



HAL
open science

Morphogénèse et géosystèmes holocènes dans l'Atlas Saharien oriental et le Bas-Sahara (Algérie, Tunisie)

Jean-Louis Ballais

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Morphogénèse et géosystèmes holocènes dans l'Atlas Saharien oriental et le Bas-Sahara (Algérie, Tunisie). Würzburger Geographische Arbeiten, 1992, Geowissenschaftliche Untersuchungen in Afrika - II, 84, pp.1-16. hal-01563295

HAL Id: hal-01563295

<https://amu.hal.science/hal-01563295>

Submitted on 20 Jul 2017

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.

Würzb. Geogr. Arb.	84	1-16	Würzburg	1992
--------------------	----	------	----------	------

**Morphogénèse et géosystèmes Holocènes
dans l'Atlas Saharien oriental et le Bas-Sahara
(Algérie, Tunisie)**

Jean-Louis BALLAIS, Aix en Provence

Zusammenfassung

Morphogenese und holozäne Geosysteme im östlichen Sahara-Atlas und in der nordwestlichen Sahara (Algerien, Tunesien)

Das Holozän des östlichen Sahara-Atlas und der nordwestlichen Sahara läßt sich in vier Abschnitte untergliedern. Das Frühholozän (10.000 bis etwa 7.000 B.P.) ist durch zunehmende Humidität gekennzeichnet. Es endet mit einer kurzen Trockenphase gegen 7.500-7.000 B.P.. Das Mittelholozän (7.000-3.500 B.P.?) stellt wahrscheinlich den Abschnitt des Klimaoptimums dar. In der prähistorischen Periode des Jungholozäns beginnt die zunehmende Aridisierung. Das historische Jungholozän ist nach einer kurzen Feuchtphase um 2.400 B.P. durch die Schüttung der Unteren Niederterrasse, deren Zerschneidung und schließlich die Desertifikation geprägt, die zur Remobilisierung äolischer Sande führt.

Summary

Morphogenesis and Holocene geosystems in the eastern Sahara-Atlas and northwestern Sahara (Algeria, Tunisia)

The Holocene of the eastern Sahara-Atlas and the northwestern Sahara can be subdivided into four periods. The early Holocene (10,000 - 7,000 B.P.) is characterized by increasing humidity. It ends with a short arid phase around 7,500 - 7,000 B.P.. The middle Holocene (7,000 - 3,500 B.P.?) is likely to represent the climatic optimum. The prehistoric part of the late Holocene period shows increasing aridification. The historical late Holocene, following a short humid phase around 2,400 B.P., is characterized by the deposition of the lower low terrace body and its dissection as well as by desertification leading to the remobilization of aeolian sands.

Résumé

Morphogénèse et géosystèmes Holocènes dans l'Atlas Saharien oriental et le Bas-Sahara (Algérie, Tunisie)

On peut diviser l'Holocène de l'Atlas saharien oriental et du Bas-Sahara en quatre sous-périodes. L'Holocène inférieur (10.000 B.P. à environ 7.000 B.P.) est caractérisé par la croissance de l'humidité. Il se termine par une courte phase sèche vers 7.500 - 7.000 B.P.. L'Holocène moyen (7.000 - 3.500 B.P.?) est probablement la sous-période de l'optimum climatique. A l'Holocène supérieur préhistorique commence l'assèchement climatique progressif. L'Holocène supérieur historique, après une courte phase humide vers 2.400 B.P., se caractérise par l'accumulation de la très

basse terrasse, puis son entaille et enfin par la désertification qui remobilise les sables éoliens.

L'ensemble considéré ici va des Monts des Ziban, des Aurès, des Nemencha et de la terminaison de l'Atlas saharien oriental en Tunisie (vers 35° de latitude Nord et 5 à 10° de longitude Est), au Nord, jusqu'au Grand Erg Oriental, au Sud, vers 31° de latitude Nord (fig. 1). Le resserrement de la zonation et de l'étagement bio-climatiques, depuis l'étage subhumide des sommets (vers 2.000 - 2.300 m) jusqu'à l'étage saharien des Grands Chotts (au-dessous de 0) a permis aux nuances de la morphogénèse holocène de s'exprimer de façon particulièrement claire, surtout à l'Holocène inférieur et lors de l'optimum climatique, mais aussi lors des variations climatiques plus fines de l'Holocène supérieur.

I - L'Holocène inférieur (10.000 B.P. à environ 7.000 B.P.): La croissance de l'humidité

1 - La fixation des dunes et leur colonisation par les Capsiens

La fixation des dunes commence, en fait, à l'extrême fin du Pléistocène supérieur, au moins sur le littoral du golfe de Gabès (fig. 1). Là, dans la station A (Capsien de faciès méridional (GRAGUEB, 1983)), juste au Nord de l'oued el Akarit, deux datations ^{14}C sur coquilles d'oeuf d'autruche viennent d'être obtenues: 10.510 +/- 349 B.P. (C 3562) et 10.013 +/- 281 B.P. (C 3565) (BALLAIS, 1991c).

Sur les sables éoliens de Bir Oum Ali (BALLAIS & BEN OUEZDOU, 1992) (fig. 1), deux sites capsiens s'installent, accumulant deux escargotières dont une datée ^{14}C 8.260 +/- 180 B.P. sur coquilles d'escargots (HARBI-RIahi, 1989). Ces Capsiens consomment alors presque exclusivement *Leucochroa candidissima* qui est encore aujourd'hui la principale espèce vivante consommable.

Enfin, sur les piémonts Nord et Sud du djebel Younès, à l'Ouest de Gafsa (fig. 1), des sites capsiens s'installent aussi sur des sables éoliens (BEN OUEZDOU, sous presse).

Bien qu'on ne puisse exclure totalement une mobilité des sables éoliens, ces installations tendent à prouver que les sables sont plus ou moins fixés à ce moment, alors qu'ils se déplaçaient encore vers 14.000 B.P. (BALLAIS & HEDDOUCHE, 1991). L'augmentation des précipitations est alors bien commencée, mais le total annuel ne semble pas encore supérieur à l'actuel, dans le Présahara tout au moins (fig. 2).

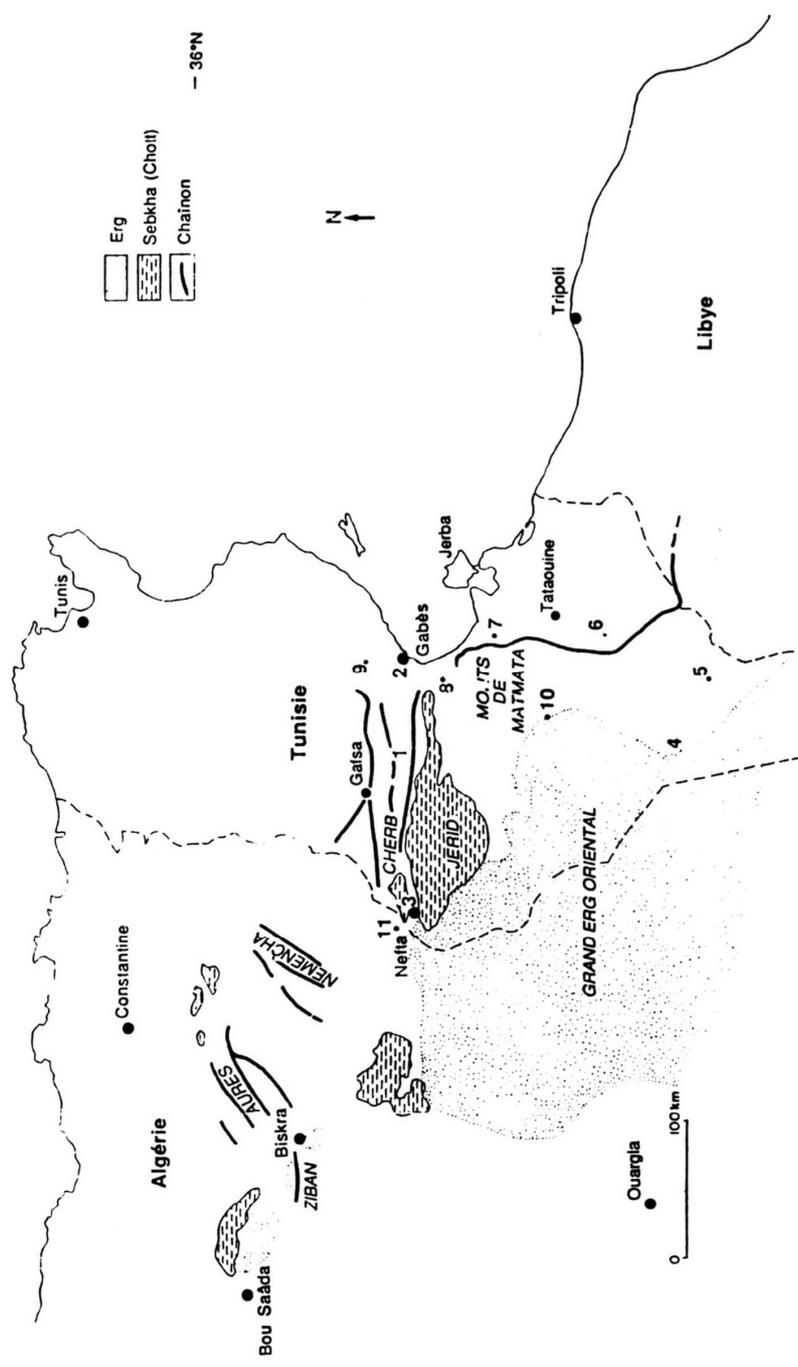


Fig. 1. Carte de localisation. Location map.
 1: Bir Oum Ali; 2: oued el Akarit; 3: chott Rharsa; 4: Ez Zobbas; 5: oued Jenain; 6: oued Bir el Amir; 7: oued Hallouf-Oum ez Zessar; 8: oued Seradou; 9: chebket Ouknina; 10: Ksar Rhilane; 11: chott Aslouch.

2 - La réapparition de lacs

Très récemment, et pour la première fois, des paléolacs holocènes viennent d'être identifiés dans le Sud tunisien (PETIT-MAIRE et al., 1991), en particulier à Ez Zobbas, au nord de Larich (fig. 1). Là, vivaient des *Cerastoderma glaucum* datés de 8.230 +/- 70 B.P..

Cette découverte s'inscrit bien dans la logique de l'apparition et du développement des nombreux lacs holocènes à *C. glaucum* du Sahara, bien que le lac d'Ez Zobbas ait environ 1.000 ans de moins que le plus proche, situé 100 km plus au Sud, en Libye (PETIT-MAIRE & DELIBRIAS, 1979). Cela rend encore plus étonnante l'absence de lac holocène à l'emplacement des Grands Chotts tunisiens actuels. Dans l'état présent des recherches, on n'y remarque qu'une reprise d'activité des sources, prouvée par des faunules de *Melanoides*, à Toumbar et à Ain el Atrouss, datées ¹⁴C entre 9.000 et 8.500 B.P., après correction (ZOUARI, 1988, p. 218). Faut-il envisager, à l'Holocène inférieur, sinon un renversement de la zonation actuelle, du moins un effacement? Ou ne s'agit-il que d'un décalage entre la réalimentation des nappes profondes et l'augmentation des précipitations locales? Dans ce cas, l'optimum hydrologique serait antérieur à l'optimum climatique.

3 - L'accumulation de la basse terrasse holocène préhistorique et l'élaboration du glacis holocène

Il y a 30 ans, COQUE (1962) avait proposé de placer l'élaboration du glacis et l'accumulation de la basse terrasse dans l'Holocène inférieur (environ 8.400 B.P. à environ 7.400 B.P.), c'est à dire contemporain des Capsiens. Tout récemment, des confirmations ont été apportées. Sur l'oued el Akarit, la période qui va de 9.100 à 7.690 B.P. serait marquée par de forts débits qui permettent l'accumulation de la terrasse holocène = formation Akarit II (ZOUARI, 1988, p. 229-230).

Au Sud de Tataouine (fig. 1), sur l'oued Bir el Amir, la partie moyenne de la basse terrasse holocène vient d'être datée de 7.026 +/- 175 B.P. (C 3541).

Enfin, dans l'Extrême-Sud tunisien, la partie supérieure de la terrasse de l'oued Jenain (fig. 1) est datée de 7.890 +/- 90 B.P. et celle des oueds Makhrerouga et Abdallah, à quelques kilomètres plus au nord, de 8.010 +/- 160 B.P. Là où il tombe environ 50 mm/an, vivaient alors, dans des flaques d'eau douce pérennes, des Gastéropodes aquatiques, en particulier *Lymnaea natalensis* et *Biomphalaria pfeifferi* (PETIT-MAIRE et al., 1991). La vitesse moyenne d'accumulation de cette terrasse est de l'ordre de 1,4 mm/an (BALLAIS, 1991b).

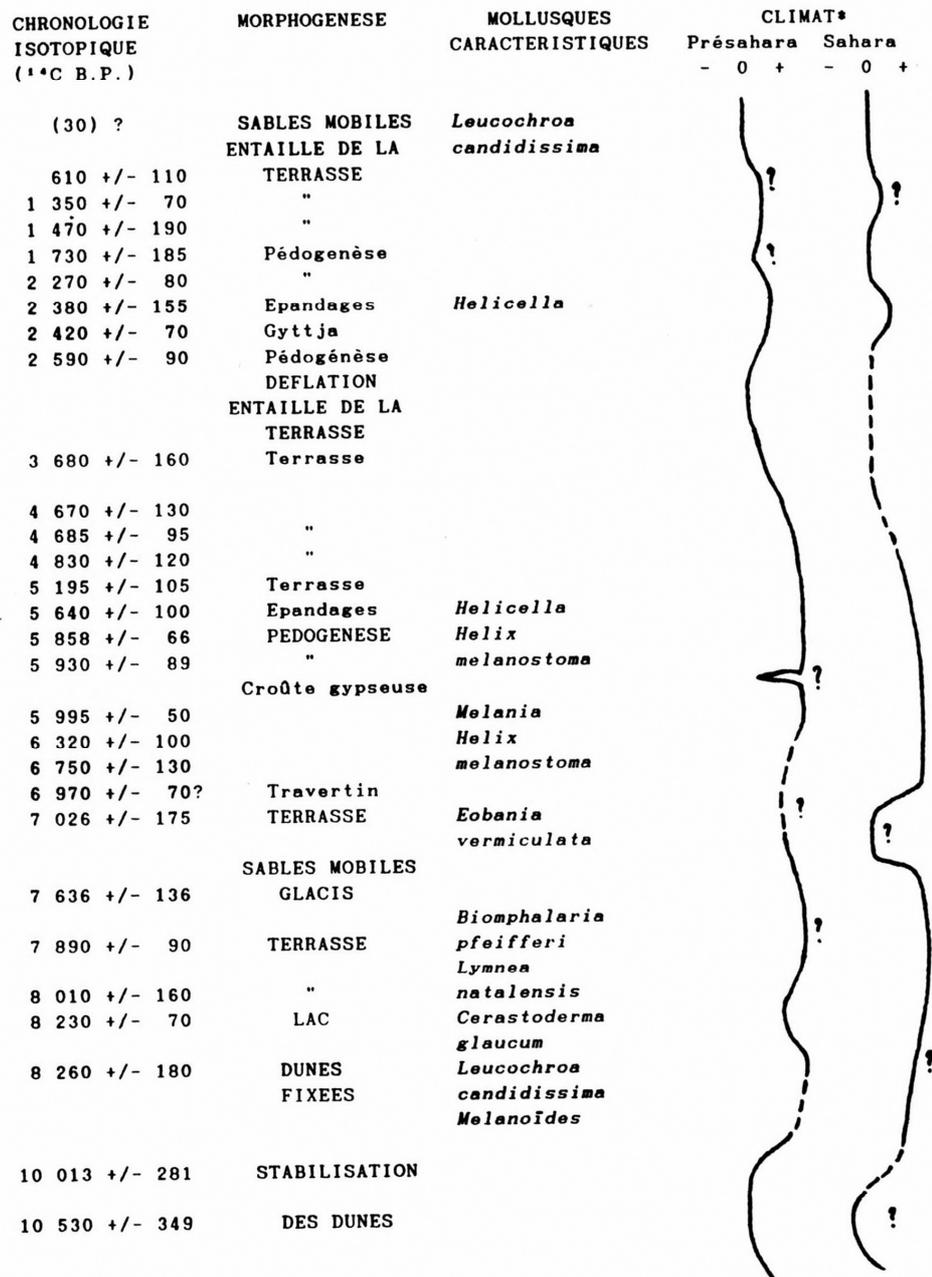


Fig. 2. Evolution morphoclimatique de l'Atlas saharien oriental et du Bas-Sahara à l'Holocène. Holocene morphoclimatic evolution of Eastern Sahara-Atlas and Lower Sahara.

Le glaciaire holocène (alias glaciaire 1 de COQUE (1962)) s'est formé également sur les versants aspergés (BALLAIS & BEN OUEZDOU, 1992). En effet, il tronque très généralement la troisième génération de ces accumulations de sables éoliens, entre Gafsa et la chaîne du Cherb (fig. 1). A Bir Oum Ali, il a retaillé une escargotière capsienne et, dans le djebel Atra, de nombreux sites néolithiques sont posés dessus. Enfin, à Smila, au Nord-Est de Tataouine, il est antérieur à un Néolithique précoce daté de 7.636 +/- 136 B.P. (C 3575).

Globalement donc, les écoulements sont redevenus très vigoureux, efficaces, parfois dès avant 10.000 B.P., en particulier dans les Nemencha et aux environs de Biskra (BALLAIS & HEDDOUCHE, 1991). Si ce phénomène ne peut s'interpréter, par rapport à la forte aridité du Pléniglaciaire, que comme le résultat d'une augmentation des précipitations *locales* (fig. 2), ces dernières ont dû être assez intenses pour permettre un ruissellement sur des sables dunaires récemment fixés.

L'augmentation générale de la pluviosité est corroborée par les analyses palynologiques effectuées à proximité de Gabès (BRUN, 1989).

4 - Une phase sèche vers 7.500 - 7.000 B.P.

En Tunisie, après 7.690 B.P., les débits de l'oued el Akarit diminuent (ZOUARI, 1988, p. 150). Surtout, la dernière génération de sables éoliens fossiles se met en place, entre Gafsa et les Grands Chotts (BALLAIS & BEN OUEZDOU, 1992). Il s'agit, au maximum, de 1 m de sables très quartzeux, fins à moyens ($98 \mu\text{m} < Q_2 < 174 \mu\text{m}$), bien triés. Au Sud des Grands Chotts (El Hamma de Gabès, revers du Dahar = Monts de Matmata), des placages de sables limoneux éoliens, épais de quelques décimètres, présentent les mêmes caractéristiques.

Dans les Ziban, des sables s'accumulent sur les piémonts, sous l'action de vents efficaces du Nord-Ouest, le long d'un grand flux NW-SE, depuis le bassin du Hodna jusque vers le Grand Erg oriental, flux éolien qui fonctionne à chaque période sèche depuis au moins le début du Pléistocène moyen. Ce sont des sables argilo-limoneux déposés sur quelques décimètres avant 6.320 +/- 100 B.P. (BALLAIS et al., 1989) et 5.790 +/- 140 B.P. (C 3377). L'accumulation de la basse terrasse est localement interrompue et ne reprendra alors qu'après 6.500 B.P..

Par contre, dans les étages plus humides, cette phase sèche reste très hypothétique. Par exemple, dans les Nemencha, où le climat actuel est semi-aride, l'oued Redif accumule des dépôts fins vers 7.340 +/- 115 B.P. (BALLAIS, 1976).

Tous ces sables ont ensuite subi une pédogénèse contemporaine de l'installation des sites néolithiques (cf. ci-dessous).

II - L'Holocène moyen (7.000 - 3.500 B.P.): L'optimum climatique?

L'Holocène moyen se marque par la fin de l'accumulation de la basse terrasse et le développement de la pédogénèse et de l'hydrographie.

1 - La fin de l'accumulation de la basse terrasse holocène préhistorique

Le retour à des conditions plus humides que l'Actuel est marqué, dès 7.026 +/- 175 B.P., dans la terrasse de l'oued Bir el Amir, au Sud de Tataouine (fig. 1), par l'apparition d'*Eobania vermiculata*, espèce inconnue actuellement à cette latitude et adaptée à des pluviométries plus abondantes que les moins de 100 mm qui tombent actuellement (GIESSNER, 1979; LE FLOC'H & GOUNOD, 1986).

D'une façon générale, la fin de l'accumulation de la basse terrasse est postérieure aux Capsiens et contemporaine des Néolithiques qui s'installent sur son sommet, par exemple à Bir el Amir et à Ain Edkouk quelques kilomètres plus à l'Est, ou encore dans sa partie sommitale (oued Hallouf-Oum ez Zessar, au Nord de Tataouine (fig. 1)).

La série chronostratigraphique la plus complète, mais aussi la plus complexe, est celle de l'oued el Akarit (FONTES et al., 1983). Elle comporte une croûte gypseuse peu après 5.995 +/- 50 B.P., qui indique l'apparition d'une nouvelle phase de morphogénèse éolienne due à un assèchement (ROGNON et al., 1983). Cependant, l'accumulation se poursuit jusque vers 3.680 +/- 160 B.P., non sous forme de loess comme cela a été décrit précédemment (idem), mais sous forme de limons fluviatiles, en même temps que les débits de l'oued augmentent à nouveau (à partir de 3.910 B.P. (ZOUARI, 1988, p. 150)).

Une différenciation latitudinale semble commencer à s'affirmer. Dans l'Extrême Sud tunisien, la fin de l'accumulation se situerait vers 6.580 +/- 350 B.P. (PETIT-MAIRE et al., 1991). En revanche, dans le Présahara tunisien, un site épipaléolithique coiffe la terrasse de l'oued Seradou (à l'Ouest de Gabès, fig. 1) et un site capsien très tardif (6.750 +/- 130 B.P.) occupe le sommet de celle de la chebket Ouknina, au Nord de Gabès (BALLAIS, 1973). Mais au Sud-Est de cette ville, la terrasse de l'oued Mdou s'accumule encore vers 5.195 +/- 105 B.P. (STEINMANN & BARTELS, 1982). Plus au Nord, dans les Nemencha, le dépôt fin majeur de la terrasse de l'oued Chéria-Mezeraa est daté de 5.830 +/- 95 B.P. (BALLAIS, 1976) et de 4.685 +/- 95 B.P. (FARRAND et al., 1982). Dans les Aurès, il s'accumule encore vers 4.830 +/- 120 B.P. (BALLAIS et al., 1979). Plus généralement, dans cet Atlas saharien algérien oriental, le remaniement des sites épipaléolithiques dans la basse terrasse est très fréquent (BALLAIS & ROUBET,

1981-1982).

2 - La stabilisation des versants et l'épanouissement de la pédogénèse

Sur les sables éoliens qui se sont fixés progressivement, les populations néolithiques s'installent et la pédogénèse se développe, y compris à l'intérieur du Grand Erg Oriental, à l'Ouest de Nefta par exemple. Comme au djebel Morra, dans la chaîne du Cherb (BALLAIS & BEN OUEZDOU, 1992), en Tunisie, ou encore dans les Ziban (BALLAIS et al., 1989), en Algérie, les sols atteignent quelques décimètres d'épaisseur, présentent une structure grumeleuse à prismatique et sont riches en Fe_2O_3 , $CaCO_3$ (parfois sous forme de nodules) et pauvres en sulfates. On peut considérer que leur formation suppose des conditions actuellement réunies dans l'étage aride du climat méditerranéen, alors qu'ils occupent aujourd'hui l'étage saharien.

Les gisements néolithiques tunisiens associés sont datés de 5.858 +/- 66 B.P. et 5.930 +/- 87 B.P. (BALLAIS & BEN OUEZDOU, 1992). Les populations consomment alors, de préférence, *Helix melanostoma*, aujourd'hui réfugié dans les étages plus humides, sur le littoral du golfe de Gabès ou plus au Nord.

Plus au Sud, et sur substrat très gypseux, en particulier au sommet de la basse terrasse, des sols se développent, formant aujourd'hui des croûtes gypseuses dures, par exemple le long de l'oued Bir el Amir ou le long de l'oued Jenain (PETIT-MAIRE et al., 1991). Ils sont caractéristiques de l'étage saharien et indiquent que, à l'Holocène moyen, la zonation actuelle existe, mais décalée vers le Sud de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres, aboutissant à un doublement du total pluviométrique annuel dans l'Extrême-Sud tunisien (vers 100 mm/an contre environ 50 mm/an actuellement (LE FLOC'H & GOUNOD, 1986)).

Plus au Nord et en altitude se forment des sols bruns sur les versants et des sols vertiques dans les dépressions mal drainées (Nemencha, Aurès).

A la différence des écoulements générateurs de la basse terrasse et du glacis, ces sols supposent des géosystèmes en équilibre, une longue stabilité de la surface topographique permettant le développement d'une végétation assez dense. Donc, la répartition saisonnière des précipitations était meilleure que lors de l'Holocène inférieur et s'accompagnait d'une intensité plus faible (fig. 2).

Les faunes d'Hélicidés des Ziban (BALLAIS et al., 1979) et la palynoflore du site néolithique aurasien de la grotte Capéletti (ROUBET, 1979) confirment que les précipitations moyennes annuelles étaient très supérieures aux actuelles.

3 - Les preuves d'une hydrographie abondante

L'accumulation de la basse terrasse ne résulte pas d'une simple augmentation momentanée de la charge solide des oueds. La sédimentologie de cette terrasse montre que le régime des oueds s'est amélioré. Les traces d'hydromorphie se multiplient: pseudo-gley et accumulations de MnO_2 (oued Hallouf-Oum ez Zessar) ou fin dépôt aquatique de gypse bien lité (oued Bir el Amir, oued el Akarit) dans les étages aride et saharien, dépôts limoneux noirâtres dans l'étage semi-aride (Aurès et Nemencha). Localement, des mares peuvent apparaître, à l'oued el Akarit jusque vers 5.995 +/- 500 B.P., ou encore dans l'oued Bou Zayane, à l'Ouest de Gafsa (BEN OUEZDOU, sous presse). Plus généralement, les débits sont plus soutenus, plus réguliers: l'oued Jenain, interrompu actuellement par un bouchon dunaire à l'aval du borj Jenain, coulait jusqu'au Grand Erg Oriental et les oueds Abdallah et Makhrouga construisaient un travertin peut-être vers 6.970 +/- 70 B.P. (PETIT-MAIRE et al., 1991). Dans l'étage semi-aride des Aurès-Nemencha, de nombreux oueds deviennent des rivières pérennes.

Enfin, c'est très probablement à cette époque que les aïoun (= sources), aujourd'hui fossiles dans la partie méridionale du Chott Rharsa, au Nord du chott Jerid, fonctionnent pour la dernière fois pendant une longue durée. En effet, ils sont parfois accompagnés de placages sableux éoliens pédogénésés et d'industries néolithiques à *Leucochroa candidissima* tout à fait comparables à ceux des dunes fixées contemporaines proches.

III - L'Holocène supérieur préhistorique: L'assèchement climatique progressif

Cette période reste très mal connue, pour deux raisons. La première est la rareté des dépôts ou des formes qui viennent s'interposer entre la basse terrasse (ou les sols) de l'Holocène moyen et la très basse terrasse. La seconde, partiellement liée à la précédente, est l'absence à peu près totale de datations sur cette période, aussi bien datations isotopiques qu'archéologiques, en raison de l'inexistence locale du Chalcolithique, de l'Age du Cuivre et de l'Age du Bronze.

1 - L'entaille de la basse terrasse holocène préhistorique

Ce qui semble certain, c'est le changement progressif de la morphogénèse fluviale: peu à peu, et dans tous les cours d'eau, la basse terrasse est entaillée à la vitesse moyenne de 1,2 mm/an (BALLAIS, 1991b). Localement et à moyenne altitude, dans les Nemencha (oued Chéria-Mezeraa, oued Rédif), le dépôt fin majeur est entaillé par un chenal remblayé ensuite par des galets qui viennent déborder sur la

basse terrasse (BALLAIS, 1976). Très probablement, ce renversement correspond à une aridification du climat (BRUN, 1989) (fig. 2).

2 - La réapparition de la désagrégation mécanique

Au-dessus de 1.700 m, de minces talus d'éboulis à matrice limoneuse brune recouvrent alors les éboulis plus anciens. Cette légère reprise de la désagrégation mécanique et de l'accumulation grossière est surtout due à l'éclaircissement de la couverture végétale en raison de l'accroissement de la sécheresse et, peut-être, d'une déforestation (dont nous n'avons pas de preuves) par les pasteurs transhumants installés depuis le Néolithique (BALLAIS, 1986).

3 - Le développement de l'action éolienne

En général, l'aridification climatique reste insuffisante pour permettre la remobilisation des sables par le vent: l'aridité considérable du Pléniglaciaire (BALLAIS & HEDDOUCHE, 1991) ne sera jamais atteinte. Cependant, dans les chotts Rharsa et Aslouch (fig. 1), les fonds de sebkha attribués à l'Holocène moyen sont maintenant en inversion de relief, 1,5 m à 2 m au-dessus du fond actuel, par suite de la déflation et de la corrasion éoliennes postérieures. Dans le cas du chott Rharsa, il est d'ailleurs difficile de faire la part des deux phases éoliennes de l'Holocène supérieur car déflation et corrasion y restent, aujourd'hui, très efficaces.

Dans les Ziban, la dernière génération de sables éoliens se dépose peut-être. Elle est constituée de 30 à 80 cm de sables grossiers ($135 \mu\text{m} < Q_2 < 185 \mu\text{m}$) et homogènes. L'incertitude sur son âge exact ne permet pas d'écarter l'hypothèse d'une remobilisation des sables par suite d'une désertification historique (BALLAIS et al., 1989).

4 - Les incertitudes chronologiques

Le début de l'aridification est traditionnellement placé vers 4.500 - 4.000 B.P.. Dans le détail, une zonation apparaît, mais avec encore des contradictions.

Dans l'Extrême-Sud tunisien, les plus récents épandages à *Helicella sp.* de la Graret Abdallah, niveau de base de l'oued du même nom, s'arrêtent vers 5.640 +/- 100 B.P. (PETIT-MAIRE et al., 1991). L'oued el Akarit présenterait encore de forts débits jusque vers 3.000 B.P. (ZOUARI, 1988, p. 150). Dans les Aurès, les dépôts, paléofaunes et paléoflores de la grotte Capéletti permettent de placer l'aridification vers 4.670 +/- 130 B.P. ou 4.340 +/- 200 B.P. (ROUBET, 1979) alors que, à peu de distance, l'oued Chéria-Mézeraa continue d'accumuler sa terrasse.

La zonation actuelle paraît ainsi à peu près acquise, à partir de la fin de l'Atlantique européen (fig. 2).

IV - L'Holocène supérieur historique

1 - Un épisode humide vers 2.400 - 2.200 B.P.

A Ksar Rhilane, au Sud-Ouest des Monts de Matmata, au milieu des premières barkhanes du Grand Erg Oriental (fig. 1), se sont accumulés jusqu'à 30 cm de dépôts finement lités. Leurs caractéristiques sédimentologiques, granulométriques et géochimiques (BALLAIS, 1992a) indiquent qu'ils ont été déposés par des inondations provoquant la formation de marécages entre les dunes de l'erg, là où les précipitations moyennes annuelles sont inférieures à 100 mm (GIESSNER, 1979; LE FLOC'H & GOUNOD, 1986). Des *Helicella*, datées de 2.380 +/- 155 B.P. (C 3594) vivaient alors sur les Graminées proches, alors qu'elles vivent aujourd'hui à plusieurs dizaines de kilomètres plus au Nord, sous des conditions climatiques plus humides.

Une autre preuve de l'abondance nouvelle de l'eau dans les dépressions est fournie par l'accumulation de gyttja dans le chott Rharsa en 2.420 +/- 70 B.P. (SCHARPENSEEL et al., 1984).

Dans les Nemencha, à moyenne altitude, se dépose le faciès fin supérieur de la basse terrasse. Le maximum d'humidité pourrait être atteint avec le développement de sols au sommet de la terrasse de l'oued Regada, vers 2.590 +/- 90 B.P. et au sommet de la terrasse de l'oued Chéria-Mezeraa, vers 2.270 +/- 80 B.P. (FARRAND et al., 1982, BALLAIS, 1986).

Dans le même temps, le limon des palmeraies pourrait se déposer dans les étages arides et sahariens.

2 - L'accumulation de la très basse terrasse holocène historique

La terrasse historique est moins bien développée dans le Sud tunisien que dans l'Atlas saharien algérien oriental ou le Centre et le Nord de la Tunisie (BALLAIS, 1991a). Très souvent, l'entaille précédente a continué, dans la basse terrasse, sans stade d'arrêt ou de remblaiement, en particulier le long des oueds secondaires.

Par contre, le long des oueds importants, une très basse terrasse s'emboîte ou s'étage dans la précédente. Son âge historique est prouvé par la présence de tessons

de céramique romaine (BALLAIS et al., 1988, BALLAIS 1991a). Localement, sur l'oued Seradou (fig. 1), elle s'accumule derrière un barrage romain daté du II^{ème} ou III^{ème} siècle de notre ère (BALLAIS, 1990).

Dans quelques cas, peu fréquents, la nappe alluviale vient se déposer directement sur la nappe alluviale préhistorique, en particulier le long de l'oued Chéria-Mezeraa (cf. ci-dessus) où elle contient de la céramique sigillée, comble les canaux d'irrigation romains et est datée de 1.350 +/- 70 B.P. (FARRAND et al., 1982). Il s'agit de quelques décimètres de limons caillouteux issus d'une phase généralisée de remaniement de la surface des sites néolithiques et des couvertures de glacis, ainsi que du décapage des sols élaborés pendant la période romaine, tel ce sol daté récemment de 1.730 +/- 185 B.P. (C 3378).

Une fois de plus, l'oued el Akarit se signale par la richesse et la complexité de son comportement car deux terrasses historiques s'y succèdent: la plus haute, datée 1.470 +/- 190 B.P. (PAGE, 1972) et la plus basse, datée 610 +/- 110 B.P. (FONTES et al., 1983).

Le problème de la genèse de cette terrasse historique, très générale autour de la Méditerranée (VITA-FINZI, 1969), se pose en termes radicalement différents de celui des formes plus anciennes car il est nécessaire d'envisager le rôle des facteurs anthropiques (en particulier, l'extension et les modalités de l'occupation du sol). Cette nécessité est renforcée par l'importance de la vitesse moyenne d'accumulation de cette terrasse: 7,4 mm/an, soit environ 5 fois plus rapidement que la basse terrasse holocène préhistorique (BALLAIS, 1991b)! Plus précisément, au Maghreb oriental, et pour la première fois, l'ensemble des terres cultivables avec les moyens techniques de l'époque, paraît à peu près cultivé à la fin du II^{ème} s.- début du III^{ème} s. de notre ère. En termes de morphogénèse cela signifie que le déséquilibre dû à cette anthropisation des géosystèmes affecte des superficies jusqu'alors non touchées. Dès lors, il peut suffire d'une faible fluctuation climatique pour que le système morphogénique bascule dans son ensemble, pour que l'accumulation des alluvions remplace l'entaille des lits. On peut donc envisager une petite pulsation climatique, par exemple sous la forme de pluies plus intenses devenues d'autant plus efficaces que les labours ont détruit la cohésion des sols, facilitant ainsi l'érosion pluviale, en particulier sur les versants (BALLAIS, 1992b).

3 - L'entaille de la très basse terrasse

Après cet épisode d'accumulation, l'entaille verticale généralisée reprend à la vitesse moyenne minimum considérable de 3,2 mm/an (BALLAIS, 1991b) et continue actuellement. A la différence des vallées plus élevées en altitude ou en latitude, il

est exceptionnel qu'une ou deux banquettes s'individualisent dans les piémonts et les plaines méridionaux (BALLAIS, 1976; BALLAIS et al., 1988).

4 - La remobilisation des sables éoliens

Depuis peu, et de plus en plus, les sables des dunes et des versants aspergés fixés sont remobilisés, avec une intensité jamais atteinte depuis le Pléniglaciaire. Ce mouvement, qui date parfois de moins de 20 ans, est, certes, lié à l'aridification postérieure à l'optimum holocène. Cependant, dans les Ziban, une humidification très récente, historique, n'est pas exclue (BALLAIS et al., 1989) et, en Tunisie, les climatologues discutent du caractère significatif de l'augmentation des précipitations moyennes annuelles au cours du XX^{ème} siècle (BOUSNINA, 1986). Surtout, c'est la désertification qui progresse à partir des champs labourés, des puits et des villages, y compris là où les précipitations moyennes annuelles dépassent 100 mm/an.

Conclusions

Il apparaît nettement que la phase humide de l'Holocène inférieur est plus précoce que ne l'indiquent certaines synthèses récentes (BALLAIS, 1986, ROGNON, 1987) et que l'aridité tend à disparaître dès le Tardiglaciaire (FONTES & GASSE, 1989). De ce point de vue, la chronologie du Maghreb oriental se rapproche considérablement de celle utilisée pour le Sahara tropical (fig. 2). Dans le même sens, la petite phase aride vers 7.500-7.000 B.P. rappelle celle mise en évidence depuis longtemps dans le bassin du Tchad (SERVANT, 1973).

Par contre, pour ce qui est de l'importance de la phase humide postérieure à 7.000 B.P., c'est plutôt vers l'Atlantique de la chronologie européenne qu'il faut se tourner. Dans le même sens, l'accumulation de la basse terrasse semble bien, pour l'essentiel, contemporaine du "remblaiement holocène principal" des Alpes du Sud (JORDA, 1985).

Pour l'Holocène supérieur préhistorique, la chronologie saharienne tropicale devient évanescence, en raison de l'accroissement de l'aridité. Cependant, des indices de climat plus humide que l'actuel ont été signalés, entre 2.000 et 1.500 B.P., en différents points du Sahara, en particulier aux environs du Tibesti (GABRIEL, 1972; PACHUR, 1974) et au Soudan (MAWSON & WILLIAMS, 1984). Par ailleurs, le petit nombre de témoins reconnus actuellement au Maghreb oriental interdit encore une comparaison systématique avec la chronologie européenne. Pourtant, c'est sûrement dans cette voie que les progrès sont à espérer (BALLAIS, 1976) à condition de tenir compte des spécificités méditerranéennes comme nous y incite

l'existence d'au moins une terrasse historique.

Enfin, le Maghreb oriental est l'un des espaces privilégiés qui devraient permettre d'articuler les chronologies post-glaciaires de la zone tempérée et de la zone tropicale sur le fuseau eurafricain.

Références bibliographiques

- BALLAIS, J.-L. (1973): Données nouvelles sur le Pléistocène récent de la Tunisie méridionale. - Bull. Soc. Hist. Nat. Af. Nord 64, 3-4: 129-150.
- (1976): Morphogénèse holocène dans la région de Chéria (Nementchas-Algérie). - Actes Symp. Versants en Pays méditer., CEGERM V: 127-131.
- (1984a): Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie). - A.N.R.T., 2 vol.: 626.
- (1984b): Les grandes phases de modification de l'environnement dans les Aurès (Algérie) au cours de la période historique. - Bull. Assoc. Géogr. Franç. 499: 73-76.
- (1985): Modifications de l'environnement dans les Aurès (Algérie) au cours de l'Holocène. - Cahiers Lig. de Préh. et de Protoh., N.S. 2: 125-138.
- (1986): Variations du milieu à l'Holocène dans les Aurès (Algérie). - Trav. ORSTOM 197: 19-21.
- (1990): Terrasses de culture et jessours du Maghreb oriental. - Méditerranée 3.4: 51-53.
- (1991a): Les terrasses historiques de Tunisie. - Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.Bd. 83: 221-226.
- (1991b): Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental. - Physio-Géo 22: 89-94.
- (1991c): Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. - Méditerranée 4: 31-38.
- (1992a): Le climat au Maghreb oriental de - 500 à + 500 : apports de la géomorphologie et de la géochimie. - Table Ronde "Le climat entre - 500 et + 500, méthodes d'approche et résultats", sous presse.
- (1992b): The Holocene alluvial terraces of Eastern Maghreb. - Mediterranean Quaternary River Environments, Cambridge, sous presse.
- BALLAIS, J.-L., MARRE, A., ROGNON, P. (1979): Périodes arides du Quaternaire récent et déplacement des sables éoliens dans les Zibans (Algérie). - Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. 21, 2: 97-108.
- BALLAIS, J.-L., ROUBET, C. (1981-1982): Morphogénèse et préhistoire dans les Aurès (Algérie). - Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys. 23, 5: 375-384.
- BALLAIS, J.-L., BOURGOU, M., KARRAY, R., LAUTRIDOU, J.-P., LEVANT, M., OUESLATI, A., BEN OUEZDOU, H., BOUHAFI, T., GRAGUEB, A. (1988): Premiers résultats du programme d'étude de

- l'Holocène de Tunisie. - Méditerranée 2: 64-67.
- BALLAIS, J.-L., DUMONT, J.-L., LE COUSTOMER, M.-N., LEVANT, M. (1989): Sédimentation éolienne, pédogénèse et ruissellement au Pléistocène supérieur-Holocène dans les Ziban (Algérie). - Rev. Géom. Dyn. 2: 49-58.
- BALLAIS, J.-L., HEDDOUCHE, A. (1991): Bas-Sahara septentrional et Grand Erg Oriental. - Coll. PICG 252 : Paléomilieux et peuplements préhistoriques sahariens au Pléistocène supérieur: 23.
- BALLAIS, J.-L., BEN OUEZDOU, H. (1992): Sables éoliens quaternaires entre les chaînes de Gafsa et du Cherb (Sud tunisien). - Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.Bd. 84: 89-99.
- BOUSNINA, A. (1986): La variabilité des pluies en Tunisie. - Publ. Univ. Tunis 2,22: 308.
- BRUN, A. (1989): Microflores et paléovégétations en Afrique du Nord depuis 30.000 ans. - Bull. Soc. géol. Fr. (8), V, 1: 25-33.
- COQUE, R. (1962): La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique: 476.
- FARRAND, W.R., STEARNS, C.H., JACKSON, H.E. (1982): Environmental setting of Capsian and related occupations in the high plains of Northeastern Algeria. - Geol. Soc. of America 14,7: 487.
- FONTES, J.-C., COQUE, R., DEVER, L., FILLY, A., MAMOU, A. (1983): Paléohydrologie isotopique de l'oued el Akarit (Sud Tunisie) au Pléistocène supérieur et à l'Holocène. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 43: 41-62.
- FONTES, J.-C., GASSE, F. (1989): On the age of humid Holocene in late Pleistocene phases in North Africa : remarks on "Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa)" by P. Rognon. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 70: 393-398.
- GABRIEL, B. (1972): Neuere Ergebnisse der Vorgeschichtsforschung in der östlichen Zentralsahara. - Berlin. Geogr. Abhandl. 16: 153-156.
- GIESSNER, K. (1979): Die Klima- und Phytoökologische Gliederung Tunesiens. - Würzb. Geogr. Arbeit. 49: 199-236.
- GRAGUEB, A. (1983): Ibéromaurusien et industries à lamelles en Tunisie. - Thèse 3ème cycle, Aix-Marseille I, 2 vol.: 229, ronéot.
- HARBI-RIahi, M. (1989): Le site préhistorique de Bir Oum Ali. - Excursion Guidebook, PICG 252: 46-47.
- JORDA, M. (1985): La torrencialité holocène des Alpes Françaises du Sud. Facteurs naturels et facteurs anthropiques de son évolution. - Cahiers Lig. de Préh. et de Protoh. 2: 49-70.
- LE FLOC'H, E., GOUNOT, M. (1986): Carte bioclimatique de la Tunisie. - Centre L. Emberger.
- LUBELL, D., HASSAN, F.A., GAUTIER, A., BALLAIS, J.-L. (1976): The Capsian escargotières. - Science 191, 4230: 910-919.
- LUBELL, D., BALLAIS, J.-L., GAUTIER, A., HASSAN, F.A. (1977): The prehistoric cultural ecology of Capsian escargotières. Libyca XXIII: 43-121.
- MAWSON, R., WILLIAMS, M.A.J. (1984): A wetter climate in eastern Sudan 2,000 years ago ?.- Nature 308, 5963: 49-51.

- PACHUR, H.-J. (1974): Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). - Berlin. Geogr. Abhandl. 17: 6-58.
- PAGE, W.D. (1972): The geological setting of the archaeological site at oued el Akarit and the palaeoclimatic significance of gypsum soils (S.-Tunisian). - Ph-D Thesis, Univ. of Colorado: 111, ronéot.
- PETIT-MAIRE, N., DELIBRIAS, G. (1979): Late Holocene palaeoenvironment in the Ghadames area. - The Maghreb review 4/4-6: 138-139.
- PETIT-MAIRE, N., BUROLLET, P.F., BALLAIS, J.-L., FONTUGNE, M., ROSSO, J.-C., LAZAAR, A. (1991): Paléoclimats holocènes du Sahara septentrional. Dépôts lacustres et terrasses alluviales en bordure du Grand Erg Oriental à l'extrême-Sud de la Tunisie. - C.R. Acad. Sci. Paris 312,II: 1661-1666.
- ROGNON, P. (1987): Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 58: 11-34.
- ROGNON, P., LEVY, A., BALLAIS, J.-L., COUDE, G., RISER, J. (1983): Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'oued el Akarit (Sud Tunisien). - Géol. Méditer. X, 2: 71-91.
- ROUBET, C. (1979): Economie pastorale préagricole en Algérie orientale: le Néolithique de tradition capsienne. Exemple : l'Aurès. - C.N.R.S.:595.
- SCHARPENSEEL, H.W., SCHIFFMANN, H., BECKER, P. (1984): Hamburg University Radiocarbon Dates IV. - Radiocarbon 26,3: 367-383.
- SERVANT, M. (1973): Séquences continentales et variations climatiques; évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. - Thèse ès-Sciences, Paris : 348, ronéot.
- STEINMANN, S., BARTELS, G.K. (1982): Quartärgeomorphologische Beobachtungen aus Nord und Süd Tunesien. - Catena 9: 95-108.
- VITA-FINZI, C. (1969): The Mediterranean Valleys. Geological Changes in Historical Times. - Cambridge Univ. Press: 140.
- ZOUARI, K. (1988): Géochimie et sédimentologie des dépôts continentaux d'origine aquatique du Quaternaire supérieur du Sud Tunisien; Interprétations paléohydrologiques et paléoclimatiques. - Thèse ès-Sciences, Paris-Sud: 321, ronéot.

Jean-Louis BALLAIS
 UFR Sciences géographiques
 Université d'Aix-Marseille
 29, avenue Robert-Schumann
 F-13621 Aix-en-Provence Cédex
 France