



HAL
open science

Morphogénèse fluviale holocène en Tunisie

Jean-Louis Ballais

► **To cite this version:**

Jean-Louis Ballais. Morphogénèse fluviale holocène en Tunisie. *Etudes de Géographie Physique*, 1993, Géomorphologie générale: Karst, Processus, Paléoenvironnement, XXII, pp.63-78. hal-01563928

HAL Id: hal-01563928

<https://amu.hal.science/hal-01563928>

Submitted on 21 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.

MORPHOGÉNÈSE FLUVIATILE HOLOCÈNE EN TUNISIE

par J.L. BALLAIS *

RÉSUMÉ : Un exemple de morphogénèse fluviale holocène est étudié dans chaque étage bioclimatique de Tunisie. Trois grandes conclusions en ressortent : la multiplicité des phases d'accumulation alluviale, la variabilité du nombre des terrasses et la constance d'une zonation des caractéristiques géochimiques.

MOTS CLÉS : Terrasses alluviales, morphogénèse, zonation.

ABSTRACT : One example of holocene fluvial morphogenesis is studied in each bioclimatic subzone in Tunisia. Three main conclusions appear : the multiplicity of alluvial aggradation phases, the variability of the terraces number and the consistency of geochemical characteristics zonation.

KEY WORDS : Alluvial terraces, morphogenesis, zonation.

I - INTRODUCTION

L'étude de l'Holocène de Tunisie a fait l'objet d'un programme de recherche initié par les géomorphologues de la Faculté des Sciences Humaines et Sociales de Tunis en collaboration avec le Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen et le Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique de Paris-Orsay (J.L. BALLAIS *et al.*, 1988). Plusieurs publications ont fait connaître les principaux résultats de ce programme concernant la morphogénèse holocène historique (en particulier : J.L. BALLAIS, 1991-a, 1992-c, sous presse a).

L'étude présentée ici vise à montrer les fluctuations de la morphogénèse fluviale pendant la période holocène en s'appuyant sur quatre exemples choisis dans quatre étages bioclimatiques du climat méditerranéen : les terrasses de l'oued Jenain, dans l'étage saharien, les terrasses de l'oued el Kseub, dans l'étage aride, les terrasses de l'oued es Sgniffa, dans l'étage semi-aride et les accumulations de l'oued Nebeur-Tinja dans l'étage subhumide (Fig. 1).

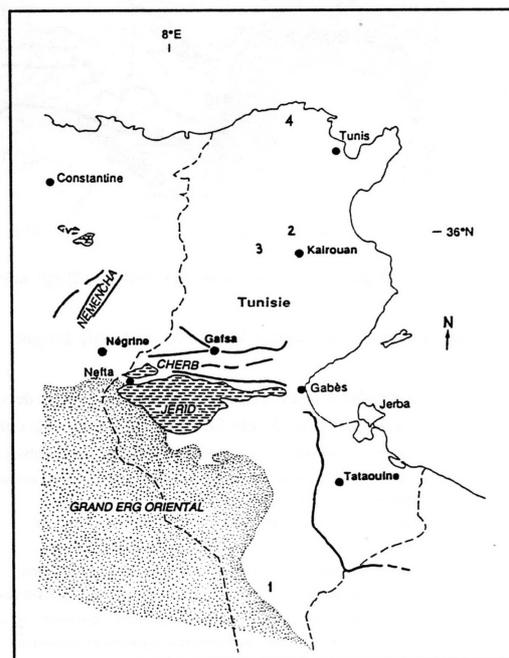


Figure 1 - Localisation des exemples étudiés

* U.R.A. 903 du CNRS, Institut de Géographie, 29 Avenue Robert Schuman, 13621 AIX-EN-PROVENCE Cédex, FRANCE

II - LES BASSES TERRASSES HOLOCÈNES PRÉHISTORIQUES DE L'OUED JENAIN

Vers 32° de latitude nord, les oueds cataclinaux drainent le revers du Dahar, vaste plateau constitué de calcaires et de marnes du Crétacé supérieur. Celui-ci s'abaisse d'environ 600 m à l'est jusque vers 200 à 300 m à l'ouest où, à proximité de la frontière algérienne, il passe sous le Grand Erg Oriental (Fig. 2). Les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 50 mm (52,3 mm à Remada) et l'ensemble des bassins versants appartient à l'étage saharien du climat méditerranéen (K. GIESSNER, 1979 ; E. LE FLOCH, 1986).

Des observations effectuées sur 14 points différents, il ressort que les coupes les plus caractéristiques sont celles révélées par l'entaille récente de l'oued Jenain.

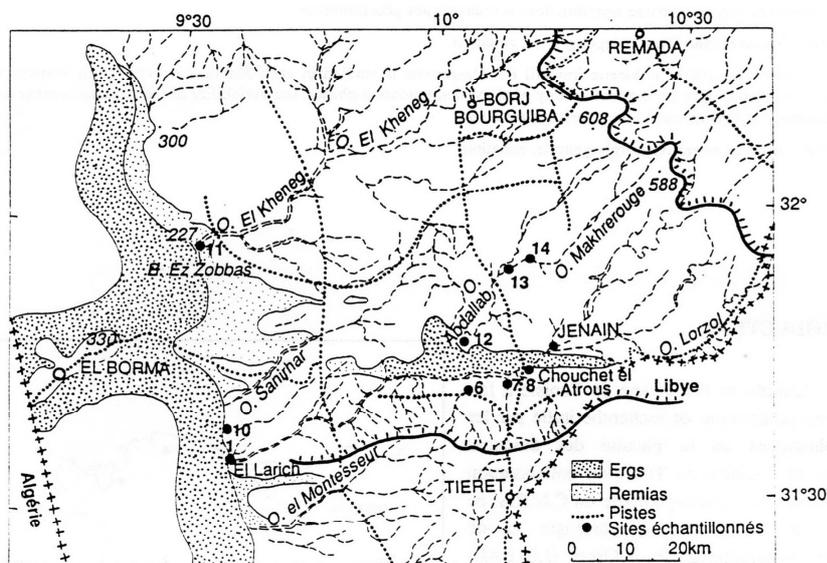


Figure 2 - Localisation des sites de l'étage saharien (d'après PETIT-MAIRE *et al.*, 1991)

1. La basse terrasse à l'amont immédiat du bordj Jenain

Les dépôts observés sont situés en rive gauche de l'oued Jenain, environ 500 m à l'amont du bordj, en bordure de l'erg Jenain (Fig. 2, site 5). Epais de 5 à 6 m, ils comportent 16 couches, de bas en haut (Fig. 3) :

- 1) sables rougeâtres (1a : à passées noirâtres, épaisseur visible : 1,50 m ; 1b : à gravillons, épaisseur : 3 cm) ;
- 2) en ravinement, sables limoneux à tâches ocres, avec un niveau noir à la base, peut-être des pseudo-mycéliums, épaisseur : 20 cm ;
- 3) sables limoneux noirs, en lit ondulé, épaisseur : 3 à 5 cm ;
- 4) sables limoneux gris à passées ocres, épaisseur : 40 cm ;
- 5) sables limoneux noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 à 10 cm ;
- 6) sables limoneux gris, à malacofaune d'eau douce, formant comiche, épaisseur : 10 cm ;
- 7) sables limoneux gris, probablement gypseux, épaisseur : 10 cm ;
- 8) sables limoneux noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 cm ;
- 9 et 10) sables grésifiés, épaisseur : 60 à 65 cm ;
- 11) sables limoneux gris, épaisseur : 50 cm ;
- 12) sables noirs, probablement organiques, épaisseur : 5 cm ;

- 13) sables limoneux gris, épaisseur : 50 cm ;
 14) sables limoneux noirs, probablement gypseux, épaisseur : 5 cm ;
 15) sables gypseux bleuâtres, épaisseur : 1,50 m ;
 16) croûte gypseuse, épaisseur : 15 cm.

On peut regrouper ces couches en trois membres : le membre inférieur (couche 1), constitué de sables rouges, au sommet duquel apparaissent les premiers dépôts alluviaux grossiers ; le membre moyen (couches 2 à 14) constitué par l'alternance de sables silteux gris d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétrique, et de sables noirs d'épaisseur centimétrique ; enfin, le membre supérieur (couches 15 et 16), riche en gypse.

Les échantillons prélevés dans chaque couche ont permis de déterminer la granulométrie, la minéralogie totale (diffractométrie aux rayons X sur échantillon broyé homogénéisé) et les minéraux argileux (diffractométrie aux rayons X sur la fraction inférieure à 2 μm) ainsi que le taux de matière organique (échantillon broyé chauffé à 340° C pendant 12 h ⁽¹⁾) ; la morphoscopie des grains de quartz a été également effectuée (J.L. BALLAIS *et al.*, sous presse b). Ces analyses ne confirment pas totalement la distinction, pourtant très nette sur le terrain, entre le membre inférieur et la base du membre moyen. En effet, les couches 3 à 5 apparaissent, à des degrés différents, comme des transitions entre les deux membres. Par exemple, la couche 3 est nettement plus riche en CaCO_3 (23,2 %) et plus pauvre en quartz que les deux précédentes, dont elle se distingue aussi par l'apparition du gypse (9,6 %), un pic de palygorskite (66 %) accompagnant la disparition de l'illite, l'apparition de la matière organique (4,1 %) et une granulométrie plus fine (65,4 % de limons et argiles). En revanche, la morphoscopie des quartz de 160 μm reste dominée par les émoussés-luisants-irréguliers (72 %). Les irréguliers mats ne deviennent majoritaires que dans la couche 5.

A partir de cette couche 5, et jusqu'au sommet de la coupe, deux caractéristiques communes se dégagent :

- concernant la morphoscopie des quartz, la prédominance, à la dimension de 160 μm , des grains irréguliers-mats (50 à 83 %),
- du point de vue minéralogique, l'affirmation de la présence du gypse, malgré de grandes irrégularités.

Dans le détail, l'opposition entre les niveaux gris et les niveaux noirs repose sur la présence systématique de gypse (de 5,6 à 19,2 %) et de matière organique (de 3,2 à 8,6 %) dans les seconds, les autres nuances ne paraissant pas significatives.

Le membre supérieur s'individualise essentiellement par sa forte proportion de gypse (48,8 % dans la couche 16) accompagnée par les plus faibles taux de kaolinite (4 %) et, inversement, des taux très élevés de smectite (34 %).

(1) Analyses effectuées au Laboratoire de Géologie du Quaternaire du C.N.R.S., Marseille.

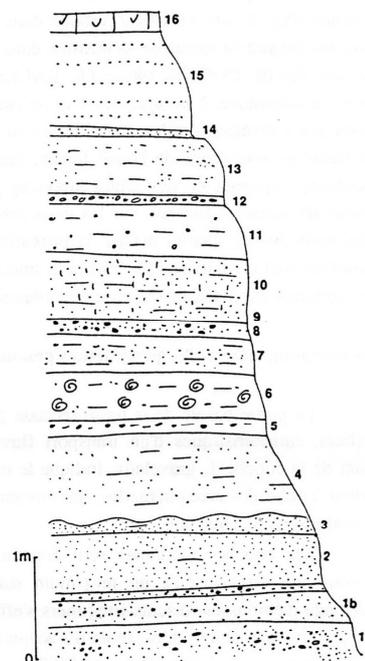


Figure 3 - Coupe de la basse terrasse de l'oued Jenain (d'après PETIT-MAIRE *et al.*, 1991)

L'âge holocène de l'essentiel, au moins, de cette terrasse est prouvé par une datation ^{14}C sur *Biomphalaria* de la couche 6 : 6580 ans BP \pm 350 (Gif 8474).

2. La basse terrasse d'amont de l'oued Jenain

A quelques kilomètres en amont du bordj, une terrasse haute de 2 à 3 m se développe à la faveur d'une confluence (Fig. 2, site 5). Elle s'emboîte dans un conglomérat à ciment de croûte calcaire, qui est attribué au Pléistocène moyen en raison de sa position dans l'étagement des terrasses alluviales ainsi que de l'existence d'une croûte calcaire (R. COQUE, 1962 ; J.L. BALLAIS *et al.*, 1983) qui tronque les calcaires turoniens. Cette basse terrasse est constituée, à la base, par 1 m de cailloux subarrondis et graviers lités surmontés par 1 m de limons gypseux gris à niveaux rouilles, bien lités ou en lentilles, recouverts d'un reg caillouteux. Vers l'amont, et le long de l'affluent de rive droite de l'oued Jenain, ces dépôts passent à une formation sablo-limoneuse grise riche en malacofaune, reposant sur des sables limoneux plus sombres. La formation supérieure, qui s'étend sur plusieurs centaines de mètres à l'amont, sur les deux rives des oueds, est riche en gypse. Elle contient également de la calcite, mais pas de quartz, malgré la proximité actuelle des dunes mobiles. Parmi les minéraux argileux, la palygorskite mal cristallisée (55,7 %) et la smectite (31,8 %) dominent l'illite (8 %) et les interstratifiés (4,5 %). Cette formation est datée au ^{14}C sur malacofaune aquatique de 7890 ans BP \pm 90 (Gif 8476).

3. La morphogénèse et les géosystèmes pendant l'Holocène

La partie basale de la basse terrasse près du bordj est surtout constituée de sables émoussés-luisants-irréguliers, caractéristiques d'un transport fluvial assez court. Plus particulièrement, la granulométrie du sommet de la couche 1, graveleux, indique le maximum de compétence jamais atteint, maximum modéré mais supérieur à celui des crues actuelles, qui atteignent rarement le bordj. La prédominance des sables alluviaux se maintient jusqu'à la couche 4.

Les couches médianes sont constituées d'un matériel non plus alluvial, mais éolien (dans une proportion qui croît jusqu'à un maximum stable entre 75 % et 85 % d'irréguliers-mats, pendant que le pourcentage d'émoussés-luisants-irréguliers s'effondre au-dessous de 10 %). Ce matériel éolien provenait donc des dunes proches, alors fixées, mais il s'accumulait après un court déplacement dans des marécages riches en matière organique, en particulier vers 6580 ans BP \pm 350 quand des *Biomphalaria pfeifferi* (Krauss), *Lymnea truncatolata* (Müller) et *Succinea cf. pfeifferi* (Rossm.) y vivaient dans des eaux douces et froides probablement peuplées de roseaux.

Vers le haut, l'augmentation de la proportion de gypse signe l'assèchement progressif jusqu'au dépôt de la croûte finale. Cette croûte est-elle purement évaporitique ou résulte-t-elle de la diagenèse d'un sol gypseux ? Il n'est pas possible de le dire, même si elle se marque, comme d'ailleurs dans les coupes des basses terrasses des oueds Makhrouga et Abdallah (Fig. 2, sites 13 et 14) (J.L. BALLAIS *et al.*, sous presse b), par l'augmentation du taux de smectite couplée à la diminution du taux de palygorskite. La seconde hypothèse supposerait que les précipitations aient avoisiné 100 mm/an (W.D. PAGE, 1972; J.L. BALLAIS *et al.*, 1989).

Il reste que le décalage de plus de 1000 à 2000 ans entre, d'une part, les dépôts du lac d'Ez Zobbas (Fig. 2, site 11) et la basse terrasse des oueds Abdallah, Makhrouga et Jenain (amont) et, d'autre part, ceux de la basse terrasse de l'oued Jenain (bordj) pose problème. On peut tenter de résoudre cette contradiction en considérant que, comme au Tchad (M. SERVANT, 1973), dans les Ziban algériens (J.L. BALLAIS *et al.*, 1979) et en Tunisie présaharienne (J.L. BALLAIS, 1991-b), une phase sèche, au moins aussi sèche que l'actuelle, s'intercale entre les deux phases humides de l'Holocène inférieur et de l'Holocène moyen. Pendant cette phase sèche, la plupart des oueds auraient entaillé les dépôts accumulés lors de l'Holocène inférieur, dégageant ainsi la basse terrasse. En revanche, l'oued Jenain, dans la partie aval de son cours, n'aurait que partiellement entaillé ses dépôts, probablement par suite de l'accumulation d'un bouchon dunaire dans son lit, à l'image de la situation actuelle à Bir el Ma, quelques kilomètres à l'aval du bordj. Dans cette hypothèse, la couche 1, typiquement fluviale, représenterait les vestiges de l'accumulation de l'Holocène inférieur, ravinée par la couche 2 à l'Holocène moyen, après la phase sèche.

Ainsi, la compétence plus forte des écoulements, révélée par la grossièreté des alluvions basales de la terrasse s'expliquerait par des pluies concentrées permettant la genèse de crues vigoureuses, mais aussi par un bilan hydrique beaucoup plus favorable que l'actuel, permettant l'apparition de lacs. Par contre, à l'Holocène moyen, la compétence diminue, en liaison avec la disparition des lacs. Les derniers apports atteignant certains niveaux de base comme la Graret Abdallah (Fig. 2, site 12) s'arrêtent vers 5640 ans BP \pm 100 (J.L. BALLAIS *et al.*, sous presse b).

III - LES TERRASSES HOLOCÈNES DE L'OUED EL KSEUB

L'oued el Kseub (Fig. 1) est l'un des deux tributaires principaux du lac de barrage du Nebhana, à 36° de latitude nord. Il draine le flanc oriental du djebel Bargou (1266 m), dans la Dorsale tunisienne, en direction de la plaine de Kairouan. Son cours inférieur, envisagé ici, fait la transition entre les étages semi-aride et aride (K. GIESSNER, 1979 ; E. LE FLOCH, 1986).

1. La très basse terrasse historique principale de rive droite

A quelques kilomètres à l'amont du lac, l'accumulation alluviale de rive droite, épaisse de 8 à 10 m, comporte les couches suivantes, de bas en haut (Fig. 4) :

1) cailloux calcaires et gréseux, devenant moins gros vers le haut, en lits frustes, dans une matrice grise sablo-limoneuse abondante contenant des fragments de coquilles ; épaisseur visible : 2 m ;

2) couche argilo-limoneuse poreuse à structure polyédrique, concentrations d'oxyde ferrique ; coquilles d'*Helicella* et charbons de bois ; épaisseur : 1,50 m ;

3) couche beige-gris, poreuse, argilo-limoneuse avec quelques graviers, à structure prismatique ; pseudo-mycélium et concentrations de Fe_2O_3 le long des racines ; abondante malacofaune (*Rumina decollata*, *Helix melanostoma*, *Helicella*) ; épaisseur : 0,60 m ;

4) sables à structuration prismatique lâche ; efflorescences salines ; concentration de Fe_2O_3 le long des racines, coquilles de *Ferussacia* ; épaisseur : 0,30 m ;

5) graviers et cailloux surtout calcaires, certains arrondis, d'autres subanguleux, galets d'argile verte, dans une matrice sablo-graveleuse, à fragments de coquilles ; épaisseur : 0,30 m ;

6) couche argilo-limoneuse, beige-gris, à dense structuration prismatique et débris de coquilles ; épaisseur : 0,70 m ;

7) limons argileux gris ; épaisseur : 1 m ;

8) couche limono-sableuse jaune, finement litée, à lits de galets qui se développent latéralement ; épaisseur : 1,50 m ;

9) en ravinement, couche grise de galets à matrice limoneuse plus abondante vers le haut, formée de deux lentilles, contenant des blocs de pierre taillés, vers la base, des ossements et des tessons de céramique, en particulier de la sigillée probablement de type D (détermination H. JAIDI) ; épaisseur : 1,50 m.

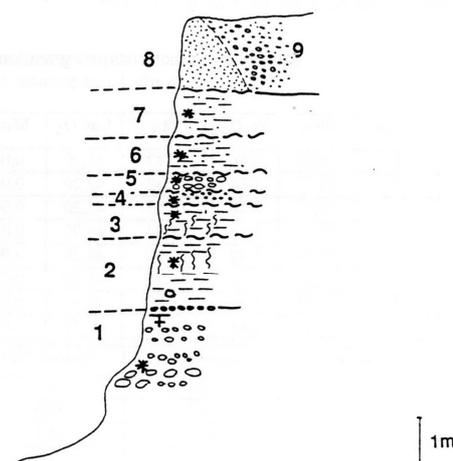


Figure 4 - Coupe de la très basse terrasse historique principale de l'oued el Kseub.

Cette coupe peut ainsi être regroupée en deux membres :

- le membre principal, constitué d'alternances de dépôts grossiers (1 et 5) et de dépôts fins (2, 3, 4, 6, 7, 8),
- le membre supérieur (9), ravinant le précédent.

Les dépôts grossiers du membre principal sont constitués, à plus de 50 %, par des graviers et galets

(Tab. I) et la couche 1 est particulièrement grossière (médiane des éléments < 2 mm : 532 μm - Fig. 5)⁽²⁾. Assez peu siliceux (21,21 à 25,65 %), ils sont en revanche riches en calcium total (17,42 à 23,16 %), en CaCO_3 (49,9 à 60,3 %) et en Fe_2O_3 (3,83 à 4,45 %). Les dépôts fins comportent moins de 15 % d'éléments supérieurs à 2 mm, 31,5 à 44,7 % de limons, et plus d'argiles que de sables. Plus riches en silice (29,58 à 33,77 %), plus pauvres en calcium total, en CaCO_3 et en Fe_2O_3 , ils présentent les teneurs maxima en carbone (0,61 % dans 2) et en azote (0,45 % dans 3). Les minéraux argileux sont constitués surtout par la smectite mal cristallisée (30 à 50 %), l'illite et la kaolinite (Tab. I).

Le membre supérieur présente des caractéristiques granulométriques et géochimiques très comparables à celles des couches grossières du membre principal. Il ne s'en distingue que par les taux les plus faibles de carbone (0,32 %), de Cl^- (0,005 %), de SO_3 (0,12 %) et de P_2O_5 (0,079 %).

Cette terrasse est bien holocène, car des charbons de bois prélevés dans la couche 2 ont fourni une date ^{14}C de 3235 ans BP \pm 69 (C 3577)⁽³⁾.

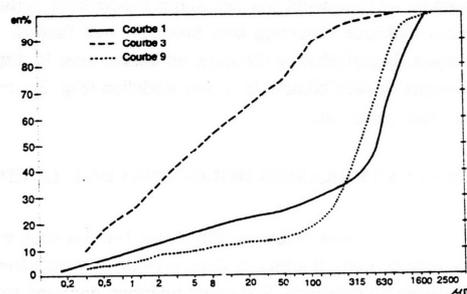


Figure 5 - Courbes granulométriques cumulatives de dépôts de la très basse terrasse historique principale de l'oued el Kseub.

Tableau I - Caractéristiques granulométriques, géochimiques et minéralogiques de la très basse terrasse historique principale de l'oued el Kseub

Couche	SiO_2	Fe_2O_3	Ca^{2+} total	CaCO_3	MnO	C	N	Na^+	Cl^-	SO_3	P_2O_5
9	26,32	4,46	20,87	52,10	0,03	0,31	0,030	0,026	0,005	0,12	0,079
7	33,77	3,54	17,42	42,20	0,04	0,50	0,035	0,041	0,005	0,13	0,087
6	33,71	3,40	17,15	42,20	0,04	0,56	0,042	0,065	0,116	0,16	0,115
5	25,65	4,45	19,64	49,90	0,04	0,41	0,039	0,048	0,037	0,14	0,099
4	29,58	3,42	20,00	48,20	0,03	0,57	0,03	0,036	0,043	0,13	0,098
3	35,02	3,60	16,75	41,30	0,03	0,51	0,045	0,025	0,074	0,12	0,117
2	33,93	3,61	16,82	43,10	0,03	0,61	0,036	0,023	0,008	0,13	0,098
1	21,21	3,83	23,16	60,30	0,04	0,43	0,022	0,011	0,009	0,15	0,142
Couche	Argiles (%)	Limons (%)	Sables (%)	> 2 mm (%)	Médiane (μm)						
9	6,6	6,4	72,8	14,2	329,0						
7	28,7	31,5	25,8	14,0	9,0						
6	38,9	44,7	17,3	0,1	4,3						
5	11,8	9,0	19,5	59,7	46,8						
4	28,0	41,5	28,6	1,9	8,5						
3	35,6	39,5	24,7	0,2	5,6						
2	30,6	40,3	26,8	0,3	8,5						
1	4,8	4,0	26,6	64,5	532,0						
Couche	Kaolinite (%)	Smectites (%) *	Illite (%)	Chlorite (%)	Interstratifiés (10 - 14)						
6	25 ⁺	30	25 ⁺	5 ⁺	10,0						
2	25 ⁺	50	25 ⁻								

* mal cristallisée

Méthodes : voir note technique en annexes.

(2) L'ensemble des analyses sur les dépôts de l'oued el Kseub, de l'oued Nagueur et de Tinja a été réalisé au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., Caen.

(3) Datation faite par le Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique, Université de Paris-Orsay.

2. La très basse terrasse historique secondaire de rive gauche

Juste en face de la précédente, elle est haute de 5 m environ et comprend, de bas en haut (Fig. 6) :

1) gros cailloux arrondis accompagnés de tessons de céramique ; épaisseur visible : 30 cm ;

2) couche sablo-limoneuse, gris-brun, poreuse, à structure motteuse, contenant de petites lentilles de galets ; épaisseur : 1 m ;

3) lits de petits cailloux et sables à débris de coquilles et tessons de poterie, faisant le passage progressif de 2 à 4 ; épaisseur : 0,50 m ;

4) couche sablo-limoneuse grise, massive, poreuse, à structure motteuse irrégulière, efflorescences salines et débris de coquilles ; épaisseur : 0,65 m ;

5) couche argilo-limoneuse poreuse, à structure polyédrique, et débris de coquilles dont des *Helicella* ; épaisseur : 1 m ;

6) couche limono-sableuse, beige-gris, à structure polyédrique, tâches de Fe_2O_3 , petites *Helicella* et *Ferussacia* ; épaisseur : 1 m.

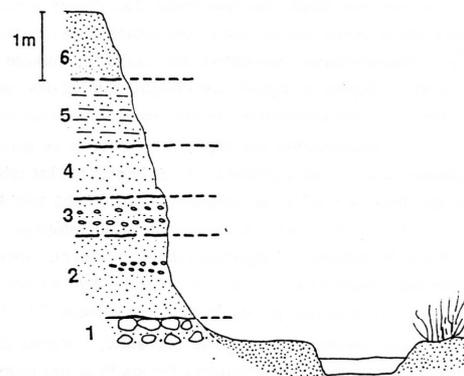


Figure 6 - Coupe de la très basse terrasse historique secondaire de l'oued el Kseub.

Cet ensemble est beaucoup plus homogène que le précédent (Tabl. II). On peut cependant distinguer une tendance générale à l'accroissement de la proportion de colloïdes (de 14 % dans la couche 2 à 30,9 % dans la couche 6), de carbone (respectivement de 0,42 à 0,80 %) et d'azote (de 0,035 à 0,059 %) de la base au sommet. En sens inverse, et plus irrégulièrement, Fe_2O_3 tend à diminuer. Mais la silice ne varie que de 29,38 à 34,28 % et $CaCO_3$ de 44,4 à 49,9 %.

Tableau II - Caractéristiques géochimiques, granulométriques et minéralogiques de la très basse terrasse historique secondaire de l'oued el Kseub

Couche	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Ca ²⁺ total	CaCO ₃	MnO	C	N	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₃	P ₂ O ₅
6	30,47	3,65	18,24	44,4	0,03	0,80	0,059	0,016	0,010	0,14	0,087
5	34,28	3,85	16,30	40,00	0,04	0,67	0,045	0,007	0,006	0,15	0,078
4	29,74	4,07	19,44	47,40	0,04	0,54	0,042	0,010	0,011	0,14	0,081
3	29,38	4,53	19,54	49,90	0,04	0,49	0,033	0,009	0,010	0,14	0,075
2	34,15	3,63	18,39	45,20	0,04	0,42	0,035	0,021	0,090	0,15	0,071

Couche	Argiles (%)	Limons (%)	Sables (%)	> 2 mm (%)	Médiane (µm)
6	30,9	59,5	9,6	0	5,2
5	26,2	69,3	4,5	0	7,8
4	18,3	35,5	46,2	0	34,6
3	12,4	37,6	46,6	3,4	32,6
2	14,0	49,9	35,7	0,4	21,9

Couche	Kaolinite (%)	Smectites (%) *	Illite (%)	Chlorite (%)
5	25	60	15	
2	25	45	20	10

* mal cristallisée

3 . La morphogénèse et les géosystèmes holocènes

A la différence des terrasses de l'extrême-Sud du pays, c'est ici l'Holocène moyen et supérieur qui est représenté.

a) Toutes les couches qui constituent la très basse terrasse de rive droite sont des alluvions, ainsi que le montre leur litage, souvent fruste. Les dépôts grossiers ont été mis en place par des écoulements assez compétents, responsables du bon tri des sables de la matrice (Fig. 5). Par contre, le tracé presque rectiligne de la courbe granulométrique cumulative des dépôts fins montre l'importance qu'avait la décantation. L'alternance des deux types de dépôts ne signifie pas obligatoirement des variations de la compétence de l'oued el Kseub au cours du temps : elle peut simplement refléter les déplacements du chenal et des mouilles plus calmes.

La structuration des dépôts fins provient en partie de leur granulométrie, mais on peut penser qu'une pédogénèse discrète les a affectés. Le cas le plus net est celui de la couche 6 qui présente le minimum de Fe_2O_3 , de faibles taux de $CaCO_3$ accompagné de forts taux relatifs de SiO_2 , C, N, et P_2O_5 , ainsi que des maxima de Na^+ , Cl^- et SO_3 (Tab. II). La composition minéralogique confirme l'hypothèse d'une pédogénèse par le faible taux relatif de smectite et l'apparition de la chlorite et, surtout, des interstratifiés. Cette couche 6 se trouvant dans la partie supérieure de la coupe, elle pourrait s'être accumulée pendant la période humide reconnue vers 2400 - 2200 ans BP en plusieurs points du Maghreb oriental (J.L. BALLAIS, 1992-b).

La couche supérieure est, elle aussi, d'origine fluviale, mais elle est nettement plus récente que le membre principal puisqu'elle contient des artefacts très probablement romains. Elle serait donc contemporaine de la très basse terrasse holocène historique (J.L. BALLAIS, 1991-a). Après d'autres cas, dont celui de l'oued Chéria - Mezeraa (J.L. BALLAIS, 1976), c'est donc un nouvel exemple de la superposition, avec ravinement, de la nappe alluviale historique la plus récente sur la basse terrasse, sans entaille intermédiaire importante.

b) Sur la rive gauche, les dépôts de la très basse terrasse sont également des dépôts alluviaux comme l'indiquent leurs figures de sédimentation ou l'allure de leurs courbes granulométriques cumulatives (Fig. 7). Celles-ci montrent parfois un bon tri des limons (couche 5), mais aussi souvent une décantation (couche 4) très comparable à celle des dépôts fins de la basse terrasse. La différence principale, on l'a vu, est l'extrême faiblesse de l'évolution géochimique. Cette caractéristique s'explique par la jeunesse de cette terrasse, à coup sûr historique, mais aussi par la faiblesse de la pédogénèse actuelle. En effet, par suite de l'anthropisation ancienne et intense (labours, pacage), cette pédogénèse actuelle, telle qu'elle s'exprime dans la couche supérieure (6), n'est que le reflet déformé, atténué, de la pédogénèse modale dans ces étages encore relativement humides.

c) Conclusion

L'accumulation de la nappe alluviale holocène préhistorique est plus tardive, ici, que dans le Sud et l'extrême-Sud tunisiens. Cependant, dans l'étage aride, près de Gabès (Fig. 1), l'oued el Akarit accumulait encore sa terrasse en 4120 ans BP \pm 50 (Gif 9149) et, probablement, jusque vers 3680 ans BP \pm 160 (K. ZOUARI, 1988). L'oued el Kseub était pérenne, comme aujourd'hui, puisque ses dépôts ne présentent ni rides de courant, ni fentes de dessiccation caractéristiques des oueds. Par ailleurs, l'absence de gypse et la faiblesse des concentrations de carbonate de calcium indiquent aussi des conditions pédogénétiques très proches des actuelles.

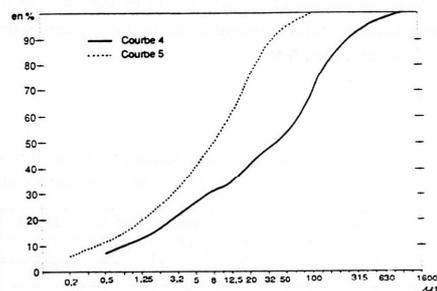


Figure 7 - Courbes granulométriques cumulatives de dépôts de la très basse terrasse historique secondaire de l'oued el Kseub.

Avec le ravinement par la couche 9, il devient clair que les géosystèmes sont très anthropisés. Sans redévelopper tous les arguments (J.L. BALLAIS, sous presse b), rappelons que le basculement des géosystèmes qui permet la reprise de l'accumulation est dû à une petite pulsation climatique affectant plus l'intensité des précipitations que leur total, pulsation qui devient efficace sur le plan morphogénique grâce à la fragilisation des géosystèmes provoquée ici par plusieurs siècles de colonisation romaine.

La grande entaille qui se produit ensuite, après le VI^{ème} siècle de notre ère probablement, a été reconnue très fréquemment en Tunisie (J.L. BALLAIS, 1991-a, 1992-b), mais il est difficile d'en connaître la cause. Dans la logique de l'hypothèse précédente, on peut penser à un retour à des précipitations mieux réparties dans l'année et favorisant donc, à la fois, le développement de la végétation, la pédogénèse et l'entaille des cours d'eau.

Une dernière terrasse, la très basse terrasse de rive gauche, s'accumule alors. Jusqu'à maintenant, elle n'a été reconnue, et parfois avec doute, que sur une dizaine de cours d'eau (J.L. BALLAIS, sous presse b). Il est par conséquent très difficile de la dater exactement et donc de poser de façon suffisamment précise la question des conditions bioclimatiques et anthropiques de son accumulation, puis de son entaille.

IV - LES TERRASSES HOLOCÈNES DE L'OUED ES SGNIFFA

L'exemple retenu ici se situe également en Tunisie centrale, au sud-ouest du précédent (Fig. 1). Entre Makthar et Rouhia, l'oued es Sgniffa s'encaisse profondément dans le bassin de l'oued el Hattab qui interrompt localement la Dorsale tunisienne entre les djebels Barbrou (1322 m) au nord et Oust (1309 m) au sud. Là, le dispositif géomorphologique ressemble tout à fait à celui de l'oued el Kseub, dans la mesure où la nappe alluviale historique principale recouvre la nappe alluviale holocène préhistorique. De la même façon, une très basse terrasse historique secondaire, d'âge islamique, s'emboîte dans les dépôts antérieurs.

1. La nappe alluviale holocène préhistorique de l'oued es Sgniffa

A l'aval du gué de la route Makthar-Rouhia, elle peut atteindre 15 m d'épaisseur. Elle comprend, de bas en haut, en rive gauche (Fig. 8) :

1) une couche argilo-limoneuse, ocre-brun-rougeâtre, à structure prismatique et polyédrique ; nombreuses fentes de retrait ; quelques nodules durs et des concentrations cohérentes de carbonate de calcium dans les fissures ; concentrations d'oxyde ferrique en tâches sur les facettes et en filaments (en liaison avec les fissures ?) ; fragments de coquilles ; épaisseur visible : 2 m ;

2) en discordance, couche argileuse, compacte, poreuse, jaune, à rares esquisses de lits horizontaux et imprégnation diffuse de carbonate de calcium ; épaisseur : 2 m ;

3) passage progressif à une couche discontinue, jaune, massive, se chargeant de graviers vers le sommet, à grosses tâches de carbonate de calcium ; épaisseur : 1 m ;

4) couche limono-argileuse, beige-rouge, à rares passées de petits graviers, peu cohérente, à structure prismatique locale ; tâches, concrétions friables et pseudo-mycélium de carbonate de calcium ; filaments noirâtres ; fragments de coquilles ; épaisseur : 3 m ;

5) couche sablo-limoneuse, marron noir, meuble, à structure prismatique dense en surface, lâche en profondeur ; nombreux escargots (*Helix melanostoma* dominant), parfois dédoublée ; épaisseur : 1 à 3 m. Cette couche qui présente toutes les caractéristiques d'un paléosol a livré une date ¹⁴C de 7516 ans BP ± 114 (C 3732) sur coquilles d'*Helix*.

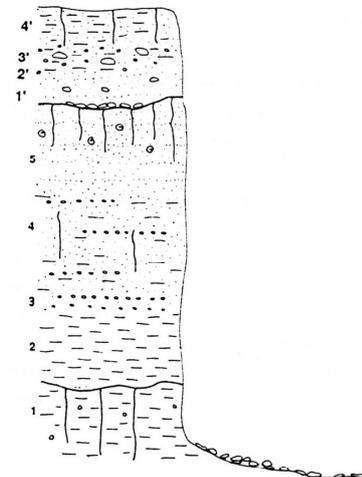


Figure 8 - Coupe de la très basse terrasse historique principale de l'oued es Sgniffa.

2. Les très basses terrasses de l'oued es Sgniffa

a) La nappe alluviale historique principale

En ravinement sur les dépôts précédents, se sont accumulés jusqu'à 3 m de dépôts gris (Fig. 8) :

1) à la base, lit discontinu de cailloux repris des murs d'une ville romaine non identifiée, fondée dans le paléosol ci-dessus ;

2) sables clairs ou gris foncé, lités, avec quelques cailloux, contenant des fragments de sigillée A (détermination H. JAIDI), recouvrant un fragment de mur, comblant un fossé ; épaisseur : 0 à 1 m ;

3) dépôt plus argileux et plus graveleux, poreux, à tâches jaunes d'oxyde ferrique, contenant quelques blocs, de la céramique commune abondante et des charbons de bois ; épaisseur : 1 m ;

4) un dépôt argilo-limoneux, beige, massif, à structure prismatique incipiente ; épaisseur : 1 m.

Recouvrant une ville romaine, remaniant de la sigillée de type A, cette accumulation est postérieure à 46 BC, date de la création de la province d'Africa Nova.

b) La très basse terrasse historique islamique

Après le dépôt de l'accumulation précédente, l'oued s'est entaillé de plusieurs mètres, puis une dernière nappe alluviale épaisse de 1 à 3 m s'est accumulée. Ses faciès varient très rapidement.

A l'amont de la route, en rive droite, elle est constituée de sables argileux gris en lits contenant deux ou trois lentilles de cailloux calcaires et des lits constitués de nombreuses coquilles d'escargots (*Helicella* principalement). Les lits de base contiennent des charbons de bois et recouvrent une pierre à bossages tombée des ruines de la ville romaine.

A l'aval de la route, en rive gauche, elle comporte 1 m à 1,50 m de dépôts bien lités, les plus grossiers de toute la série holocène (galets et blocs calcaires plus ou moins bien arrondis, relevant vers l'aval, galets d'argile), avec de nombreuses coquilles d'escargots de plusieurs espèces, de nombreux fragments de coquilles d'huîtres éocènes et de céramiques diverses dont des tessons vernissés verts et d'autres jaunes.

Depuis, l'oued a réentaillé de 2 à 4 m cette terrasse ainsi que la nappe alluviale holocène préhistorique dans laquelle elle est emboîtée.

L'âge post-romain de cette très basse terrasse ne fait pas de doute puisqu'elle remanie des céramiques romaines et islamiques. Malheureusement, les deux datations ^{14}C effectuées ont donné des dates qu'il faut rejeter :

- à la base, sur sédiment, 15060 ans BP \pm 254 (C 3735) ; date évidemment trop basse due probablement à la présence d'une fraction carbonatée détritique ;

- au sommet, 2050 ans BP \pm 58 (C 3734), sur coquilles d'*Helicella*, ce qui confirme que, souvent, les datations sur coquilles de Gastéropodes donnent des âges trop élevés (G.A. GOODFRIEND et J.J. STIPP, 1983).

3. La morphogenèse et les géosystèmes

Les rythmes de la morphogenèse sont ici, en apparence, très comparables à ceux de l'oued el Kseub. Cependant, la différence majeure provient de ce que la nappe alluviale préhistorique se met en place précocement, lors de l'Holocène inférieur, comme dans l'extrême-Sud tunisien. De ce point de vue, il faut souligner que le paléosol sommital se forme juste avant la phase sèche qui termine l'Holocène inférieur. Cette présence d'un paléosol terminal bien développé est très caractéristique des accumulations holocènes de l'étage semi-aride : nappe alluviale de l'oued bou Jbib, au sud de Tunis, accumulations du littoral oriental. Sa faune d'*Helix melanostoma*, très comparable à celle des sites néolithiques plus tardifs localisés dans l'étage saharien (J.L. BALLAIS et H. BEN OUEZDOU, 1992) pourrait indiquer le début de l'assèchement climatique, car elle vit dans une formation ouverte, riche en Graminées, sous des précipitations moyennes annuelles pouvant descendre jusqu'à environ 200 mm/an, si on en juge par la répartition actuelle de cette espèce (observations personnelles).

La substitution d'*Helicella* à *Helix melanostoma* et son pullulement à partir des dépôts historiques

indique une ouverture plus grande de la formation végétale, peut-être plus steppique, en liaison avec l'anthropisation.

Enfin, en bordure du vaste bassin d'accumulation de Rouhia, il faut se poser le problème d'une éventuelle subsidence. Cette dernière pourrait expliquer l'importance exceptionnelle de l'accumulation préhistorique et la superposition de la nappe alluviale holocène historique principale sur la nappe alluviale préhistorique. Par contre, elle ne saurait rendre compte de l'entaille vigoureuse postérieure puis actuelle.

V - LES ACCUMULATIONS HOLOCÈNES DANS L'ÉTAGE SUBHUMIDE

Cet étage, le plus mal connu, présente encore bien des incertitudes, résumées récemment par S. MATHLOUTHI (1988), dans l'attente de résultats plus précis (A. MIOSSEC, sous presse). En particulier, l'existence d'une basse terrasse holocène n'est pas établie. En revanche, la basse terrasse qui a été reconnue pourrait dater du Pléistocène supérieur terminal si on en juge par l'industrie ibéro-maurusienne qu'elle contient. Elle serait alors contemporaine du maximum froid et aride de la dernière glaciation (J.L. BALLAIS et H. BEN OUEZDOU, 1992). Après l'entaille de cette terrasse, ne s'est accumulée ensuite qu'une très basse terrasse historique, en particulier le long de l'oued Sejenane.

Les formations présentées ici ont donc été sélectionnées dans la perspective d'une recherche de l'existence d'un Tardiglaciaire mis récemment en évidence dans les étages plus secs (E. GIBERT *et al.*, 1990 ; J.L. BALLAIS, sous presse b).

1. Les formations de l'oued Nagueur

A plus de 37° de latitude Nord, à l'ouest de Bizerte, l'oued Nagueur draine un petit bassin versant dans les grès numidiens, à la limite des étages humide et subhumide (K. GIESSNER, 1979), dans des collines qui n'atteignent pas 300 m d'altitude. Au lieu-dit Henchir Hamada, à environ 4 km au nord-ouest de Béchateur, en rive gauche, on observe (Fig. 9) :

a) sables ocre rouge à nodules calcaires et pisolithes ferrugineux ; épaisseur visible : 1 m ;

b) argiles et sables versicolores à structuration prismatique ; épaisseur : 0,60 m ;

c) sables et limons contenant des cailloux arrondis, des pisolithes ferrugineux et des pièces atériennes (détermination A. GRAGUEB) quartzitiques ; le sommet est constitué par une croûte ferrugineuse épaisse de quelques centimètres ; épaisseur : 2 m ;

1) sables blancs à pisolithes ferrugineux abondants, légèrement consolidés à la base ; épaisseur : 0,80 cm ;

2) dune actuelle, plus ou moins mobile.

La présence de l'industrie atérienne, attribuée au Pléistocène supérieur (T. TILLET, 1989), indique que l'Holocène se réduit aux deux couches supérieures (1 et 2).

La couche 1 est constituée de sables fins à moyens ($171 \mu\text{m} < Q_2 < 187 \mu\text{m}$) dont le tri, moyen à la base ($S_o = 1,59$; S_o est le Sorting index de

TRASK : $S_o = \sqrt{Q_1/Q_3}$, s'améliore vers le haut ($1,29 < S_o < 1,31$). Très siliceuse (95 % de SiO_2), elle est très pauvre en CaO (0,1 à 0,2 %), Al_2O_3 (0,6 %) et aussi en Fe_2O_3 (1 à 1,3 %) (Tab. III). Parmi les minéraux argileux, la kaolinite domine très largement (50 à 65 %) devant l'illite. Mais le cortège est assez varié puisqu'il comprend,

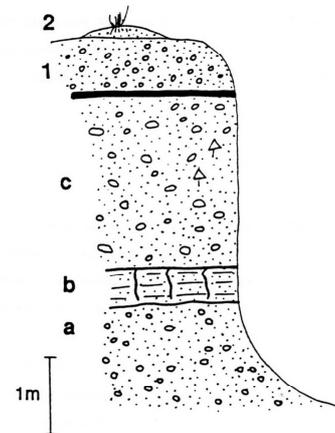


Figure 9 - Coupe des formations de l'oued Nagueur.

en plus, au sommet, des smectites et de la chlorite.

Les sables mobiles actuels, plus grossiers ($Q_2 = 280 \mu\text{m}$), sont un peu mieux triés ($SO = 1,22$) et presque exclusivement quartzueux ($\text{SiO}_2 = 97,45 \%$) (Tab. III). La baisse du taux de kaolinite est compensée par l'apparition de 20 % de smectite (Tab. III).

Au total, la morphogenèse holocène est ici très réduite. Dans une première phase, des sables éoliens se

Tableau III - Caractéristiques géochimiques et minéralogiques des formations holocènes de l'oued Nagueur

Couche	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	C	N	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₃	P ₂ O ₅
2	97,45	0,15	0,73	0,13	0,005	0,10	0,002	0,002	0,007	0,14	0,007
1c	95,05	0,58	1,39	0,18	0,017	0,49	0,023	0,005	0,012	0,1	0,005
1b	94,85	0,57	1,27	0,13	0,007	0,20	0,009	0,004	0,013	0,11	0,007
1a	95,44	0,65	0,96	0,10	0,020	0,21	0,008	0,004	0,007	0,11	0,011

Couche	Kaolinite (%)	Smectites (%)	Illite (%)	Chlorite (%)
2	45	20	15	20 *
1c	50 ⁻	10 **	30	10 ⁺
1b	65		20	15 *
1a	50 ⁺		25	25 ⁻ *

* : C + CV ** : mal cristallisée

mettent en place (couche 1). Dans une seconde phase, ces sables subissent une pédogenèse intense et ils constituent un horizon lessivé au-dessus de la croûte goethitique nettement enrichie en fer ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : 5,5 \%$), en alumine (4 %) et en manganèse ($\text{MnO} : 0,5 \%$).

L'interprétation, en termes bioclimatiques, est délicate, comme le souligne le paradoxe actuel des sables éoliens mobiles à la limite des étages subhumide et humide, dans un géosystème naturellement forestier. Cette dynamique éolienne actuelle est à mettre en relation, à la fois, avec les vigoureux transferts de sables depuis l'étranger, par vent de secteur nord, et avec la dégradation de la forêt en maquis, garrigue ou son remplacement par les labours. On peut donc supposer que, vers la fin du Pléistocène supérieur terminal, la forêt avait disparu et permettait alors le transit de sables par vents du Nord. Avec l'augmentation des températures et des précipitations à l'Holocène inférieur, la forêt recolonise tous les espaces et la pédogenèse redémarre jusqu'à une date récente qu'on ne peut fixer (période punique ? romaine ? plus tardive ?) et à partir de laquelle la dynamique éolienne reprend, localement.

2. Les formations de Tinja

La coupe retenue est révélée par la falaise sud-est de la Garaet Ichkeul, à environ 300 m au sud-ouest de l'oued Tinja (Fig. 10), franchement dans l'étage subhumide (K. GIESSNER, 1979 ; E. LE FLOCH, 1986). Comme la précédente, elle est constituée, à la base, de couches du Pléistocène supérieur qui semblent reposer ici sur le Tyrrhénien à *Cerastoderma*. Les formations holocènes se réduisent également à deux car, d'une part, la couche 1 paraît très semblable à la couche 4 des abords de l'oued Nagueur et, d'autre part, les formations argileuses rouges sont inconnues dans l'Holocène tunisien :

1) sables limono-argileux blancs, riches en pisolithes ferrugineux, surtout à la base, pouvant descendre en poches en forme de V dans les argiles noirâtres et limons et argiles rouges inférieurs ; épaisseur : 0,50 m ;

2) sables grisâtres à tessons de poteries ; épaisseur : 0,80 m.

La couche 1 est riche en éléments argileux (près de 25 %). Non carbonatée (moins de 1 % de CaCO_3), très quartzueuse (85,88 % de SiO_2), elle comporte un taux élevé d'alumine (4,13 %) et moyen de fer total (2,62 % de Fe_2O_3) (Tab. IV). Ses minéraux argileux principaux sont l'illite, suivie de près par la kaolinite, puis la smectite mal cristallisée et les interstratifiés 10-14s. Les pisolithes qu'elle contient sont constitués par l'agglomération de sables fins ($Q_2 = 121 \mu\text{m}$), mal classés, un peu plus riches en fer (4,32 % de Fe_2O_3) et surtout

en MnO (0,419 %), ainsi qu'en P₂O₅ (Tabl. IV). Les différences dans les proportions des minéraux argileux ne paraissent pas significatives (Tab. IV). Latéralement, la couche 1 est entaillée par les fondations d'une citerne de technique romaine. Là, elle s'enrichit considérablement en silice (93 %) et s'appauvrit donc en alumine et en fer, sans que les variations des minéraux argileux soient importantes (Tab. IV).

La couche 2 est constituée de sables moyens (Q₂ = 248 μm), bien triés (SO = 1,25), presque exclusivement siliceux (96,19 %), les plus pauvres en Al₂O₃ (0,26 %) et en Fe₂O₃ (0,70 %) de toute la coupe. Le carbone lui-même est très peu abondant (0,20 %) malgré la position sommitale.

L'interprétation des formations holocènes est globalement la même que pour l'oued Nagueur, avec quelques nuances. La principale est que les sables à pisolithes ne sont pas d'origine éolienne, même s'il faut considérer que leur enrichissement en argiles est dû, en partie, à une illuviation postérieure. Par contre, les sables supérieurs, romains ou postérieurs, sont également éoliens. Faut-il les relier à la phase romaine de diminution des écoulements mise en évidence récemment en Basse-Provence (J.L. BALLAIS et A. CRAMBES, 1992) et moins perceptible en Tunisie, malgré l'exemple de Bulla Reggia, dans le même étage subhumide (J.L. BALLAIS, 1992 b) ? Ou faut-il penser à une phase historique plus récente mais encore non prouvée ? Ou enfin faut-il penser simplement à l'extrême anthropisation des géosystèmes depuis le début de la colonisation française ?

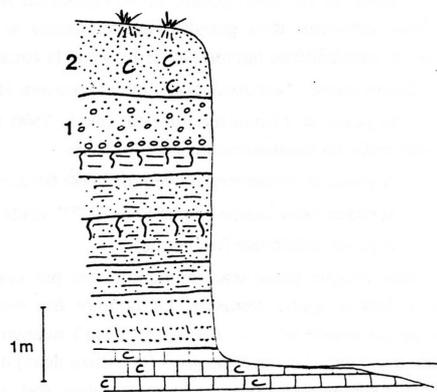


Figure 10 - Coupe des formations de Tinja.

Tableau IV - Caractéristiques géochimiques et minéralogiques des formations holocènes de Tinja

Couche	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MnO	C	N	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₃	P ₂ O ₅
2	96,19	0,26	0,70	0,12	0,007	0,20	0,009	0,006	0,013	0,12	0,003
1	85,88	4,13	2,62	0,21	0,025	0,22	0,015	0,016	0,025	0,24	0,015

Couche	Kaolinite (%)	Smectites (%) *	Illite (%)	Interstratifiés (%) (10 - 14)
2	35	15	40	10
1	30	20	35 ⁺	15 ⁻

* : mal cristallisée

VI - CONCLUSIONS

A partir de ces descriptions, et en s'appuyant sur les observations effectuées sur les terrasses d'autres cours d'eau tunisiens, trois grandes caractéristiques se dégagent : la multiplicité des phases d'accumulation alluviale, la variabilité du nombre des terrasses et la zonation des caractéristiques géochimiques.

Quatre phases d'accumulation alluviale peuvent être distinguées :

- la phase de l'Holocène inférieur (avant 7500 BP) qui correspond à la croissance et à l'installation de l'humidité après les fluctuations du Tardiglaciaire,
- la phase de l'Holocène moyen (de 7000 BP à environ 3500 BP),
- la phase fini-romaine (du II^{ème} au VI^{ème} siècle de notre ère),
- la phase médiévale (islamique).

Mais chaque phase d'accumulation n'est pas systématiquement suivie par une phase d'entaille, car on n'observe jamais quatre terrasses. Le nombre des terrasses semble d'ailleurs varier en fonction de l'étage bioclimatique considéré : on a recensé, jusqu'à maintenant, une seule terrasse dans l'étage saharien, deux (et rarement trois) dans l'étage aride, trois (et parfois deux) dans l'étage semi-aride, et une (et peut-être deux ou trois) dans l'étage subhumide. Pour que la comparaison soit complète, il faudrait aussi tenir compte des observations effectuées en Libye, en Algérie, en France méditerranéenne, mais c'est encore prématuré. Quoi qu'il en soit, le problème morphogénique principal demeure, qu'on peut exprimer ainsi : quels sont les facteurs qui font que, alors que les conditions bioclimatiques (Holocène préhistorique) ou les conditions anthropobioclimatiques (Holocène historique) sont favorables, l'accumulation alluviale (ou l'entaille linéaire) se produit ou ne se produit pas ? Seule l'étude fine, approfondie, des conditions régionales (tectonique, lithologie) ou locales (pentes, sols, formations végétales, occupation du sol) permettra de progresser vers la réponse.

Enfin, tout au long de l'Holocène, l'organisation zonale actuelle paraît acquise, même si elle fait l'objet de fluctuations latitudinales : l'étage saharien se caractérise par des sables éoliens et l'accumulation de gypse, l'étage aride par l'accumulation de gypse, l'étage semi-aride par celle des carbonates et l'étage subhumide par la lixiviation et la concentration du fer, voire de l'alumine et de la silice.

Note technique :

Les résultats reproduits dans les tableaux proviennent d'analyses effectuées au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen, selon les protocoles habituels de ce laboratoire. En ce qui concerne les analyses géochimiques, la fraction de l'échantillon inférieure à 2 mm est broyée et une partie aliquote inférieure à 200 µm est prélevée pour en faire l'analyse. Les dosages sont effectués de la façon suivante :

- CaO (ou Ca²⁺ total), MgO, MnO par absorption atomique, Fe₂O₃ et Al₂O₃ par colorimétrie après fusion à 1000 °C de 0,2 g d'échantillon et 2 g de tétraborate de lithium puis dissolution à chaud du verre obtenu dans de l'eau distillée avec 10 ml de HCl ;
- SiO₂ : dosage gravimétrique après fusion alcaline en présence de carbonate de sodium et de carbonate de potassium ;
- SO₃ : extraction acide après dosage turbidimétrique au colorimètre ;
- P₂O₅ : extraction acide et dosage colorimétrique ;
- C : méthode d'ANNE ;
- N : méthode de KJELDHAL ;
- CaCO₃ : calcimètre BERNARD ;
- Na⁺ et Cl⁻ : extraction à l'eau puis dosage de Na⁺ par absorption atomique et de Cl⁻ par colorimétrie.

Pour les déterminations des minéraux argileux, diffractométrie des rayons X sur la fraction de l'échantillon inférieure à 2 µm.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BALLAIS J.L. - 1976. Morphogenèse holocène dans la région de Chéria (Nementchas-Algérie). - *Actes du Symposium sur les Versants en Pays méditerranéens*, Aix-en-Provence, CEGERM, t.V, p. 127-130.
- BALLAIS J.L. - 1991-a. Les terrasses historiques de Tunisie. - *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd 83, p. 221-226.
- BALLAIS J.L. - 1991-b. Evolution holocène de la Tunisie saharienne et présaharienne. - *Méditerranée*, n° 4, p. 31-38.
- BALLAIS J.L. - 1992-a. Variations de l'environnement et industries préhistoriques au Pléistocène supérieur terminal au Maghreb oriental pré-saharien. - *Déserts, 116^{ème} Congr. Nat. Soc. Sav.*, Chambéry, 1991, p. 41-53.
- BALLAIS J.L. - 1992-b. Le climat au Maghreb oriental : apports de la géomorphologie et de la géochimie. In : *Le climat à la fin de l'Age du Fer et dans l'Antiquité (500 BC - 500 AD)*, *Les Nouvelles de l'Archéologie*, t. 50, p. 27-31.
- BALLAIS J.L. - sous presse a. Formations du Pléistocène récent à la marge saharienne du Maghreb oriental. - *Würzburger Geographische Arbeiten*.
- BALLAIS J.L. - sous presse b. Alluvial Holocene terraces in Eastern Maghreb : climate and anthropogenic causes. In : *Mediterranean Quaternary River Environments*, J. LEWIN, J. WOODWARD eds, Balkema, Rotterdam.
- BALLAIS J.L., MARRE A. et ROGNON P. - 1979. Périodes arides du Quaternaire récent et déplacement des sables éoliens dans les Zibans (Algérie). - *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, t. 21, n° 2, p. 97-108.
- BALLAIS J.L., LEVY A. et RISER J. - 1983. Les terrasses quaternaires du cours inférieur de quelques oueds du golfe de Gabès (Sud Tunisien). - *Géologie méditerranéenne*, t. X, n° 2, p. 65-69.
- BALLAIS J.L., BOURGOU M., KARRAY R., LAUTRIDOU J.P., LEVANT M., OUESLATI A., BEN OUEZDOU H., BOUHAFI T. et GRAGUEB A. - 1988. Premiers résultats du programme d'étude de l'Holocène de Tunisie. - *Méditerranée*, n° 2, p. 64-67.
- BALLAIS J.L., DUMONT J.L., LE COUSTUMER M.N. et LEVANT M. - 1989. Sédimentation éolienne, pédogenèse et ruissellement au Pléistocène supérieur-Holocène dans les Ziban (Algérie). - *Revue de Géomorphologie Dynamique*, n° 2, p. 49-58.
- BALLAIS J.L. et BEN OUEZDOU H. - 1991. Sables éoliens quaternaires entre les chaînes de Gafsa et du Cherb (Sud tunisien). - *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.-Bd. 83, p. 221-226.
- BALLAIS J.L. et CRAMBES A. - 1992. Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire. - *Méditerranée*, n° 1.2, p. 29-41.
- BALLAIS J.L., BIEDA S., PETIT-MAIRE N., BUROLLET P., FONTUGNE M. et ROSSO J.C. - sous presse. Les basses terrasses holocènes préhistoriques de l'extrême-sud tunisien.
- COQUE R. - 1962. La Tunisie présaharienne. *Etude géomorphologique*, A. Colin, Paris 476 p.
- GIBERT E., ARNOLD M., CONRAD G., DE DECKKER P., FONTES J.C., GASSE F. et KASSIR A. - 1990. Retour des conditions humides au Tardiglaciaire au Sahara septentrional (sebkha Mellala, Algérie). - *Bulletin de la Société géologique de France*, 8^{ème} série, t. VI, n° 3, p. 497-504.
- GIESSNER K. - 1979. Die Klima- und Phytoökologische Gliederung Tunesiens. - *Würzburger Geographische Arbeiten*, t. 49, p. 199-236.
- GOODFRIEND G.A. et STIPP J.J. - 1983. Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonate. - *Geology*, vol. 11, p. 575-577.
- LE FLOCH E. - 1986. *Carte bioclimatique de la Tunisie*. Montpellier, 1 p.

- MATHLOUTHI S. - 1988. Les héritages continentaux et marins d'âge quaternaire dans les environs du système lacustre de Bizerte (extrême nord-est tunisien). - *Méditerranée*, n° 2, p. 42-41.
- PAGE W.D. - 1972. *The geological setting of the archaeological site at oued el Akarit and the palaeoclimatic significance of gypsum soils (S.Tunisian)*. - PhD Thesis, Univ. of Colorado, 111 p.
- SERVANT M. - 1973. *Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. - Thèse ès-Sciences, Paris, 348 p.
- TILLET T. - 1989. L'Atérien saharien : essai sur le comportement d'une civilisation paléolithique face à l'accroissement de l'aridité. - *Bulletin de la Société géologique de France*, 8^{ème} série, t. V, n° 1, p. 91-97.
- 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 p.