HAL
open science

Le climat au Maghreb oriental : apports de la géomorphologie et de la géochimie

Jean-Louis Ballais

To cite this version:

Jean-Louis Ballais. Le climat au Maghreb oriental : apports de la géomorphologie et de la géochimie. Les Nouvelles de l'archéologie, 1992, Le climat à la fin de l'Age du Fer et dans l'Antiquité (500 BC - 500 AD). Méthodes d'approche et résultats, 50, pp.27-31. hal-01563146

HAL Id: hal-01563146

https://amu.hal.science/hal-01563146v1

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.

LES NOUVELLES DE L'ARCHEOLOGIE Editions ERRANCE

Numéro 50
Hiver92

le climat à la fin de l'Age du Fer et dans l'Antiquité (500 BC - 500 AD)

Méthodes d'approche et résultats

LE CLIMAT AU MAGHREB ORIENTAL : APPORTS DE LA GÉOMORPHOLOGIE ET DE LA GÉOCHIMIE

Jean-Louis BALLAIS

Université d'Aix-Marseille II, U.F.R. Sciences géographiques
29, avenue Robert Schuman 13621 AIX-EN-PROVENCE Cedex

Pourquoi le Maghreb oriental ?

Le Maghreb oriental (Figure 1) peut paraître, certes, très exotique par rapport au site du Mont Beuvray qui est à l'origine de ce colloque. Cependant, il me semble présenter quelques caractéristiques particulièrement utiles dans la perspective d'une recherche des fluctuations fines de la morphogénèse et donc, au moins partiellement, du climat.

Le Maghreb oriental, et plus particulièrement sa partie méridionale, est modelé par des systèmes morphogéniques dominés par le ruissellement, au nord, et par le vent, au sud. Ainsi, une très légère fluctuation vers l'aridité fait progresser l'efficacité du vent vers le nord, provoquant, par exemple, l'apparition de dunes plus septentrionales. Dans le même sens, cette aridification affecte également le régime des cours d'eau : des rivières pérennes peuvent devenir des oueds et les figures de sédimentation des dépôts de ces oueds peuvent être distinguées de celles des rivières pérennes. Enfin, l'aridification favorise la concentration superficielle des sels, en particulier du gypse qui peut se conserver ensuite dans certaines conditions et constituer ainsi un repère précieux.

A côté de ces avantages incontestables, le Maghreb oriental présente des déficiences importantes, plus particulièrement en ce qui concerne les possibilités de datations fines. Ces handicaps sont de deux ordres. Le premier est historique et s'exprime, en premier lieu, par l'absence du Chalcolithique et l'absence d'Age du Bronze, en deuxième lieu par l'apparition du Fer uniquement sur de rares points du littoral où il est apporté par les Phéniciens et, en troisième lieu, par le très petit nombre de sites fouillés dans la perspective d'une archéologie du paysage. Un deuxième handicap est constitué par la rareté des macrorestes végétaux et de la matière organique, en raison de l'aridité du climat, spécialement au sud, rareté qui oblige à effectuer les datations au ^{14}C surtout sur coquilles dont il est admis qu'elles fournissent, en général, des dates trop vieilles (Goodfriend et Magaritz, 1988).

Par rapport aux fluctuations climatiques qui affectent l'Holocène, particulièrement en Tunisie présaharienne et saharienne (Ballais, 1991b), celles de la période qui va de 500 BC à 500 AD paraissent très faibles, mais leur traduction dans la morphogénèse a pu être déformée, amplifiée par l'anthropisation des géosystèmes.

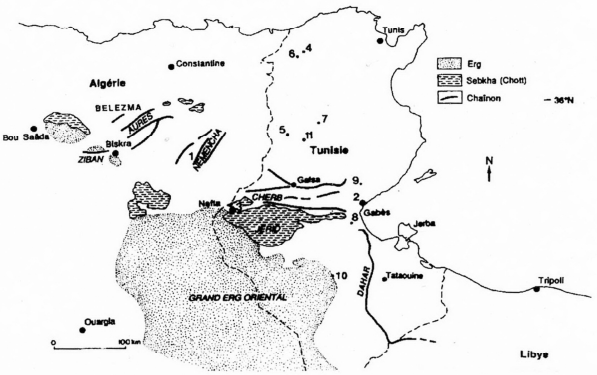


Figure 1 : Carte de localisation

1. oued Chéria-Mezeraa - 2. oued el Akarit - 3. chott Rharsa - 4. Bulla Regia - 5. Haïdra - 6. Chemtou - 7. oued es Sgnifa - 8. oued Seradou - 9. Ksar Rheriss - 10. Ksar Rhilane - 11. Kasserine

1. La fin de l'aridification de l'Holocène supérieur préhistorique

1.1. Les caractéristiques de la morphogénèse

Après 3 500 à 3 000 BP, le système morphogénique se caractérise par l'entaille de la basse terrasse, le développement de l'action éolienne et la réapparition de la désagrégation mécanique.

La basse terrasse, qui s'était accumulée jusque vers 5 000 BP , voire plus tardivement (Ballais, 1991b), est vigoureusement entaillée, à une vitesse moyenne de l'ordre de 1,2 mm/an (Ballais, 1991c).

La morphogénèse éolienne prend deux formes. La première est l'accumulation de quelques décimètres de voiles sableux sur les versants septentrionaux des reliefs de la bordure nord du Sahara, comme les Monts des Ziban (Ballais *et al.*, 1989). La seconde est constituée par la déflation et la corrosion qui redeviennent efficaces, en particulier aux dépens des formations de sebkha accumulées lors de la période précédente dans le chott Rharsa.

La désagrégation mécanique réapparaît dans les Aurès, au-dessus de 1 700 m, où la gélifraction alimente de minces éboulis de blocs calcaires anguleux dans une matrice limoneuse brune (Ballais, 1985).

Par rapport à l'optimum climatique de l'Holocène moyen, ces modifications de la morphogénèse indiquent, incontestablement, un assèchement climatique. La zonation actuelle paraît alors à peu près acquise.

1.2. Une phase humide vers 2 400 - 2 200 BP

L'accumulation d'épandages et d'alluvions, ainsi que le développement de sols indiquent l'interruption de la période aride.

1.2.1. L'accumulation d'épandages et d'alluvions

L'exemple le plus spectaculaire est représenté par les épandages de Ksar Rhilane (Figure 1). A la bordure septentrionale de l'oasis actuelle, entre les dunes mobiles (barkhanoïdes) de la bordure du Grand Erg Oriental, on observe les restes de formations finement litées, épaisses de 30 cm au maximum, conservées en forme

de "fond de bateau". Souvent plus sombres que le sable des dunes actuelles, ils sont constitués surtout de limons, de sables et d'argiles (Tableau 1). En particulier, les lits supérieurs sont souvent beaucoup plus riches en fines, organisées en fines laminations. Parfois ils affectent un faciès pseudo-travertineux peu consolidé. La forme en "fond de bateau" indique qu'il s'agit de dépôts accumulés dans d'anciens creux interdunaires. D'ailleurs, il arrive qu'ils moulent d'anciennes nebkas. L'origine aquatique est prouvée par l'existence de rides de courant superficielles.

Comme du point de vue granulométrique, ces dépôts fluviatiles se distinguent des formations éoliennes antérieures et postérieures par une composition géochimique très particulière (Tableau 1) caractérisée par un plus faible taux de silice (32 à 75% contre 82 à 92%) et des taux plus forts de carbonate de calcium (8,7 à 34% contre 1 à 4,7%), de phosphore, de carbone, d'azote, d'oxyde ferrique et, surtout, d'alumine (3,3% à 9,4% contre 1,7 à 2,5%).

Par contre, les types et proportions des minéraux argileux restent sans changement, ce qui n'est pas étonnant compte-tenu de la faible durée probable de cet épisode d'épandage.

Les taux particulièrement élevés d'alumine, mais aussi de carbonate de calcium, incitent à envisager l'éventualité d'une submersion partielle des creux interdunaires. Cependant, la seule faune reconnue est constituée d'*Helicella*, espèce d'escargot terrestre caractéristique des formations végétales ouvertes riches en herbacées et qui vit aujourd'hui plusieurs dizaines de kilomètres plus au nord. Dans l'état actuel de nos connaissances, il faut donc envisager plutôt des inondations provoquant la formation de marécages temporaires et permettant le développement d'une steppe à strate herbacée importante. Les limons et argiles provenaient alors de la décantation dans ces marécages mais aussi, compte tenu de leur très grande abondance, probablement de la sédimentation de poussières éoliennes. Quoi qu'il en soit, actuellement, aucun écoulement n'atteint jamais les dunes qui entourent Ksar Rhilane en raison de l'insuffisance des précipitations (moins de 100 mm/an).

Une datation au ^{14}C sur des coquilles d'*Helicella* a donné un âge de 2 380 ± 155 BP (C 3594).

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 BP (Scharpenseel *et al.*, 1984).

Au même moment, dans les Nemencha semi-arides (Figure 1), à moyenne altitude, le faciès fin supérieur vient s'accumuler au-dessus du faciès grossier de la basse terrasse. De teinte brune, épais de quelques décimètres, il apparaît fréquemment plus grossier que le faciès fin majeur déposé lors de l'optimum holocène. Dans l'étage saharien, sur les piémonts méridionaux des Aurès, des Monts du Bellezma et des Nemencha, pourrait se déposer simultanément le limon des palmeraies, en particulier le long des grands oueds (el Arab, Biskra, Rhasrou, el Abiod, Barika) et sur leurs épandages.

Localement au moins, cette accumulation se termine vers 2 660 ± 30 BP (SMU 1119) ou 2 270 ± 80 BP (I 9833).

Dépôt	Géochimie						
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$CaCO_3$	C	N	P_2O_5
Barkhanoïdes actuels	92	1,7	1	1	0,1	0,003	0,007
Pseudo-travertins	75	3,3	2,1	8,7	0,4	0,025	0,04
Limons lités	32	9,4	4,2	34	1,2	0,1	0,088
Sables éoliens inf.	82	2,5	1,6	4,7	0,18	0,008	0,015

Dépôt	Granulométrie				Minéraux argileux				
	Argil.	Lim.	Sabl.	So	K	Sm	I	Chl	Pal
Barkhanoïdes actuels	0	4	96	1,1	20-	25-	5-	10	40+
Pseudo-travertins	10	20	60	2	20-	20+	10-	10	40
Limons lités	36	62	2	2,8	15	20	10	10+	45-
Sables éoliens inf.	4	18	78	1,2	20-	20	5+	10+	45

Tableau 1 : Caractérisation des dépôts de Ksar Rhilane (Tunisie)

Dépôt	Géochimie							
	Fe_2O_3	$CaCO_3$	C	N	P_2O_5	SO_3	Na+	Cl-
OM 24	3,4	39,8	0,86	0,05	0,48	0,24	0,21	0,013
OM 23	3,25	39,8	0,83	0,04	0,55	0,19	0,36	0,237
OM 22	3,33	38,5	0,91	0,04	0,52	0,26	0,57	0,669
OM 20	2,71	44,6	0,77	0,04	0,80	1,47	0,59	0,539
OM 19	1,90	51,1	0,60	0,03	1,15	1,25	0,62	0,664

Dépôt	Minéraux argileux				
	K	Sm	I	Chl	Pal
OM 20	10	60	5	5	20

Tableau 2 : Caractérisation du faciès fin supérieur de la basse terrasse de l'oued Chéria-Mezeraa (Algérie)

1.2.2. Le développement de la pédogénèse

Toujours dans les Nemencha semi-arides, des sols peu évolués se développent au sommet de la basse terrasse, dans le dépôt fin qui vient de s'accumuler. C'est le cas, en particulier, dans la terrasse de l'oued Chéria-Mezeraa (Tableau 2) où l'oxyde ferrique, le carbonate de calcium et le carbone se concentrent dans le haut du profil, au contraire de tous les autres corps, à l'exception de l'azote dont les variations ne sont pas significatives. Cette esquisse de sol est datée de 2 270 ± 80 BP.

Un autre sol, au sommet de la terrasse de l'oued Regada, à quelques kilomètres du précédent a été daté de 2 590 ± 90 BP (W.R. Farrand, *in litteris*).

La compilation des datations des sols holocènes du Maghreb oriental (Scharpenseel *et al.*, 1984), même en y ajoutant les données publiées depuis, montre une concentration plutôt entre 3 000 et 2 500 BP qu'ensuite (Figure 2).

1.2.3. Conclusion

Ces observations indiquent une recrudescence des écoulements dans les vallées et vers les niveaux de base. En elle-même, cette recrudescence n'implique pas obligatoirement une humidification du climat. En effet, des pluies plus intenses, plus concentrées dans le temps, sans que leur total annuel augmente, sont suffisantes pour provoquer des écoulements abondants. Mais, pour la période qui nous intéresse, les dépôts accumulés sont fins, ce qui indique une faible compétence des cours d'eau, donc des crues modérées. D'autre part, l'eau stagne dans les niveaux de base pendant des périodes suffisamment longues pour que s'y accumule gyttja ou argiles de décantation. Enfin, rien n'indique que ces eaux soient salées, tout au contraire. Il est donc nécessaire d'envisager un bilan hydrologique annuel plus favorable que précédemment. A priori, deux hypothèses sont possibles : ou bien une diminution de l'évaporation due elle-même à une diminution des températures, ou bien une meilleure répartition des pluies au cours de l'année. Une variante de cette deuxième hypothèse étant constituée par une augmentation du total annuel des précipitations. Si le développement des sols des Nemencha, dans l'étage

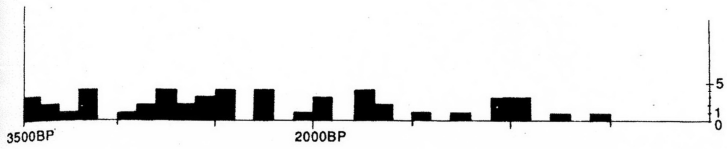


Figure 2 : Datation des phases de pédogénèse au Maghreb oriental

semi-aride, ne nécessite pas des conditions climatiques différentes de l'actuel, une simple diminution de l'évaporation me paraît suffisante pour expliquer les gyttjas du chott Rharsa, mais pas les dépôts de Ksar Rhilane.

Par ailleurs, il est remarquable que des événements, contrôlés également par le climat, se produisent approximativement au même moment, dans d'autres points du bassin méditerranéen (Basse-Provence, Soudan), mais aussi en d'autres points très éloignés comme le Sénégal, l'Ethiopie ou même la Bolivie (Tableau 3). Certes, il ne faut pas se cacher ce que ces rapprochements peuvent avoir d'artificiel, de discutable sur le plan méthodologique. Cependant, l'un des enjeux de ce colloque est bien aussi de tenter d'avancer sur le problème suivant : dans les phénomènes climatiques dont on observe les effets, quelle est la part des facteurs locaux ou régionaux et quelle est la part des facteurs globaux ou cosmiques ? Le fait de pointer ce qui peut n'apparaître, dans un premier temps, que comme des coïncidences, oblige à s'interroger y compris pour les fluctuations très mineures qui nous intéressent.

2. L'équilibre des géosystèmes jusqu'au milieu du Haut Empire romain

2.1. Des systèmes morphogéniques peu agressifs

La plus grande partie de la période correspondant à la colonisation romaine est marquée par l'absence de dépôts. En revanche, la pédogénèse prolonge celle de la période précédente (Figure 2), en particulier dans les Nemencha, vers 1 730 ± 185 BP (C 3378).

Dans la plupart des cas, il n'est pas possible d'affirmer, à la différence de certains bassins-versants de Basse-Provence (Ballais, Crambes, 1992), que l'entaille de la basse terrasse continue. Localement, dans les Nemencha, elle est stoppée. Cette faible activité des cours d'eau semble cependant moins diminuée qu'en Basse-Provence où les sites d'habitat occupant les talwegs sont assez nombreux (Ballais *et al.*, 1992, sous presse). Le seul cas comparable, au Maghreb oriental, est celui de Bulla Regia. Cette ville pré-romaine est construite non pas directement dans le chenal, mais sur un cône alluvial. Ses célèbres villas souterraines n'auraient pas pu être construites et, surtout, aménagées et habitées très continuement si elles avaient subi fréquemment des inondations comme celle qui, en 1986, a accumulé plusieurs décimètres de limons et plus de deux mètres d'eau dans leur sous-sol.

Date	Lieu	Evénement	Référence
2 790 ±100 BP	Afghanistan	Pédogénèse	Pias (1976)
2 690 ± 435 BP	Tibesti (Tchad)	Terrasse	Jäkel (1971)
2 510 ± 100 BP	Lac Abijata (Ethiopie)	Transgression	Bonnefille *et al.* (1986)
2 500 BP env.	Niayes (Sénégal)	Réduction de la couverture arborée	Lézine (1986)
2 500 BP env.	Lac Titicaca (Bolivie)	Régression	Ybert (1991)
2 070 ± 80 BP	Kroumirie	Croissance de la chênaie	Ben Tiba, Fontugne (1990)
2 000 BP env.	Mauritanie méridionale	Assèchement des lacs	Miskovsky *et al.* (1989)
2 000 BP env.	Maroc littoral	Pulsation humide	Ballouche *et al.* (1990)
1 900 ± 110 BP	Soudan littoral	Terrasse à *Melanoïdes*	Mawson, Williams (1984)
1835 ± 35 BP	Egypte méridionale	Mares temporaires	Busche (1988)

Tableau 3 : Evénements d'origine climatique entre 2 500 et 2 000 BP

2.2. Une combinaison anthropo-climatique favorable

Les caractéristiques des systèmes morphogéniques impliquent une stabilité générale des géosystèmes qui me paraît résider dans deux causes différentes.

La première de ces causes est certainement l'agriculture savante alors pratiquée, dans la continuité de celle de l'époque punique. Elle se marque en particulier dans les fonds de vallée et les dépressions par un contrôle remarquable de l'eau, grâce à des barrages (Nemencha, Dahar) qui brisent la vitesse des cours d'eau et provoquent l'accumulation des alluvions à partir desquels l'eau est conduite par des canaux vers les champs irrigués (Nemencha) [voir aussi Baradez (1949), Birebent (1964) et Trousset (1974, 1984)]. Les cours d'eau eux-mêmes semblent avoir été parfois canalisés par de longues digues (front du Dahar).

Mais une bonne répartition saisonnière des pluies, comparable à celle de la période précédente, et meilleure que l'actuelle, a pu aussi favoriser cette stabilité qui est observée tout autour de la Méditerranée pendant cette période. Une diminution du total annuel des précipitations n'est pas exclue. Elle se corrèlerait bien avec un niveau marin plus bas que l'actuel de quelques décimètres (Ballais *et al.*, 1988) si l'interprétation de ce bas niveau en termes glacio-eustatiques n'était pas si délicate (Provansal, 1991).

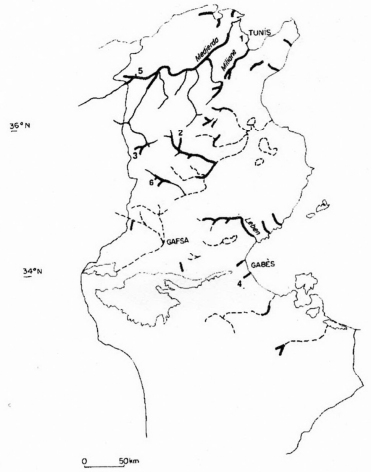
3. L'accumulation de la très basse terrasse

3.1. Le basculement du système morphogénique

Dans l'entaille creusée précédemment, s'accumule une très basse terrasse. Cependant cette accumulation n'est pas générale. En Tunisie en particulier, elle se limite aux rivières et oueds importants et n'existe pas dans l'étage saharien inférieur (Figure 3).

Une description détaillée de cette terrasse venant d'être publiée récemment (Ballais, 1991a), je me limiterai aux caractéristiques nécessaires à la problématique de ce colloque. Du point de vue sédimentologique et géomorphologique, quatre faits sont à retenir. Le premier est que, du bas en haut de cette terrasse, les fluctuations de la composition géochimique sont très faibles et que, quand elles apparais-

Figure 3 : Répartition de la très basse terrasse historique principale en Tunisie



Géochimie

	SiO2	Fe2O3	CaO	MnO	C	CaCO3	Na+	Cl-	SO3	P2O5
Terrasse	86	0,75	2,9	0,02	0,12	3	0,002	0,005	0,08	0,038
Lit mineur	88,3	0,29	3,1	0,02	0,10	4	0,002	0,009	0,12	0,039

Minéraux argileux

	K	Sm	I	Chl	Pal
Terrasse	15+	20	10	10-	45
Lit mineur	15	25	10	5+	45

Tableau 4 : Comparaison entre la base de la très basse terrasse historique et le lit mineur actuel de l'oued Leben à Ksar Rheriss (Tunisie)

sent comme dans le cas de l'oued Leben (Figure 4), elles sont très étroitement liées aux fluctuations de la granulométrie.

Le deuxième fait est que, du point de vue géochimique comme du point de vue minéralogique, les alluvions de cette très basse terrasse sont très semblables à celles du lit mineur actuel du cours d'eau (Tableau 4) ou encore à celles des dépôts de crue des grandes inondations de 1969 (à l'oued Leben, par exemple).

Le troisième fait est que les figures et faciès de sédimentation observés dans cette terrasse sont cohérents avec la dynamique actuelle des cours d'eau. Par exemple, des pellicules d'argiles de décantation fragmentées par la dessication ne s'observent que dans les terrasses des oueds actuels. Inversement, les faciès fins, noirâtres, hydromorphiques, ne s'observent que dans les terrasses des rivières actuelles.

Le quatrième fait est que, à proximité des versants, le sommet de l'accummulation devient souvent discordant, nettement colluvial, formé du remaniement généralisé des dépôts et sols qui couvraient ces versants.

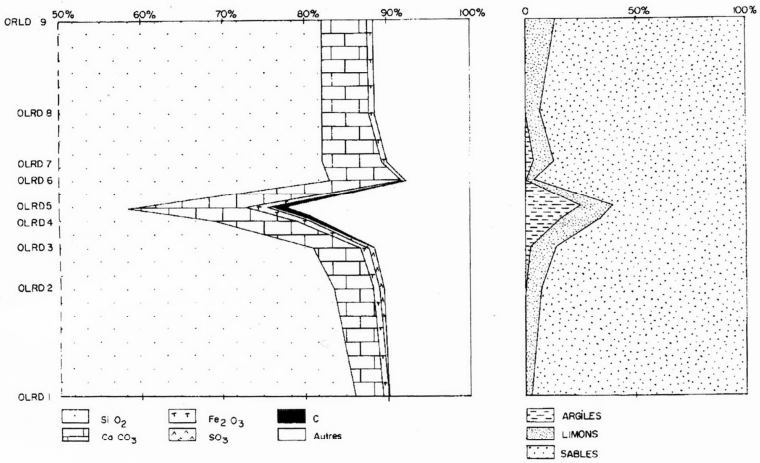


Figure 4 : Caractéristiques géochimiques et granulométriques de la très basse terrasse historique de l'oued Leben à Ksar Rheriss (Tunisie)

3.2. L'âge de la très basse terrasse

Son âge très récent est prouvé, en général, par la présence, dans les alluvions, de tessons de céramique romaine. Plus précisément, dans plusieurs cas et grâce à l'archéologie (Haïdra, Chemtou, oued Seradou...), on peut montrer que son accumulation commence précocement, dès le IIème siècle de notre ère. Ailleurs, elle peut être un peu plus récente : 1 470 ± 190 BP à l'oued el Akarit (Fontes *et al.*, 1983) ou 1 450 ± 90 BP (SMU 1141) à 1 350 ± 70 BP (Beta 2734) à l'oued Chéria-Mezeraa. Cependant, des dates plus élevées ont été obtenues sur les terrasses des oueds es Sgnifa (2 050 ± 58 BP, C 3732) et Kasserine (2 043 ± 48 BP, C 3733). En particulier dans le premier cas où la terrasse vient recouvrir une cité romaine à abondante sigillée de type A, il est clair que la date obtenue au ^{14}C est trop haute et que la raison en doit être le matériel daté (des coquilles d'*Helicella*), ce qui confirme le viellissement de quelques siècles observé fréquemment sur un tel matériel.

3.3. La genèse de la très basse terrasse

Le problème de cette très basse terrasse, très générale autour de la Méditerranée (Vita-Finzi, 1969), se pose en termes différents de celui des formes comparables plus anciennes en raison du rôle des facteurs anthropiques, en particulier du rôle de l'extension et des modalités de l'occupation du sol, spécialement sur les versants. Cette nécessité est renforcée par l'importance de la vitesse moyenne d'accumulation de cette terrasse : 7, 4 mm/ an (Figure 5), soit environ 5 fois plus rapidement que la basse terrasse holocène préhistorique (Ballais, 1991c) !

Dans le cas du Maghreb oriental, vers la fin du IIème siècle-début du IIIème

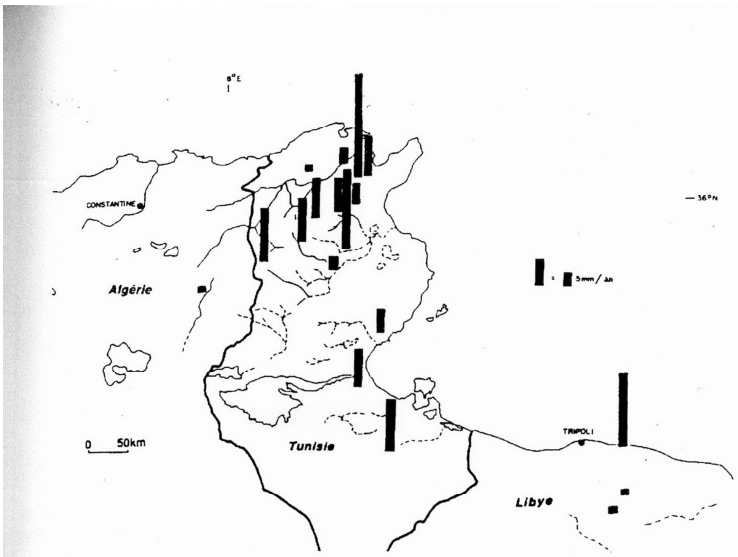


Figure 5 : Vitesse d'accumulation de la très basse terrasse historique

siècle de notre ère, la progression de la surface des zones cultivées, autant qu'on puisse la connaître, atteint un maximum, s'étendant jusqu'aux limites du Sahara au sud (Trousset, 1984 ; Barker, Jones, 1982). Pour la première fois, l'ensemble des terres cultivables avec les moyens techniques de l'époque paraît à peu près cultivé. En termes de morphogénèse, cela signifie que le déséquilibre dû à cette anthropisation affecte des superficies jusqu'alors non touchées. Il peut suffire alors d'une faible fluctuation climatique pour que le système morphogénique bascule dans son ensemble, pour que l'accumulation des alluvions remplace l'entaille des vallées. 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, particulièrement sur les versants.

Le manque de documentation historique précise ne permet pas de discuter au fond de la possibilité d'une déprise rurale qui pourrait avoir également un rôle dans cette reprise de l'accumulation comme en Basse-provence (Ballais, Crambes, 1992).

L'entaille reprendra ensuite, selon des modalités complexes, parfois dès le VIème siècle, souvent plus tard (Ballais, 1991a).

Conclusion

Je voudrais insister sur les problèmes méthodologiques que posent le type d'étude tenté ici. D'une façon générale, la géomorphologie et, plus globalement, les sciences de la Terre, rencontrent de grande difficulté à produire des résultats fiables à l'échelle de temps du millénaire. Outre les causes qui renvoient à une tradition disciplinaire qui privilégiait les études à des échelles variant de quelques dizaines de milliers d'années à quelques dizaines de millions d'années, les formes topographiques observables aujourd'hui, objet privilégié de l'étude géomorphologique, résultent de bilans morphogéniques très complexes, résultat de processus discontinus dans le temps et dans l'espace et fonctionnant avec des intensités variables. En d'autre termes, le temps qui est fossilisé dans une terrasse alluviale, par exemple, n'est qu'une partie, faible, du temps qui s'est écoulé entre le début et la fin de l'accumulation de cette terrasse. Par ailleurs, une échelle de temps de l'ordre du millénaire rend caduques certains de nos critères comme la composition minéralogique. Par contre, l'analyse sédimentologique et géochimique reste efficace.

L'autre problème est constitué par la localisation précise dans le temps du millénaire étudié, très proche de nous. Les conséquences en sont que les formes qui se sont élaborées (et conservées) depuis sont peu nombreuses et que leur évolution géochimique a été réduite, voire nulle. Cependant, inversement, leur jeunesse augmente considérablement leurs chances d'être conservées. D'autre part, la proximité dans le temps de ce millénaire accroît les possibilités de datations isotopiques ou archéologiques qui nous sont absolument indispensables. Il me semble que, actuellement, les progrès de la recherche sont tels que l'échelle du millénaire doit être parfaitement maîtrisée en géomorphologie, par exemple dans le domaine méditerranéen, et qu'il faut s'attaquer maintenant à l'échelle de quelques siècles.

Dans ce contexte d'échelle difficile à appréhender, les études récentes dans le bassin méditerranéen (en particulier dans ce volume) montrent tout l'intérêt du domaine méditerranéen où la très grande sensibilité des géosystèmes permet l'enregistrement de fluctuations très fines de la morphogénèse. De ce point de vue, le millénaire étudié est décisif car il voit un développement sans précédent de l'emprise des sociétés humaines sur des géosystèmes déjà partiellement anthropisés depuis le Néolithique. Cette anthropisation intense accroît la sensibilité des géosystèmes à des fluctuations minimes du climat : des variations qui sont très loin d'atteindre celles du début de l'Holocène, par exemple, produisent des basculements des systèmes morphogéniques et donc l'élaboration de nouvelles formes. En d'autres termes, le moteur de la morphogénèse reste les variations climatiques (par l'intermédiaire de la variation de l'intensité et de la répartition saisonnière des pluies, par l'existence d'étés "pourris") dont l'impact est considérablement amplifié par la déforestation et la mise en culture.

Références

Ballais J.-L. (1985) Modifications de l'environnement dans les Aurès (Algérie) au cours de l'Holocène. Cahiers ligures de préh. et protoh., Carcassonne, nouvelle série, 2 : 125-139.

Ballais J.-L. (1991a) Les terrasses historiques de Tunisie. Z. für Geom., Berlin, Suppl.-Bd 83 : 221-226.

Ballais J.-L. (1991b) Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. Méditerranée, Aix-en-Provence, 4 : 31-38.

Ballais J.-L. (1991c) Vitesses d'accumulation et d'entaille des terrasses alluviales holocènes et historiques au Maghreb oriental. Physio-Géo, Paris, n° 22/23 : 89-94.

Ballais J.-L., Bourgou M., Karray R., Lautridou J.-P., Levant M., Oueslati A., Ben Ouezdou H., Bouhafa T., Gragueb A. (1988) Premiers résultats du programme d'étude de l'Holocène de Tunisie. Méditerranée, Aix-en-Provence, 2 : 64-67.

Ballais J.-L., Dumont J.-L., Le Coustumer M.-N., Levant M. (1989) Sédimentation éolienne, pédogénèse et ruissellement au Pléistocène supérieur-Holocène dans les Ziban (Algérie). Revue de Géom. Dyn., Paris, n° 2 : 49-58.

Ballais J.-L., Crambes A. (1992, sous presse) Morphogénèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la montagne Sainte-Victoire. Méditerranée, Aix-en-Provence, 2.

Baradez J. (1949) Fossatum Africae. Arts et Métiers Graphiques, Paris.

Barker G.W.W., Jones G.D.B. (1982) The UNESCO Libyan Valleys Survey 1979-1981 : Palaeoeconomy and Environmental Archaeology in the Pre-Desert. Libyan Studies, London, 13 : 1-34.

Birebent J. (1964) Aquae Romanae. Alger.

Fontes J.-C., Coque R., Dever J., 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.

Goodfriend G.A., Magaritz M. (1988) Paleosols and late Pleistocene rainfall fluctuations in the Negev Desert. Nature, 332, n° 6160 : 144-146.

Provansal M. (1991) Variations verticales du trait de côte en Provence depuis 5 000 ans. Quelques données nouvelles. Méditerranée, Aix-en-Provence, 4 : 15-22.

Scharpenseel H.W., Schiffmann H., Becker P. (1984) Hamburg University Radiocarbon Dates IV, Radiocarbon, 26, n° 3 : 367-383.

Trousset P. (1974) Recherches sur le limes Tripolitanus du Chott el Djérid à la frontière tuniso-libyenne. Editions du C.N.R.S., Paris.

Trousset P. (1984) L'idée de frontière au Sahara et les données archéologiques. In "Enjeux Sahariens", P.-R. BADUEL et al. éds, Editions du C.N.R.S., Paris, 47-78.

Vita-Finzi C. (1969) The Mediterranean Valleys. Geological Changes in Historical Times, Cambridge Univ. Press.