 ; Leca *et al.*, 1956 ; Jauzein, 1971), nous constatons que le fleuve devrait connaître un comportement à la limite des rivières à tresses si l'on pointe ses paramètres sur les graphiques de L. B. Leopold et M. G. Wolman (1957) (cité dans Bravard et Petit, 2000). Nous sommes donc en présence d'un cas particulier de méandration de très forte énergie qui pourrait être expliquée par la finesse des dépôts et par la forte cohésion des berges.

La dynamique de progradation de la Majerda est conforme au modèle des « génératrices de cônes alluviaux » où le fleuve suit une ligne d'eau théorique à partir de laquelle les bandes de méandrage balayent des secteurs successifs de la surface du delta, provoquant ainsi son exhaussement jusqu'à la formation d'un cône alluvial. Celui-ci atteint une certaine altitude jusqu'à franchir un seuil géomorphologique contraignant le fleuve à gagner en contrebas un nouvel espace d'accommodation à l'origine de ses avulsions. Nous reviendrons plus précisément à la suite de l'exposé sur les processus contrôlant les défluviations de la Majerda.

2- Révision du trait de côte antique et localisation du port

A la sortie du goulot d'étranglement situé entre les promontoires d'Utique et de Kalaate Al Andalouss, le sommet des cônes alluviaux coalescents est à une altitude comprise entre 6 et 10 m au-dessus du niveau marin actuel (figure 2). Une telle altitude relative signifie que depuis le passage du fleuve dans le compartiment nord jusqu'à nos jours, cet ancien golfe a accumulé entre 5 et 10 mètres de sédiments au-dessus du zéro marin. Cette épaisseur sédimentaire a donc nécessairement fossilisé les paléochenaux responsables du comblement de cet ancien bras de mer et du compartiment nord. Autrement dit, les lits 4, 5 et 6, visibles en surface et tenus classiquement comme responsables de ce comblement ne peuvent pas l'être en raison de leur altitude trop importante. Ceci semble d'autant plus juste que le niveau marin aux époques phénicienne et romaine était plus bas de quelques décimètres par rapport à l'actuel (Oueslati, 1995).

Ces conclusions semblent confirmées par les dernières prospections archéologiques réalisées dans les années 1990 (Chelbi *et al.*, 1995). Celles-ci ont révélé de nombreux sites archéologiques datés des périodes phénicienne et romaine (n°1, 28, 29, figure 2) enfouis à seulement quelques décimètres de profondeur (Chelbi *et al.*, 1995 ; P. Troussset, communication personnelle, 2011). Nous pouvons donc définitivement exclure l'hypothèse classique de l'envasement du compartiment nord à la

fin de la période romaine par les paléo-chenaux visibles sur les photographies aériennes et les images satellites (Paskoff et Troussset, 1992 ; Chelbi *et al.*, 1995). A cette traditionnelle chronologie courte, nous proposons de substituer une chronologie longue où le passage de la Majerda dans le compartiment nord s'est effectué au plus tard avant la fin de la période phénicienne et peut-être même avant la fondation légendaire d'Utique au 12^e s. av. J.-C. (figure 3).

En effet, les niveaux phéniciens (site archéologique n°1, figure 2) perchés à plus de 6 m d'altitude dans l'ancien bras de mer forcent à positionner le trait de côte dans le compartiment nord à cette période. En conséquence, les bassins portuaires aujourd'hui fossilisés sous les alluvions ne peuvent donc être situés que sur la façade nord de la presqu'île d'Utique (figure 3), comme l'ont suggéré les précédentes études (Paskoff et Troussset, 1992 ; Paskoff, 1994 ; Chelbi *et al.*, 1995 ; Slim *et al.*, 2004). Elles se sont notamment appuyées sur l'un des textes de Tite-Live relatant l'expédition de Scipion (XXIX, 19) dans lequel ce dernier désigne l'une des deux façades d'Utique « du côté où la ville est baignée par la mer », laissant percevoir que l'autre ne l'était pas. La communication du port d'Utique avec la mer devait se faire par un couloir marin localisé à l'ouest de la construction alluviale progressant dans le compartiment nord (figure 3). En raison de l'inéluctable avancée des terres sur la mer, ce couloir de communication a du progressivement s'amincir jusqu'à sa fermeture sur la mer à la fin de l'Antiquité (figure 3). Nous retenons cette période car elle marque la fin de l'occupation des sites archéologiques présents sur les cônes de déjections du compartiment nord (figure 2).

L'hypothèse d'une communication entre le port et la mer par un bras de mer occidental est d'autant plus envisageable que nous suggérons, contrairement à la position de nos prédécesseurs, que le passage de la Majerda vers le nord n'a pas dû constituer une menace d'alluvionnement sur les bassins portuaires pour les fondateurs de la ville. En effet, à la sortie de l'ancien bras de mer les cônes alluviaux se sont probablement développés d'est en ouest (figure 3) en raison du transfert des apports sédimentaires vers le sud, imposé par la houle dominante de nord-est. En se basant sur ce courant de dérive littorale et l'orientation vers le Sud des anciennes embouchures de la Majerda, J. Pimienta (1959) qualifia d'« inflexion périlittorale » ce phénomène qui contraignait les paléo-lits de la Majerda à infléchir leur cours vers le sud. C'est ainsi que les espaces d'accommodation orientaux ont dû être privilégiés lors des phases de progradation deltaïque. Cependant, nous ne pouvons adhérer aux explications données par J. Pimienta (1959) sur les processus mis en jeu lors des avulsions passées du fleuve. Alors que ce dernier voyait dans les défluviations la marque d'une trop faible énergie du fleuve à son embouchure, nous verrons pourquoi nous privilégions à l'inverse un excès d'énergie.

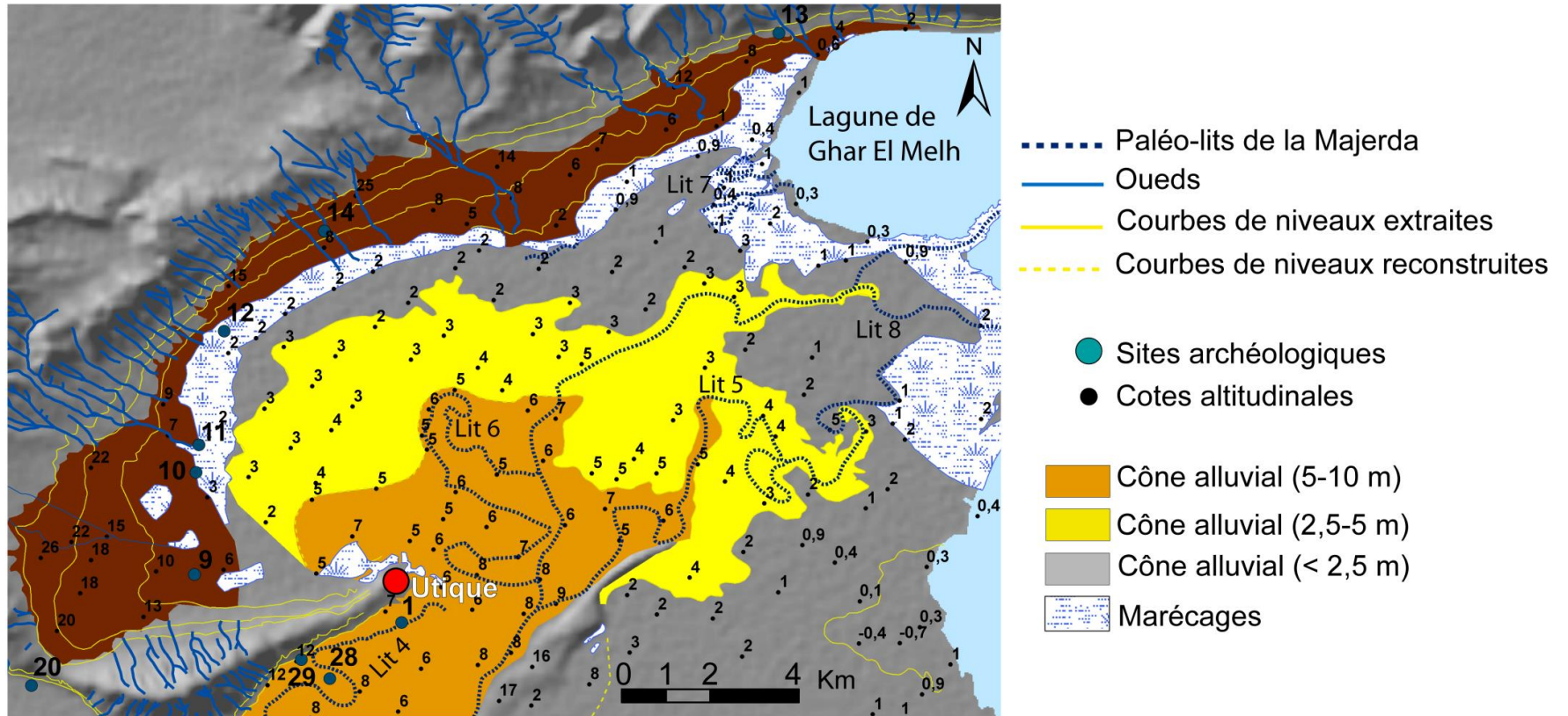
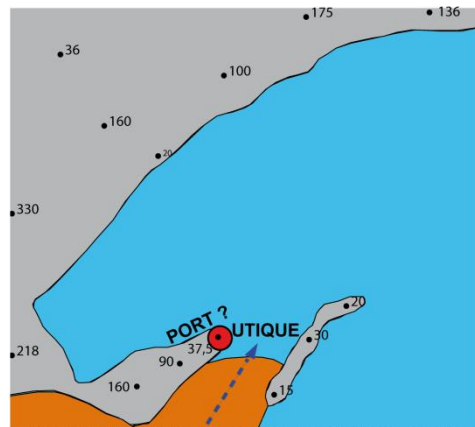
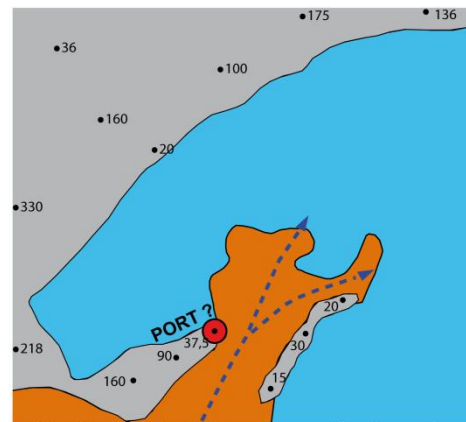


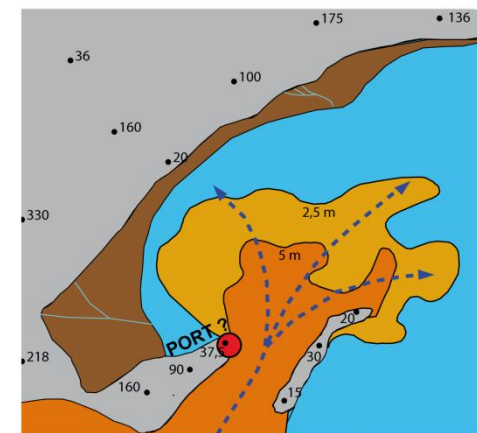
Fig. 2- Principales unités hydrogéomorphologiques de la partie nord du delta de la Majerda (DAO, H. Delile, CNRS, 2012)



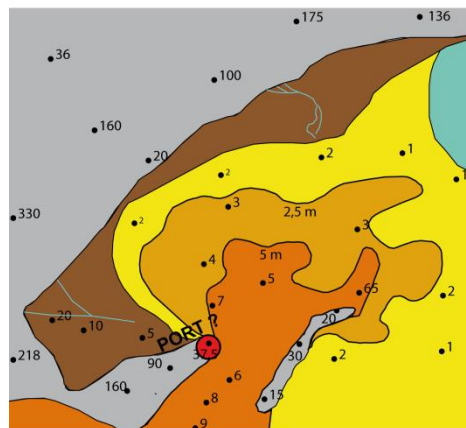
Partie Nord de l'ancien golfe lors de la création d'Utique (12^e s. av. J.-C. ?)



Partie Nord de l'ancien golfe durant la période phénicienne (12^e au 4^e s. av. J.-C. ?)



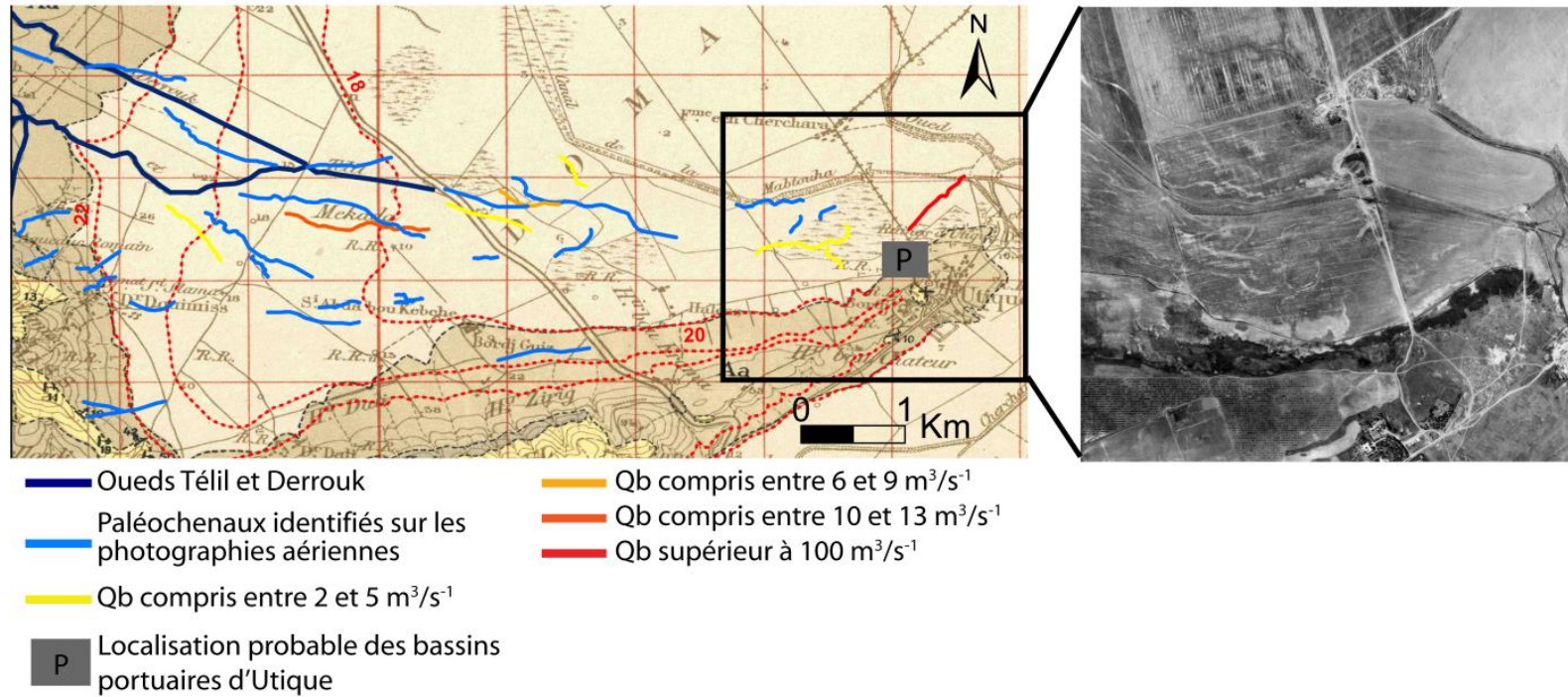
Partie Nord de l'ancien golfe durant la période romaine (4^e s. av. au 6^e s. ap. J.-C. ?)



Partie Nord de l'ancien golfe aujourd'hui



Fig. 3- Evolution hypothétique du comblement de la partie nord de l'ancien golfe d'Utique (DAO, H. Delile, CNRS, 2012)



IV- Les épandages de brèches, comme processus hydro-géomorphologiques à l'origine des cônes alluviaux

Il suffit pour s'en convaincre d'observer les photographies aériennes prises à la fin du mois de juin 1954, après une crue d'une période de retour d'au moins trois à quatre ans (figure 4). Jusqu'à la fin des années 1950 la Majerda débordait de son lit pour des crues de période de retour de trois à quatre ans, soit l'équivalent d'un débit de $800 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$ (Collet, 1953 ; Leca *et al.*, 1956). La crue de 1954 constitue un événement hydrologique rare non pas en raison de son intensité mais de son occurrence en période d'étiage. Ces clichés présentent de multiples épandages de brèches ou *crevasse splays* en cours de construction sur lesquels nous avons effectué une typologie.

1- Morphologie des épandages de brèche

La figure 4 illustre deux grandes catégories d'épandages de brèche en cours de formation, sur la base de leur morphologie. Dans un premier cas, elles prennent une forme d'éventail plus ou moins lobé à partir d'écoulements laminaires ou en nappe. L'organisation des flux dans un réseau de chenaux bien identifiés est quasiment inexistante. A contrario, la seconde catégorie d'épandages de brèche adopte une morphologie tentaculaire ou à bras multiples en raison d'écoulements concentrés. Ces chenaux moins nombreux tendent à inciser les basses terres humides qu'ils traversent pour gagner les zones distales du delta.

Cette typologie des épandages de brèche présente des similitudes avec celles observées sur certains grands fleuves. J. M. Coleman (1969) singularisa pour le Brahmapoutre les « single-channel crevasse splays », où le chenal unique perce la levée de forte pente pour ensuite se subdiviser en multiple chenaux incisant les dépôts sous-jacents et former à l'aval un cône alluvial. Il opposa ce type d'épandage de brèche au « multiple-channel splays » formés sur des levées à faible pente où les chenaux anastomosés faiblement incisés se forment à partir du chenal principal. De la même manière, R. T. Saucier (1994) dans la basse vallée du Mississippi et S. Arnoldussen (2008) sur la Dutch aux Pays-Bas distinguent les crevasses splays en forme de feuille à partir d'écoulement en nappe, de celles aux flux concentrés.

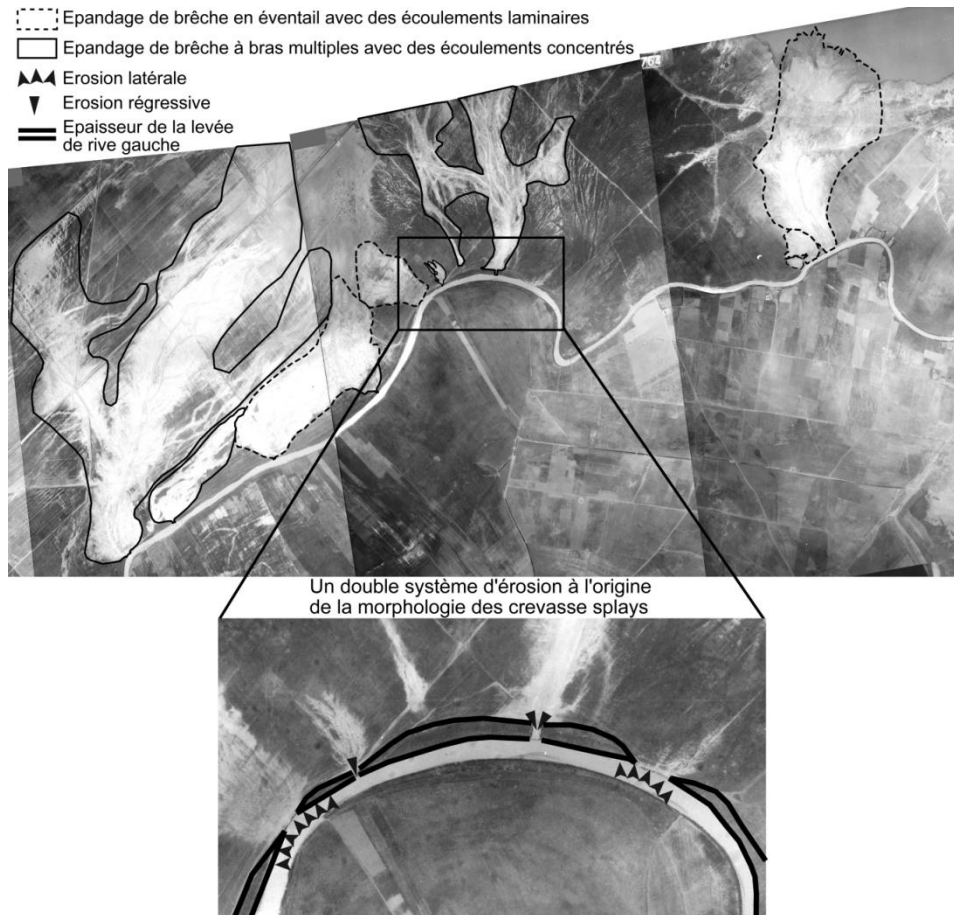


Fig.4- Morphologie des épanchages de brèche et origine érosive des ruptures de levée: l'exemple de la crue du 25 juin 1954 (DAO, H. Delile, CNRS, 2012).

Si les rares études concernant les épanchages de brèche s'accordent comme nous l'avons vu à identifier deux grandes catégories de formes, les conditions de formation de ces entailles semblent multiples. Sur le Sénégal, P. Michel (1973) signale des levées peu épaisses responsables de l'occurrence d'épanchages de brèche en raison de leur moindre résistance aux puissants écoulements. De la même manière, les levées sableuses assurant une moindre cohésion des dépôts apparaissent davantage déstabilisées face à l'érosion latérale que celles à granulométrie plus fine (Stouhamer, 2001 ; Arnoldussen, 2008). Dans le cas de la Majerda, c'est un double système d'érosion, à la fois latérale et régressive, qui est à l'origine des épanchages de brèche et de leur morphologie. L'érosion régressive expliquerait les flux concentrés, tandis que l'érosion latérale

provoquerait un écoulement en nappe (figure 4). Dans le premier cas, la formation des brèches n'est pas liée à une rupture soudaine de la levée suite à une faiblesse ou à une accumulation d'énergie trop importante dans la concavité, mais plutôt à une érosion régressive dans la levée amorcée sur son flanc extérieur. Cette érosion conduit à la formation d'une brèche dans la levée par laquelle d'importants volumes sédimentaires sont chassés (figure 4). Cette érosion se manifeste après que les eaux de crues ont débordé du lit vers les bassins d'inondation, désignés comme arrières-marais. C'est donc bien ces eaux de débordement qui amorcent cette érosion régressive par rapport à un point bas. A contrario, les flux laminaires en forme de lobe sont davantage liés à l'érosion latérale des berges en raison de l'amincissement de la levée jusqu'à sa disparition au niveau du point d'épandage (figure 4). Pour les berges les plus épaisses, l'érosion latérale n'est plus efficace. La synthèse de H. Baulig (1949) réalisée sur les travaux de H. N. Fisk (1944) à propos de la vallée et du delta du Mississippi signale qu'en période de crue l'écroulement des points bas des levées provoque la formation de brèches pouvant aboutir à une défluviation.

2- Essai de reconstitution des processus génétiques de progradation deltaïque

Le phénomène d'avulsion est un processus par lequel le lit principal d'une rivière change de cours en réponse à une différence altitudinale trop importante entre le chenal et la plaine d'inondation. Cette mutation provoque l'aggradation des arrières-marais jusqu'à atteindre le gradient altitudinal régional caractéristique de l'équilibre retrouvé (Smith *et al.*, 1989 ; Bristow *et al.*, 1999 ; Morroza, 2005). Le modèle théorique d'évolution des plaines alluviales à la suite d'une avulsion fut établi sur la Saskatchewan (Canada) par N. D. Smith *et al.* (1989). Les auteurs décrivent les processus amenant progressivement un chenal issu d'une brèche à se développer en un chenal unique. Au vu de ce qui a été dit précédemment, il est possible que les conditions de la progradation deltaïque de la Majerda aient été dominées par ce processus d'avulsions successives à la suite de brèches forçant le fleuve à adopter des lits successifs durant l'Holocène. Les sites de défluviation de la Majerda se manifestent en effet au niveau de cônes alluviaux deltaïques élémentaires, culminant au-dessus des basses terres humides environnantes au moment de leur construction. Les épandages à bras multiples de la Majerda nous fournissent un bel exemple de la formation des « avulsions de progradation » définies par G. S. Morozova et N. D. Smith et (2000), puis adaptées au Tigre et à l'Euphrate par G. S. Morozova (2005). L'étape finale des avulsions de progradation est la formation d'un nouveau lit mineur dans la plaine d'inondation, entouré d'un réseau de paléo-chenaux dénommés « ceinture d'avulsion ».

Toujours d'après Smith *et al.* (1989), une fois le chenal unique développé, le début d'une nouvelle avulsion dépend de la vitesse d'aggradation du fond du chenal, lui-même fonction du degré d'évolution de la sinuosité. Les auteurs ajoutent que dans le cas de taux de migration importants des méandres, l'aggradation doit être très faible, voire nulle, puisqu'elle n'a pas été stoppée par l'avulsion. Autrement dit, le style fluvial méandrique serait le moins propice à la formation de brèches et d'avulsions contrairement aux rivières rectilignes et à anastomoses (Arnoldussen, 2008). Dans le cas de la Majerda, nous considérons que l'occurrence de brèches dans les levées épaisses des méandres manifeste une migration importante du méandre. Au contraire, les levées épaisses où se manifeste une densité moindre de brèches s'expliqueraient par une stabilité relative du méandre. Ceci expliquerait la présence plus importante de ruptures de levées dans la concavité des méandres bien développés du delta de la Majerda plutôt que dans les méandres à faible rayon de courbure. Les taux de migration importants des méandres sont donc caractéristiques d'un hydrodynamisme marqué, favorisant les ruptures de levée avec des épandages concentrés. Cette caractéristique de la Majerda trouve un écho dans la vallée et le delta du Mississippi où la morphométrie des méandres reflète la puissance du cours d'eau (Baulig, 1949). Ces traits hydro-géomorphologiques révèlent un régime irrégulier à crises sporadiques où les conditions de progradation deltaïque s'apparentent à la torrencialité. L'étude de Smith *et al.* (1989) fut complétée par les travaux de K. M. Farrel (2001) qui adapta le précédent modèle aux dépôts de lobes sous-deltaïques, dont les processus de formation sont similaires à ceux des avulsions.

A mesure que les épandages de brèches s'élargissent et persistent, un système distributaire se crée et donne lieu à un sous-delta en pattes d'oiseau qui, à une échelle plus large, formera par la suite un lobe deltaïque. C'est globalement de cette façon que les lobes deltaïques coalescents du Mississippi se sont façonnés sur la base d'une cyclicité de 1000 à 2000 ans (Fisk, 1944 ; Coleman et Gagliano, 1964 ; Saucier, 1994 ; Coleman *et al.*, 1998). Nous supposons que les défluviations passées de la Majerda à partir des ruptures de brèche par une érosion régressive indispensable à la canalisation des flux, ont produit des sous-deltas similaires. La présence d'un sous-delta en pattes d'oiseau dans la lagune de Ghar El Melh est un témoin de ce processus de progradation passé. Les sous-deltas doivent être considérés comme une version réduite des lobes deltaïques majeurs et constituent en ce sens un modèle (Coleman et Gagliano, 1964). Ceci est particulièrement bien visible au niveau du compartiment nord du delta où l'ancien distributaire du lit 8 représente à une plus grande échelle un sous-delta en patte d'oiseau. Dans ces deux cas de figure le réseau de distributaires forme le cadre dynamique des sous-deltas et lobes deltaïques. Ces distributaires vont par la suite s'accroître et provoquer l'aggradation rapide du plancher

alluvial sur lequel pourront se développer les génératrices de cônes alluviaux à l'origine de grands lobes deltaïques. Comme nous avons pu le voir précédemment, ces derniers sont encore aujourd'hui perceptibles dans la topographie. Dans une moindre mesure, une seconde catégorie de cônes alluviaux a participé au comblement de l'ancienne baie d'Utique et probablement joué un rôle dans le devenir d'Utique en tant que port.

V- L'occurrence d'un cône de déjections à proximité d'Utique, nouvelles hypothèses sur le comblement des bassins portuaires

Les zones soumises à l'action des oueds Télil et Ras el Oued correspondent vraisemblablement à des cônes de déjections identifiés par l'extension des courbes de niveau +5, +18 et +20 mètres caractérisées par une forme lobée (figure 2). Dans le cas de l'oued Télil la topographie affiche une pente prononcée (9,4‰) certainement à l'origine de fréquentes avulsions. Celles-ci sont d'ailleurs observables sur les photographies aériennes de la crue de 1954. Pour ces raisons, il semblerait que ce cône de déjections se soit construit à partir d'une dynamique torrentielle sporadique, exclusivement active lors d'événements pluviométriques intenses. Le caractère rectiligne de l'oued et de ses probables anciens chenaux tend à appuyer ce point de vue.

En effet, l'étude des photographies aériennes montre la présence de nombreuses traces de paléochenaux dans l'espace compris entre le pied de versant où s'écoule l'oued Télil et l'emplacement supposé des bassins portuaires d'Utique (figure 5). A priori, la faible contenance de ces anciens lits et leur orientation similaire à celle du Télil actuel laissent supposer que ces traces fluviales passées auraient pu appartenir au Télil. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons procédé à une comparaison des débits à pleins bords (Qb) de l'actuel Télil avec ceux des anciens chenaux identifiés sur les images aériennes. En l'absence de chroniques de débits du Télil, nous avons estimé son Qb à partir de lois empiriques mettant en relation la superficie du bassin versant et le débit à pleins bords d'une rivière, en utilisant les équations suivantes :

- Eq. 1 : $Q_b = a.A^b$, où
 $a = 0,087$ et $b = 1,044$ (Petit *et al.*, 1994) ;
 A : superficie du bassin versant (km^2) ;
 $Q_b = 0,087 * 32,5^{1,044} = 3,3 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$;
- Eq. 2 : $Q_{ma} = (2,63 * 10^{-6}) * A^{0,9} * P^{1,75}$ (Richards, 1982), où
 Q_{ma} : crue annuelle maximale moyenne (m^3/s^{-1}) ;
 A : superficie du bassin versant (km^2) ;
 P : précipitations annuelles (mm) ;
 $Q_{ma} = (2,63 * 10^{-6}) * 32,5^{0,9} * 500^{1,75} = 3,19 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$.

Les résultats de ces calculs sont cohérents, car les deux équations donnent un débit d'environ $3 \text{ m}^3/\text{s}^{-1}$. Nous pouvons ainsi le comparer à

celui des paléochenaux censés appartenir au Télil. Les débits à pleins bords ont été calculés sur huit paléochenaux localisés pour trois d'entre eux à proximité de l'emplacement des bassins portuaires d'Utique (figure 6). Dans la littérature, il existe une quantité foisonnante de relations qui permettent d'estimer des paramètres hydrologiques tels que le Q_b à partir des variables morphométriques des chenaux. Ces relations sont fréquemment utilisées en paléohydrologie où les mesures d'anciens débits s'effectuent sur la base d'héritages morphologiques holocènes. Le caractère rectiligne des lits anciens que nous observons sur les photographies aériennes limite notre choix à la largeur du chenal (w), selon l'équation suivante (Bravard et Petit, 2000) :

- Eq. 3 : $w = a.Q^b$, où $a = 3,41$ et $b = 0,45$

$$\text{Ainsi } Q = \sqrt[b]{\left(\frac{w}{a}\right)}$$

Pour chaque chenal, la largeur du lit a été évaluée sur la base de cinq points de mesure. Cette opération a été réalisée sur trois séries de photographies aériennes différentes. Le coefficient w évalué correspond donc à la moyenne de l'ensemble des points de mesure effectués. L'ensemble des paléochenaux visibles sur les photographies aériennes est représenté sur la figure 2. Les débits à pleins bords ont été classés en quatre catégories afin de faciliter l'interprétation de ces résultats. Nous observons que sur la totalité des lits mesurés, cinq d'entre eux ont un débit à pleins bords compris entre 2 et 5 m^3/s^{-1} . Il est donc possible que ces anciens lits soient des reliques d'une paléo-Télil, en raison de leur appartenance à la même classe de débits que celle du Télil actuel. Pour conclure, ce travail, qui associe cartographie et paléohydrologie, pose les bases d'une nouvelle piste de réflexion sur les conditions d'ensablement des bassins portuaires d'Utique. Ces données ne doivent évidemment pas conduire à penser que le Télil est à l'origine du comblement du port d'Utique, mais plutôt à envisager un processus d'ensablement portuaire plus complexe que ce qui est communément considéré aujourd'hui comme l'œuvre de la seule Majerda.

Le secteur situé entre les oueds Télil et Ras el Oued montre une contraction des courbes de niveau au pied des djebels Touibia et Reyane favorisant l'extension des marécages (figure 2). L'analyse des photographies aériennes et de la carte géologique montre clairement que les marais, interprétés classiquement comme l'ancien rivage antique (Paskoff et Troussset, 1992), prolongent le canal de la Mabtouha. Il est possible que cet ancien canal ait été façonné à partir d'une paléo-Majerda en lien avec les cônes alluviaux deltaïques mis en évidence dans cette zone (figure 2). Ces derniers auraient pu bloquer les écoulements des oueds en pied de versant et créer des arrière-marais. Plus précisément, il semble exister une relation entre les petits bassins versants côtiers et le développement du marais principal. En effet, nous observons une extension marquée de ces zones humides au pied des djebels

Touibia et Reyane, découpés par des cours d'eau très peu développés dans l'axe longitudinal, et une constriction des marécages au niveau des zones distales des cônes de déjections des oueds Télil et Ras el Oued (figure 2). A partir de ces observations, nous pouvons émettre une double hypothèse quant aux conditions d'ensablement des bassins portuaires d'Utique :

a- Si on considère que ce marais correspond à un ancien bras de la Majerda ou à un arrière-marais, il est possible qu'en conséquence l'hydrodynamisme du fleuve ait entravé le développement des dépôts alluviaux dûs aux oueds côtiers dans la plaine deltaïque par un effet de chasse de leur charge solide vers le large. Ce n'est qu'une fois cette paléo-Majerda abandonnée, que les deux oueds Télil et Ras el Oued auraient formé leurs cônes de déjections dans la plaine deltaïque préalablement construite. La présence de quelques « lambeaux » de marais encore existants dans la zone d'influence du Télil appuie cette suggestion (figure 2). Dans ce cas, les bassins portuaires d'Utique furent davantage comblés par les sédiments de la Majerda que par ceux du Télil ;

b- Cependant, il est tout à fait possible que l'énergie développée par ces deux principaux oueds ait influé sur le cours de la paléo-Majerda, de telle sorte que cette dernière n'aurait pu contraindre le développement des cônes de déjections. Un effet barrage est possible, quel que soit l'écoulement des eaux de débordement latéral de la Majerda. Dans ce cas, les bassins portuaires d'Utique auraient été davantage comblés par les sédiments du Télil que par ceux de la Majerda.

Pour conclure, nous voyons bien que la localisation supposée des bassins portuaires d'Utique se situe dans une zone complexe où ont pu interagir les influences de l'oued Télil (cône de déjections) et celles de la Majerda (cône alluvial deltaïque). En l'absence de cadre chronologique contraignant les différents dépôts, nous ne pouvons pas nous prononcer sur l'origine « télienne » ou « medjerdienne » du colmatage portuaire. Cependant, il n'est pas impossible qu'un système d'interactions se soit mis en place entre ces deux hydrosystèmes, à partir duquel cet espace se serait exhaussé de 5 m sous le contrôle alterné de séquences fluviales « téliennes » et « medjerdiennes ».

Conclusion

Cette étude préliminaire réalisée sur le delta de la Majerda pose les bases d'une reconstitution des processus génétiques de progradation deltaïque de ce fleuve dont les défluviations paraissent être le principal moteur. Celles-ci prennent naissance par des épandages de brèches de type tentaculaire formées par l'occurrence d'une érosion régressive sur les levées en période de débordement, favorable à la concentration des flux.

A mesure que les chenaux s'individualisent et concentrent toujours davantage les écoulements, un distributaire principal émerge. Au bout de sa course dans les parties distales du delta, ce dernier forme un sous-delta en patte d'oiseau dont la partie distale est régularisée par des barres d'embouchure. Par la suite le sous-delta s'exhausse progressivement pour former un véritable cône alluvial deltaïque, les phases de construction se produisant lors d'événements hydrologiques intenses. C'est en crue que les génératrices de cône alluvial opèrent. Arrivée à une certaine altitude, le lobe deltaïque franchit un seuil géomorphologique contraignant le fleuve à gagner un nouvel espace d'accommodation, plus ou moins déterminé par le phénomène d'inflexion pénilittorale. Dans ses grandes lignes et à une échelle réduite, ce modèle d'évolution de la dynamique de progradation de la Majerda est comparable à celui du delta du Mississippi, mais en raison de ses conditions irrégulières et sporadiques elle possède un caractère torrentiel spécifique. De la même manière, la puissance des processus marins dans le secteur du delta contribue à sa singularité en raison des facteurs de construction et surtout de destruction qu'ils génèrent.

La confrontation des processus en action sur ces cônes alluviaux deltaïques et des données archéologiques disponibles suggère que le passage de la Majerda dans le compartiment nord s'est effectué au plus tard avant la fin de la période phénicienne et peut-être même avant la fondation légendaire d'Utique au 12^e s. av. J.-C. Pour cette raison, les bassins portuaires d'Utique ne peuvent être situés que sur la façade nord de la presqu'île d'Utique, où la communication avec la mer devait se faire par un ancien couloir marin localisé à l'ouest du compartiment nord. D'autre part, la mise en évidence du cône de déjections du Télil et de ses paléochenaux dans le secteur présumé du port laisse envisager un processus d'ensablement portuaire plus complexe que ce qui est communément considéré aujourd'hui comme l'œuvre de la Majerda. Les bassins portuaires pourraient avoir été le siège de séquences de comblement fluviales «éliennes» et/ou «medjerdiennes».

Remerciements

Nous souhaitons remercier Camel Boumedjmadjen de la Bibliothèque Universitaire Pierre et Marie Curie pour son accueil et son aide précieuse au sein du département CADIST Géosciences et Environnement. Nous remercions également le département de l'Armée de l'air du Service historique de la défense de nous avoir autorisés à reproduire des photographies aériennes du delta de la Majerda. Nous sommes reconnaissants envers Paul Troussset et Véronique Blanc-Bijon de la Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme de l'Université Aix-Marseille pour leur accueil et l'accès à leurs archives. Il nous a été agréable d'adresser nos remerciements au programme ISIS, ainsi qu'à l'Institut National du Patrimoine de Tunisie qui facilite nos recherches sur le

terrain et Nabil Kallala pour son aide dans le démarrage de ce projet. Pour son soutien logistique et financier, nous remercions le CNRS. Nous sommes enfin reconnaissants au Professeur Ameer Oueslati pour ses remarques constructives.

Bibliographie

- Arnoldussen, S., 2008, *A Living Landscape: Bronze Age Settlement Sites in the Dutch River Area (c. 2000-800 BC)*. Sidestone Press, Leiden, 192 p.
- Ayachi, S., 2004, *Approche géomatique de l'évolution des zones humides et du trait de côte dans la région du complexe lagunaire de Ghar El Melh*. Mémoire de DEA, Faculté des Lettres, des Arts et des Humanités de la Manouba, 128 p.
- Baulig, H., 1949, *La vallée et le delta du Mississippi*. Annales de Géographie, v. 59, n° 311, p. 220-232.
- BenHaj, A., 1987, *Carte géologique de la Tunisie 1 :500000*. République Tunisienne, Service géologique national.
- Bravard J.-P., Petit F., 2000, *Les cours d'eau, Dynamique du système fluvial*. Paris, A. Colin. 222 p.
- Bristow, C. S., Skelly, R. L., Ethridge, F. G., 1999, *Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise*. Sedimentology, vol. 46, p. 1029-1047.
- Chelbi, F., Paskoff, R., Troussset, P., 1995, *La baie d'Utique et son évolution depuis l'Antiquité : une réévaluation géoarchéologique*. Antiquités africaines, t. 31, p. 7-51.
- Coleman, J. M., Gagliano, S. M., 1964, *Cyclic Sedimentation in the Mississippi River Deltaic Plain*. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions ; vol. 14, p. 67-80.
- Coleman, J. M., 1969, *Brahmaputra River: channel processes and sedimentation*. Sedimentary Geology, vol. 3, p. 129-239.
- Coleman, J. M., Roberts, H. H., Stone, G. W., 1998, *Mississippi River Delta: an Overview*. Journal of Coastal Research, vol. 14, n° 3, p. 698-716.
- Collet, C., 1953, *Note sur la crue de la Majerda du 7 au 10 décembre 1952*. DTP, Tunis, 5 p.
- David, L., 1956, *Etude géologique des monts de la haute Majerda*. Alger, Service de la carte géologique de l'Algérie, 304 p.
- Farell, K. M., 2001, *Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan*. Sedimentary Geology, vol. 139, p. 93-150.
- Fisk, H. N., 1944, *Geological investigation of the alluvial valley of the lower Mississippi River*. U. S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi, 170 p.
- Jauzein, A., 1971, *Evolution récente du delta de la Majerda. Les agents de la morphogénèse*. Trav. Lab. Géol. ENS, Paris, 5, 177 p.
- Leca, A., Valiron, F., Rolland, L., Cintas, J., Tron, M., 1956, *La mise en valeur de la vallée de la Majerda*. Imprimerie La Rapide, Tunis, 122 p.
- Michel, P., 1973, *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique*. Thèse de Doctorat de Géographie, Université Marc Bloch (Strasbourg). Mémoire ORSTOM, Paris, n° 63, 3 vol., 753 p.

- Morozova, G. S., 2005, *A Review of Holocene Avulsions of the Tigris and Euphrates Rivers and Possible Effects on the Evolution of Civilizations in Lower Mesopotamia*. *Geoarchaeology*, vol. 20, n° 4, p. 401-423.
- Morozova, G. S. et Smith, N. D., 2000, *Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada*. *Sedimentary Geology*, vol. 130, p. 81-105.
- Oueslati, A., 1995, *The evolution of low tunisian coasts in historical times: from progradation to erosion and salinization*. *Quaternary International*, vol. 29-30, p. 41-47.
- Oueslati, A., Faouzia, C., Bacchar, F., *Presentation of the Tunisian site : La basse vallée de l'oued Majerda et la lagune de Ghar El Melh*. Wadi project, Fifth international meeting, Tunis 6-9 December 2006, 26 p.
- Paskoff, R., 1985, *Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution*. Paris, Masson, 190 p.
- Paskoff, R., Slim, H., Troussset, P., 1991, *Le littoral de la Tunisie dans l'Antiquité: cinq ans de recherches géo-archéologiques*. *Comptes-rendus des séances de l'Académie des inscriptions et belles-lettres*, vol. 135, n°3, p. 515-546.
- Paskoff, R., Troussset, P., 1992, *L'ancienne baie d'Utique : du témoignage des textes à celui des images satellitaires*. *Mappemonde* 1, p. 30-34.
- Paskoff, R., 1994, *Le delta de la Majerda (Tunisie) depuis l'Antiquité*. *Etudes Rurales*, 133-134, p. 15-29.
- Pimienta, F., 1959, *Le cycle Pliocène-actuel dans les bassins paraliques de Tunis*. Thèse de Doctorat, Université de Paris, Mém. Soc. Géol. France, 175 p.
- Reynier, F., 1950, *Notes sur le comblement de la basse Majerda*, Tunis, 18 p.
- Samaali, H., 2011, *Etude de l'évolution de l'occupation et de l'utilisation du sol dans le delta de la Mejerda par télédétection et Système d'Informations Géographiques*. Thèse de Doctorat, Université de Tunis, 390 p.
- Saucier, R. T., 1994, *Geomorphology and Quaternary Geologic History of the Lower Mississippi Valley*. U. S. Army Corps of Engineers, Mississippi River Commission, Vicksburg, Mississippi, 414 p.
- Slim, H., Troussset, P., Paskoff, R., Oueslati, A., 2004, *Le littoral de la Tunisie, Etude géoarchéologique et historique*. *Études d'Antiquités africaines*, CNRS éditions, Paris, 308 p.
- Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P., Clough, S. R., 1989, *Anatomy of an avulsion*. *Sedimentology*, vol. 36, p. 1-23
- Stouthamer, E., 2001, *Sedimentary products of avulsions in the Holocene Rhine-Meuse Delta, The Netherlands*. *Sedimentary Geology*, vol. 145, p. 73-92
- Tissot, C., 1884, *Géographie comparée de la Province romaine d'Afrique*. Paris, 2 vol., 697-868 p.
- Tite Live, *Histoire romaine*. Livre 29, Tome 19, trad. FRANCOIS, P., 1994, 35, 3, Les belles lettres, Paris, 164 p.