

C

**La contribution totale
des poussières
à une sédimentation :
les loess péri-désertiques**

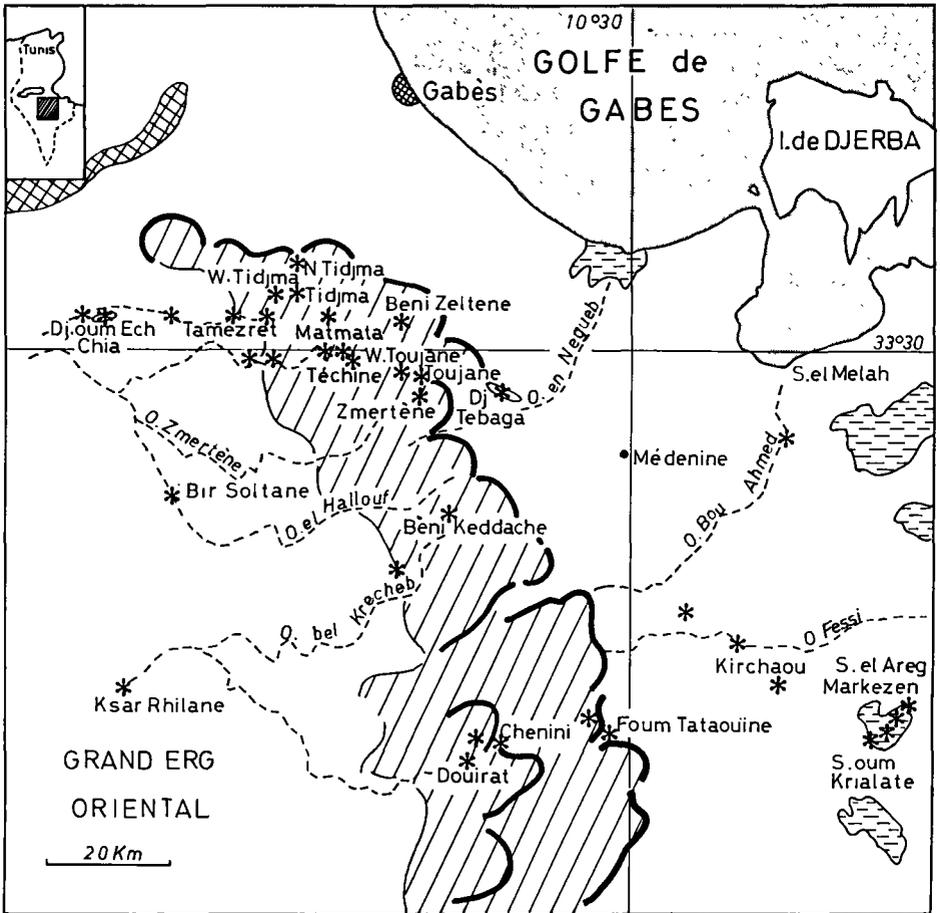
15

Les caractères sédimentologiques des loess des Matmata

Jusqu'à présent, on a considéré le rôle des poussières sahariennes dans des sols, dépôts et sédiments où leur contribution était partielle et parfois discrète. En revanche, quand les conditions topographiques et bioclimatiques étaient favorables, ces poussières ont pu se déposer en abondance et de manière exclusive. Il résulte de l'évolution syn- et post-dépositionnelle de ces dépôts des couvertures de loess dans quelques domaines du Nord du Sahara et de ses prolongements asiatiques. Les travaux les plus classiques ont étudié les loess du Negev, au Nord-Est du Sinaï, mettant en avant la notion de «desert loess» [1, 2, 3, 4, 5, 6].

En effet, au sein des dépôts éoliens pléistocènes, les loess bien connus de l'Europe du Nord-Ouest, de l'Europe du Nord et de l'Europe centrale ont permis de définir des normes sédimentologiques et chronostratigraphiques classiques. Par rapport à ces loess développés dans un contexte périglaciaire, on a mentionné, dans divers domaines, des loess mis en place dans des paléo-environnements variés et à des latitudes plus méridionales. Par référence au climat actuel de ces domaines, les qualificatifs de «warm» ou «hot loess» ont parfois été utilisés de façon ambiguë et regrettable car le climat régnant lors du dépôt des poussières n'était pas obligatoirement chaud. Bien préférable a donc été cette notion de «desert loess» spécifiant la provenance désertique des poussières mais compatible avec la possible intervention du gel dans la libération du matériel, en particulier dans les déserts asiatiques à hivers rudes. Toutefois, le terme de *loess péridésertiques* paraît encore plus adéquat : il souligne la position en bordure de l'aire désertique de ces dépôts mis en place lors de conditions paléoclimatiques et paléo-environnementales propices aux abats massifs de poussières désertiques proximales, à leur piégeage par la végétation et à leur évolution pédologique syn- et post-dépositionnelle modérée.

A côté du Negev, le plateau des Matmata (Sud-Tunisien) est un autre domaine loessique nord-saharien se prolongeant vraisemblablement en Libye jusqu'à la Tripolitaine. Ce domaine



* site de prélèvement



plateau loessique et ses cuestas



sebkha

Figure 129. – Localisation des sites de prélèvements dans les Matmata (sud-tunisien).

a déjà retenu l'attention [7,8,9,10,11] et, dans plusieurs travaux, nous avons abordé l'étude sédimentologique, pédologique, chronostratigraphique et la signification paléo-environnementale des loess des Matmata, les comparant à l'occasion aux loess israéliens [12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26].

L'originalité des loess des Matmata

A 40 km au Sud de Gabès, dans le Sud-Tunisien, les plateaux de calcaires jurassiques et crétacés des Matmata prolongent au Nord le système des grandes cuestas du Dahar et dominent de 4 à 700 m la plaine orientale de la Djefara (Fig. 129).

Sur le revers du plateau s'abaissant lentement vers l'Ouest jusqu'aux sables du Grand Erg Oriental, d'importantes accumulations de loess péri-désertiques feutrent les interfluves orientaux et colmatent les bassins internes et vallées sur des épaisseurs pouvant atteindre 10 à 20 m.

Ces dépôts sont :

- *in situ* avec des caractères sédimentologiques en grande partie hérités de leur mise en place éolienne
- remaniés par colluvionnement sur les versants ou par alluvionnement dans les terrasses d'oued.

Présentation du terrain

Les coupes du plateau

Les coupes les plus importantes se situent dans les hauts bassins de Téchine et Zmertène (vers 475 m). Étudiées sur 16-17 m d'épaisseur apparente, elles comportent 4 à 5 paléosols à niveau rubéfié d'altération et accumulation carbonatée interstratifiés pour la plupart au sommet d'une série inférieure à loess ocres. Au-dessus, une série supérieure à loess beiges renferme des lamelles d'industrie microlithique.

Un peu au Nord, les sites de Gacim el Hacim, Lella Tekouasset, Ouest- et Nord-Tidjma (Pl. 65-A) sont moins élevés (350-400 m) et, dans des dépôts moins épais, se retrouve la superposition loess clairs sur loess foncés. A Ouest-Tidjma, les loess clairs contiennent des outils épipaléolithiques.

Dans ces coupes, il y a des paléosols moins nombreux qu'à Téchine ou Zmertène (Pl. 65-B). Sur le rebord de la corniche orientale, les loess de Toujane (Fig. 130) sont parmi les plus élevés des Matmata (550-600 m). A Béni-Keddache et Douirat plus au Sud, on observe sur des interfluves encore élevés (> 450 m) la succession loess clairs sur loess rougeâtres et un à deux paléosols interstratifiés.

Le revers occidental du plateau

A Tamezred, les loess sont toujours épais avec 10 m de loess beiges en opposition tranchée sur des loess ocres. L'une des modifications les plus sensibles sur le terrain est l'enrichissement en gypse.

Plus à l'Ouest, les loess s'amincissent en placages où la distinction loess clairs/loess foncés s'estompe et disparaît. Au débouché de l'Oued Hamadi sur le piémont occidental, les croûtes calcaires sont remplacées, après une courte transition où elles coexistent, par des croûtes gypseuses. Enfin, vers les collines d'Oum ech Chia, les placages de loess font place aux sables

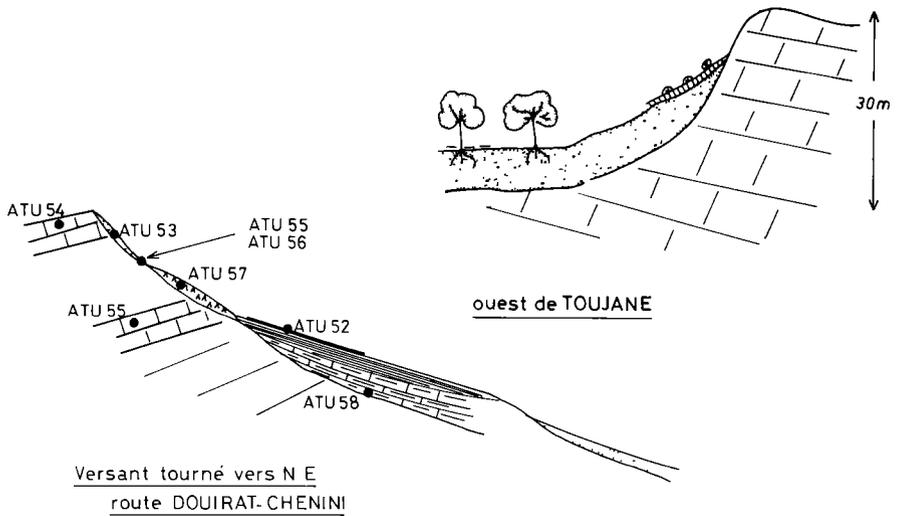


Figure 130. – Quelques accumulations de loess sur les hauts versants.

éoliens s'avançant du Grand Erg Oriental (Fig. 131). Plus au Sud, la transition vers l'Ouest est plus brutale. Une fois franchi le col de Béni Mateur, il y a peu de dépôts limoneux dans les vallées vers l'Ouest. A l'aval, des nappes sableuses, nebkas et parfois barkhanes montent à l'assaut des versants de rive droite, en liaison avec des vents de Sud-Ouest. Mais des limons sableux subsistent sous le reg des autres versants en relation fréquente avec des croûtes calcaires (Pl. 65-C).

Les loess du talus oriental et de la Djeffara

Au Baten Béni Zid, en contrebas de l'éperon du Djebel Tebaga de Médenine, sous un versant escarpé de 100m de haut, les loess de 8-10 m d'épaisseur sont tranchés en surface par un glaciais lui-même fortement raviné. Sous les loess clairs riches en gypse se voient les loess rougeâtres. Au Sud, le front de la cuesta cénomaniennne se différencie vers l'Est de celui de la haute cuesta turonienne. Des loess occupent le replat intermédiaire dans la région de Chenini et Ghoumerasene, et les versants de la vallée de Foum Tataouine. Sur le piémont et dans la Djeffara (sites de Béni Zeltène, Bou Hamed, des oueds Fessi et Mahouna), les loess sont remaniés en nappe fluviale à son tour entaillée en terrasse (Fig. 132). Entre les thalwegs, les dépôts limoneux amincis sont découpés par les ravines (Pl. 65-D) et peuvent disparaître. Ils sont très gypseux.

La signification des grandes coupes

L'étude des coupes de Téchine et de Zmertène pose les principaux problèmes stratigraphiques, sédimentologiques et pédologiques des loess des Matmata. Souvent plus partielles, les

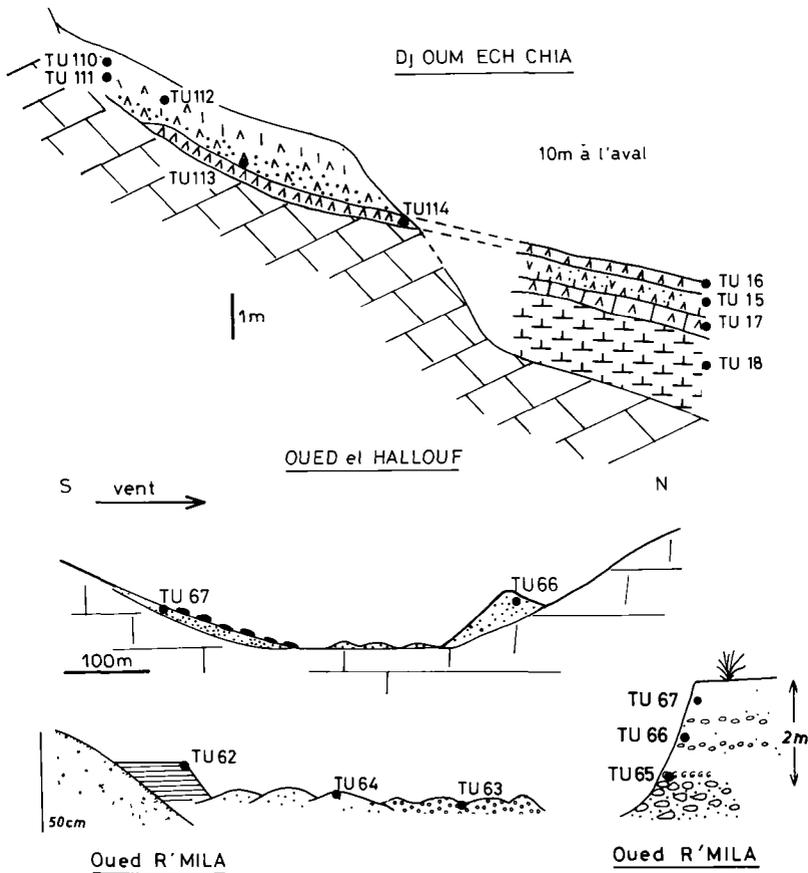


Figure 131. – Quelques sites du piémont occidental montrant la transition des loess aux sables.

autres coupes n'offrent que la confirmation de caractères déjà décrits ou des transitions et nuances régionales vers l'Ouest ou l'Est (Fig. 133).

La coupe de Téchine

Nous voyons la *superposition stratigraphique suivant* (Pl. 66-A,B) :

— Affleurant sur 5 m à la base, la *série des loess ocres* contient des concrétions calcaires (5-10 % du volume) devenant plus abondantes sous le premier niveau rubéfié. Les traces de racines et la porosité suggèrent une activité biologique syn-dépositionnelle.

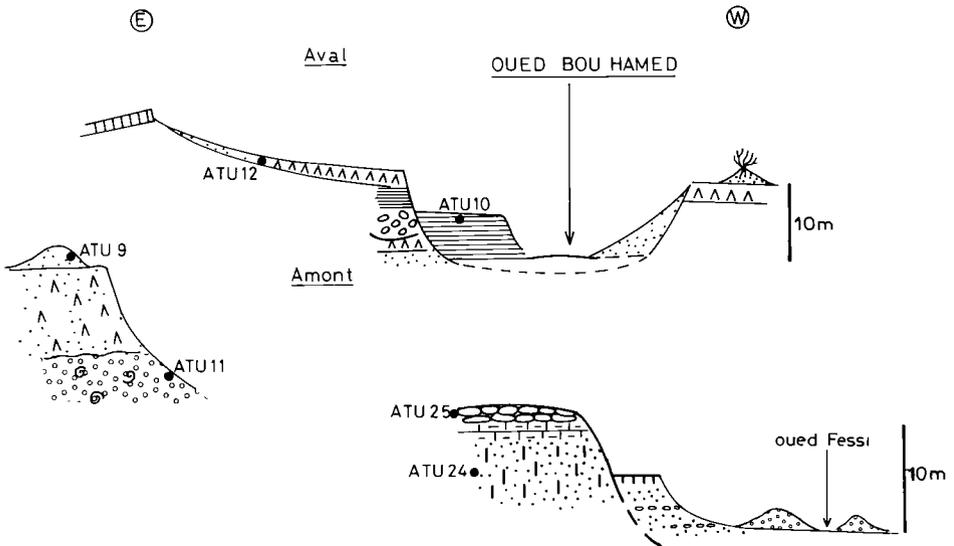


Figure 132. — Le remaniement des loess en terrasses le long des oueds de la Djefara.

— Dans la série des niveaux rubéfiés (TU186, 183, 181) s'intercalent des loess sur 6m d'épaisseur. Sous chacun des 3 niveaux se développe un horizon d'accumulation carbonatée (petites concrétions calcaires et ébauche d'encroûtement).

— Les loess beiges supérieurs ont 7 m d'épaisseur. Un horizon légèrement rubéfié (TU176) se situe 2 m sous la surface, reposant sur une croûte feuilletée discontinue [14].

Les courbes granulométriques cumulatives moyennes des 3 séries montrent l'excellent classement du matériel (Fig. 134). Les sables fins forment 63 % du stock, les limons 24 % (dont 17 % de grossiers) et les argiles granulométriques 13 %. La médiane est à la limite silts/sables fins (63 μm) et les indices granulométriques confirment les distinctions entre les séries de loess et celles à paléosols. Granulométriquement comparables, les loess sont moins bien classés que le matériel des paléosols. D'après les indices de dissymétrie (Sk), la fraction grossière domine et l'indice d'acuité (Kg) indique le bon classement de la partie centrale de ces sédiments. La répartition des fractions argiles/limons fins/limons grossiers/sables fins/sables grossiers est très proche entre loess beiges et loess ocres, en particulier dans les proportions d'argiles et de limons grossiers (Fig. 135). Les niveaux de la série à paléosols se distinguent par un pic de sables fins plus important suggérant un lavage des fines par ruissellement élémentaire lors des phases d'humidité plus accentuées attestées par la pédogenèse.

D'après les analyses chimiques qui ont porté sur les fractions < 2 mm, < 63 μm et < 2 μm , il y a peu de variations du haut en bas de la coupe (Fig. 136). Dans les fractions totale et silteuse des niveaux rubéfiés, s'observe une augmentation parallèle de SiO_2 et Al_2O_3 . Dans



Planche 65. – Quelques paysages des Matmata. A) dissection des loess au nord des Matmata, B) remblaiement des bassins intérieurs par les loess, C) rebord occidental des Matmata, à gauche limons, à droite sable, D) retombée orientale sur la Djeffara, loess très disséqués.

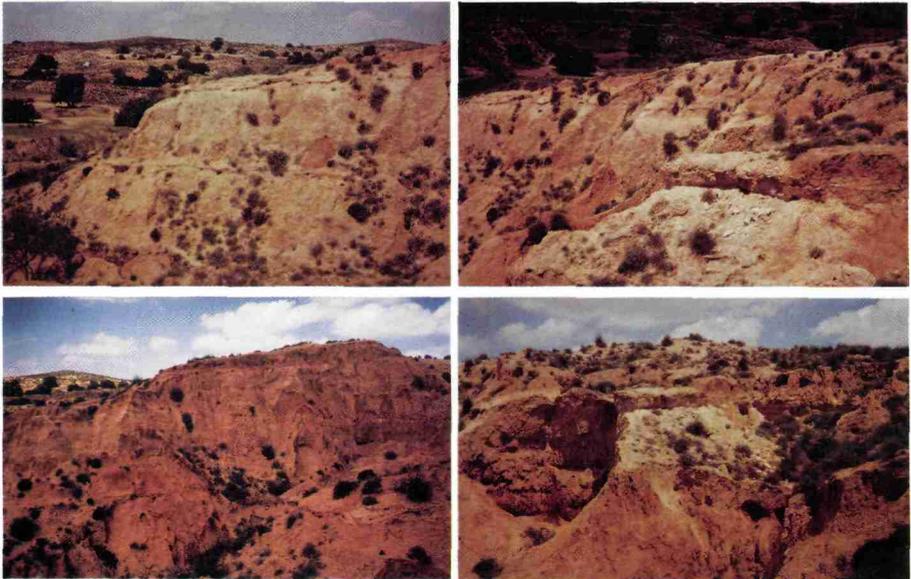


Planche 66. – Les coupes de Téchine et de Zmertène. A) vue de la coupe de Téchine; noter les paléosols, B) sommet de la coupe de Téchine, C) vue de la coupe de Zmertène, D) partie sommitale de la coupe de Zmertène; les loess beiges au sommet et les loess ocres sous le premier paléosol.

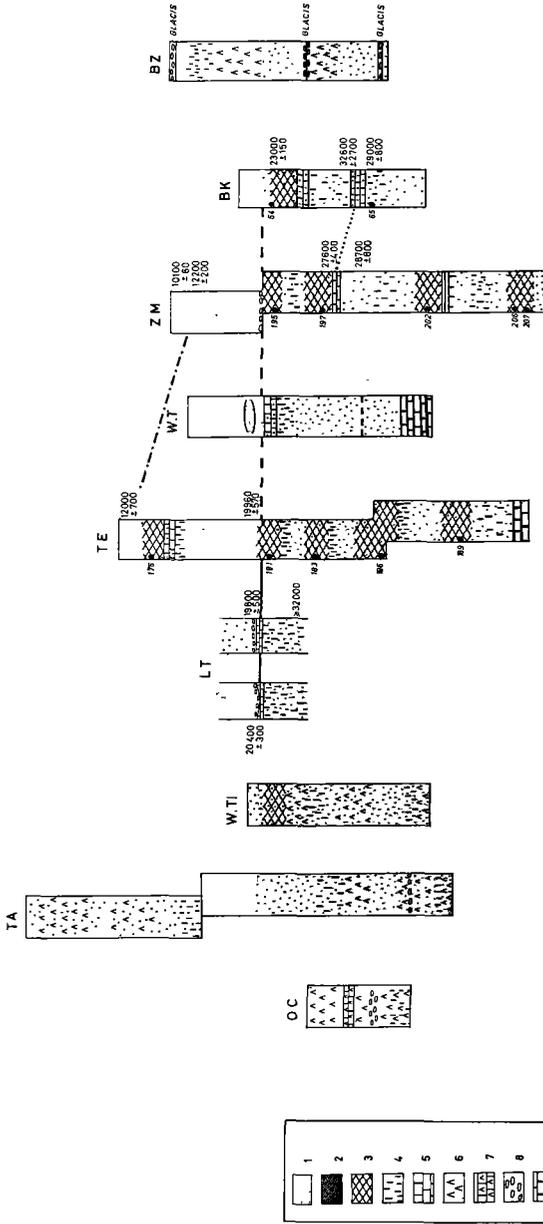


Figure 133. - Logs simplifiés des principales coupes de loess des Matmata et essai de corrélation. O.C. : Oum ech Chia, TA : Tâmezret, W.T.I : Ouest Tidjma, L.T. : Lella Tekouasset, TE : Têchine, W.T. : Ouest Toujane, Z.M : Zmertène, B.K. : Beni Kheddache, B.Z. : Baten B'Zid. 1) loess beige, 2) loess ocre, 3) horizon rubéfié de paléosol, 4) concrétions calcaires, 5) encroûtement calcaire, 6) loess riche en gypse, 7) encroûtement gypseux, 8) cailloutis, 9) substrat calcaire.

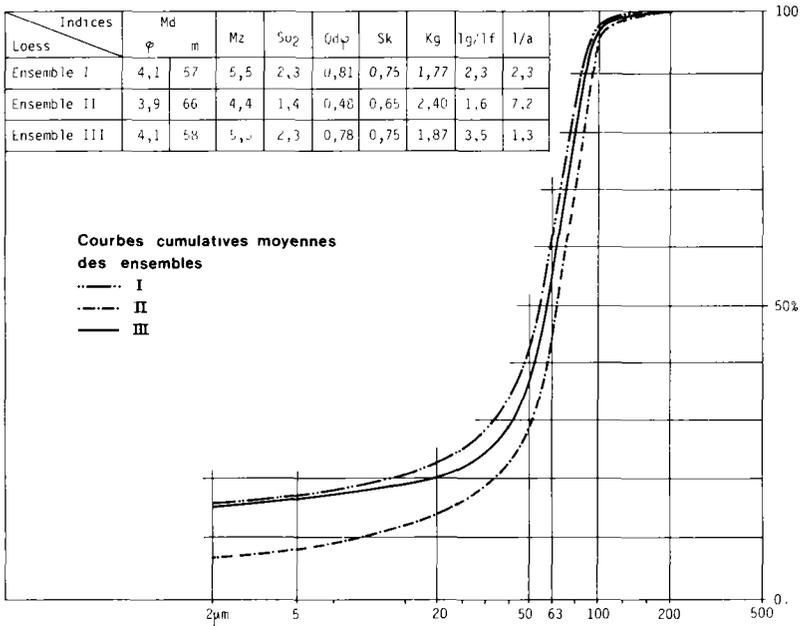


Figure 134. — Les courbes cumulatives et les indices granulométriques des trois séries de Téchine : I) série des loess beiges, II) série à paléosols, III) série des loess ocres.

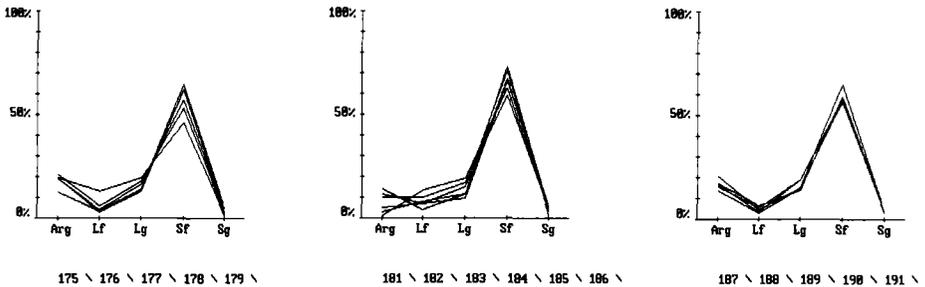


Figure 135. — Les distributions granulométriques-types des échantillons de Téchine (pour les numéros d'échantillons se reporter au log de la figure 136).

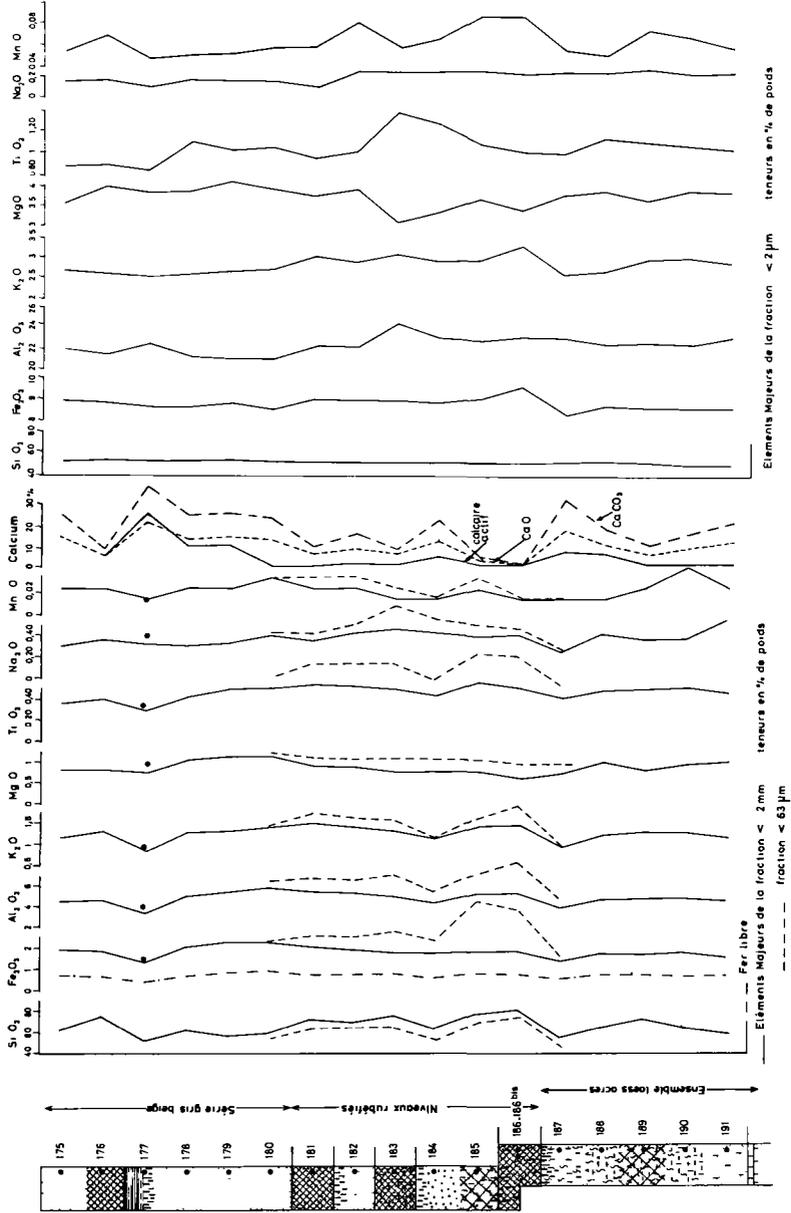


Figure 136. — Les variations de la composition chimique dans les fractions $< 2 \text{ mm}$, $< 63 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$ le long de la coupe de Téchine.

la fraction $< 2 \mu\text{m}$, les différences sont peu sensibles. Les variations de CaO , CaCO_3 et du calcaire actif illustrent une décarbonatation des horizons rubéfiés des paléosols mais une concentration dans les niveaux sous-jacents.

Dans la *minéralogie des poudres* (Fig. 137-A), les quartz forment l'essentiel (58-88 %) avec des concentrations importantes dans la série des paléosols. Les feldspaths varient dans le même sens (feldspaths alcalins : 2-11 %; plagioclases : 0-15 %). La calcite *s.s.* évolue en raison inverse entre 2-34 %, avec des minimums relatifs à la hauteur des horizons altérés des paléosols. Ces données concordent avec les résultats chimiques. Dans les *argiles minéralogiques* (Fig. 137-B), les proportions sont assez constantes malgré quelques maximums ou minimums localisés (kaolinite : 10-15 %; illite : 20-30 %; smectite : 30-50 %; chlorite : 5-10 %; palygorskite : 15-25 %).

La coupe de Zmertène

Cette coupe est également très représentative des loess des Matmata. Elle présente la *superposition stratigraphique* suivante :

Des loess clairs (3 à 4 m), sur lesquels on ne s'arrêtera pas, et une série de 4 paléosols (TU195, 197, 202, 206/207), plus dilatée qu'à Téchine (11-12 m), interstratifiée dans des loess ocres (Pl. 66-C,D). Mais cette série inférieure à loess ocres ne se voit pas sur le front de coupe.

Les *courbes granulométriques cumulatives* (Fig. 138-A) de la série à paléosols sont très redressées, de type parabolique, montrant un bon classement surtout dans la fraction grossière.

L'importante fraction argileuse varie entre 12-25 %. Par rapport aux loess, la granulométrie des paléosols est plus homogène avec une forte fraction $< 2 \mu\text{m}$ (25 %). D'après la distribution des différentes fractions (Fig. 138-B), les niveaux des plus importants paléosols (entre TU195 et 202) sont les plus sableux (surtout entre TU199 et TU202). Dessous, si les loess sont plus riches en limons grossiers, le paléosol inférieur TU207 se remarque aussi par ses taux très forts en limons grossiers.

Tout au long de la coupe (Fig. 139), les courbes de tous les *éléments chimiques* varient parallèlement, avec des pics au niveau des paléosols et des loess les plus rouges les recouvrant et des minimums à la hauteur des horizons carbonatés, sauf pour celles des CaO , CaCO_3 et calcaire actif au comportement inverse.

Dans la *minéralogie des poudres* (Fig. 140-A), les constituants évoluent dans le même sens, avec des taux de quartz entre 43-87 %. La calcite, aux teneurs entre 6-46 %, varie à l'opposé.

Pour la *fraction* $< 2 \mu\text{m}$ (Fig. 140-B), kaolinite (5-25 %) et illite (2-15 %) vont de pair avec un creux accentué à la hauteur des paléosols. Au contraire, la chlorite (2-10 %) a ses taux les plus importants dans les horizons rubéfiés. Les smectite (40-70 %) et palygorskite (5-25 %) ont des comportements mixtes : fortes au niveau des paléosols supérieurs (entre TU195 et 202), elles ne redeviennent notables qu'à la base dans des loess moins altérés.

L'étude de ces 2 coupes montre l'*allochtonie des dépôts par rapport au substrat calcaire des Matmata*. L'argument de l'abondance du quartz dans les compositions minéralogiques globales suffit à le prouver. Tout au long des coupes, les variations chimiques et minéralogiques du matériel attestent d'une association de constituants allochtones au comportement variant comme celui de la silice et du quartz. On y retrouve un cortège familier à connotation «détritique» bien significative, celui des constituants chimiques et minéralogiques des poussières

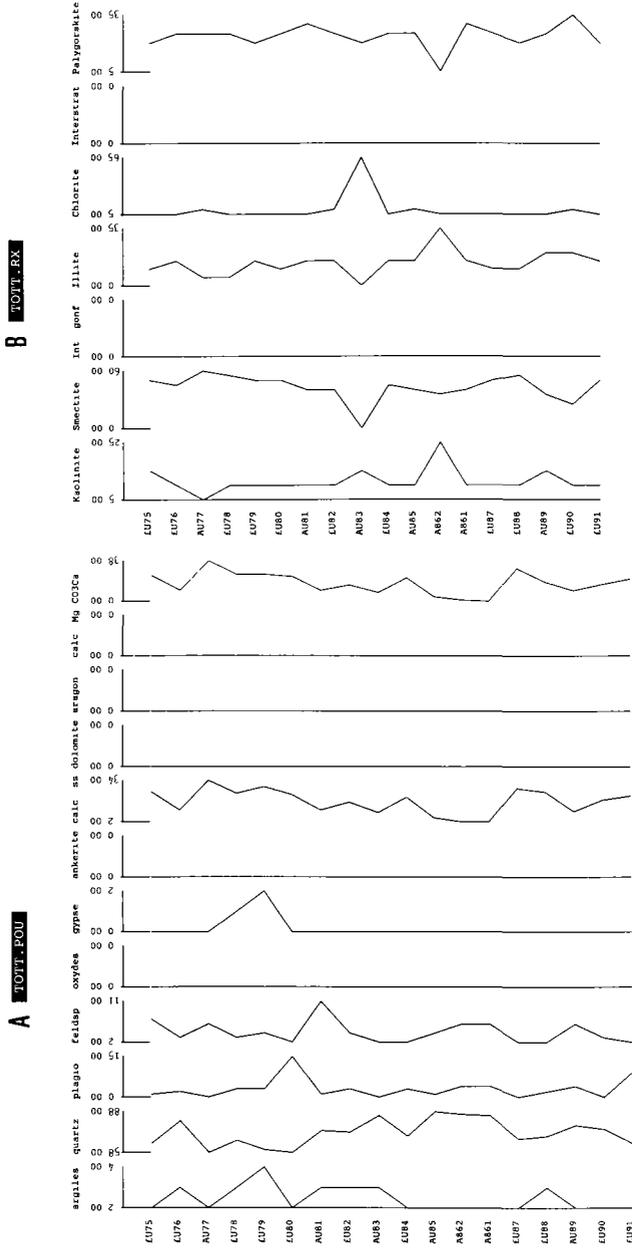
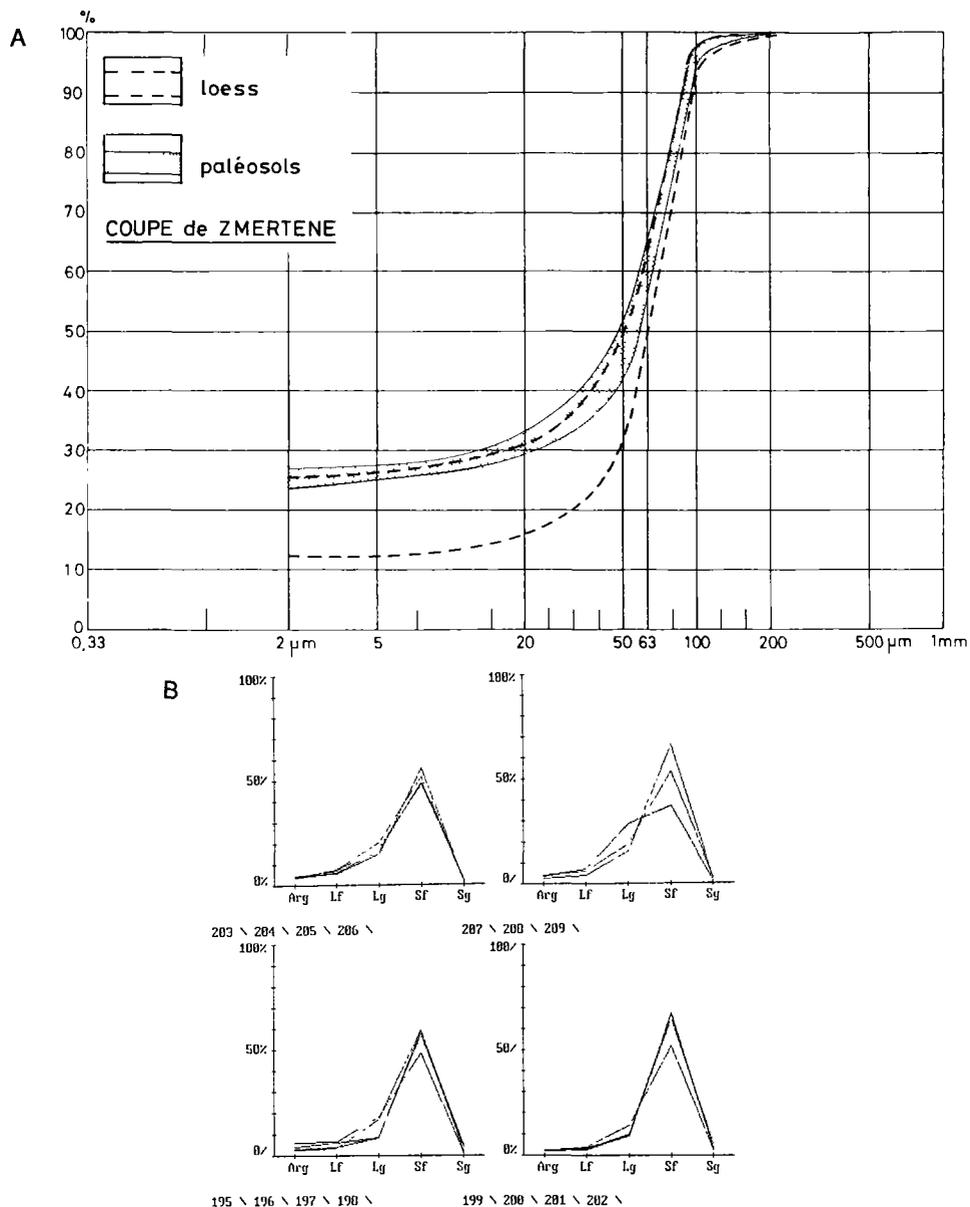


Figure 137. – Les variations de la composition minéralogique des poudres (A) et des argiles (B) le long de la coupe de Téchine.



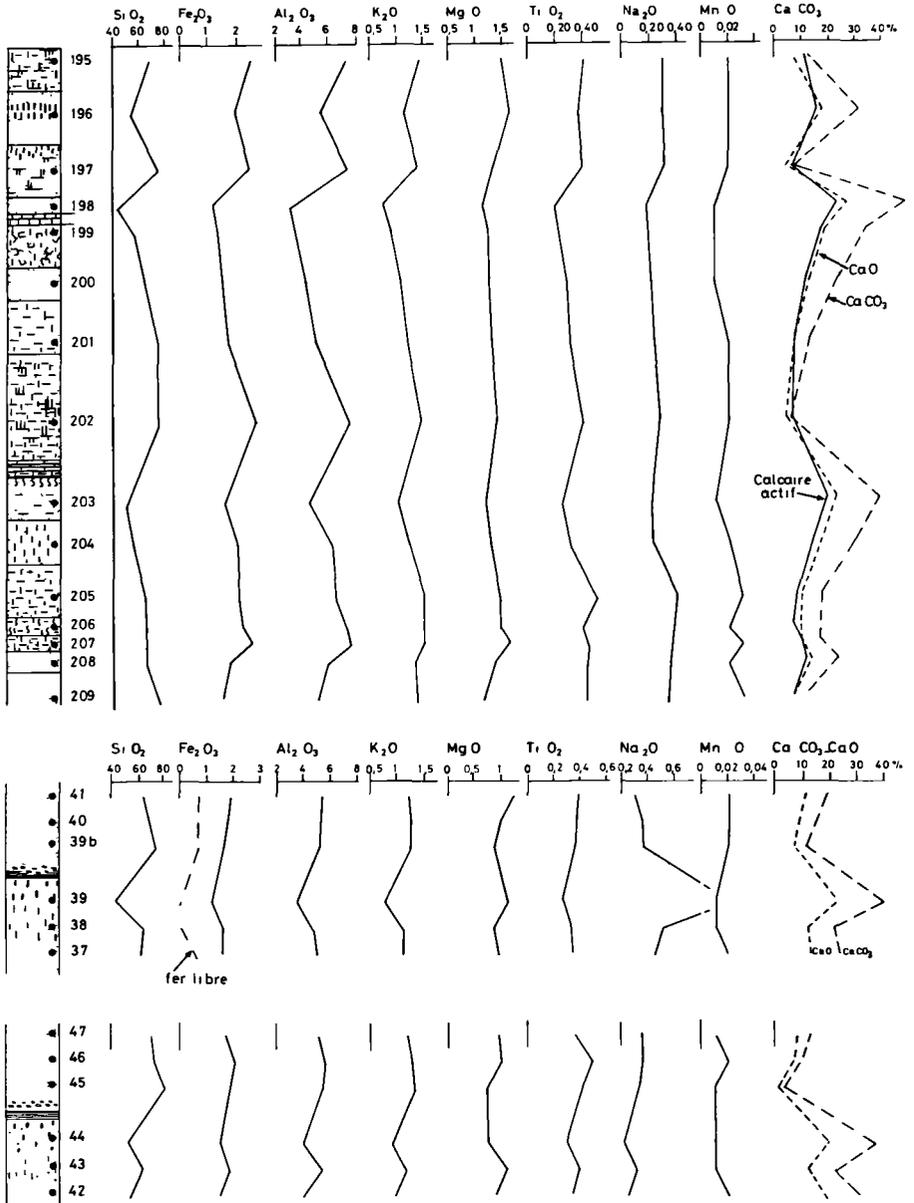


Figure 139. – Les variations de la composition chimique dans la fraction <2 mm le long de la coupe de Zmertène (en haut) et des coupes de Lella Tekouasset (en bas).

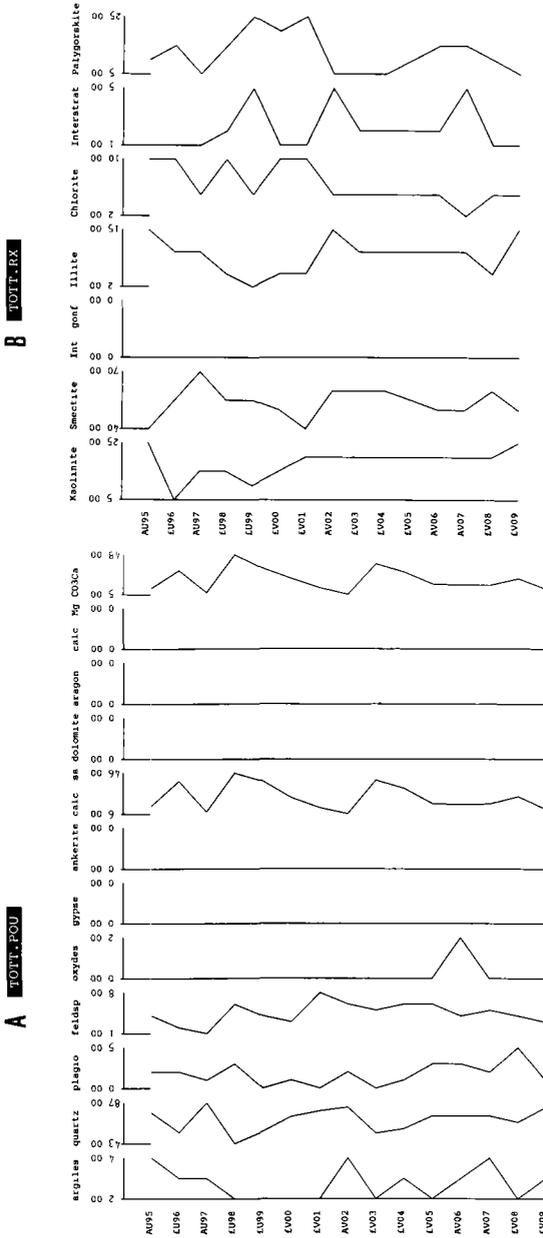


Figure 140. – Les variations de la composition minéralogique des poudres (A) et des argiles (B) le long de la coupe de Zmertène.

sahariennes. Ainsi, Si est associé à Al, Fe, K et Ti; de même les feldspaths alcalins, plagioclases et argiles accompagnent le quartz. Des questions se posent toutefois :

— *l'importance de la fraction sableuse* dans ces loess conduit à s'interroger sur le mode de transport du matériel, la longueur du trajet parcouru et à définir la zone-source.

— *le caractère argileux* des sédiments suggère une altération post-dépositionnelle, du moins dans les paléosols de Zmertène car à Téchine les paléosols ne sont pas précisément argileux. D'un autre côté, comme les argiles minéralogiques de la fraction poudre évoluent le long des coupes à l'instar du cortège détritique, on peut s'interroger sur l'existence d'une fraction très fine de nature minéralogique argileuse au sein du matériel allochtone ayant constitué les loess.

Il faut donc approfondir l'étude des paléosols et de la pédogenèse enregistrée par les loess et rechercher plus généralement l'héritage de la phase pré-dépositionnelle et ce qui résulte de l'altération *in situ* ou d'éventuels remaniements ultérieurs.

Caractères hérités et caractères acquis dans les loess des Matmata

L'héritage pré-dépositionnel : la granulométrie des loess

L'étude granulométrique des loess de Téchine et de Zmertène a montré leur caractère éolien : un très bon classement et une médiane compatible avec un transport en suspension par le vent.

La comparaison avec les poussières proximales actuelles

L'étude granulométrique des poussières actuelles prélevées à Gabès en 1984 par vent de Sud-Ouest a déjà suggéré l'analogie de leur matériel avec celui des loess des Matmata :

— d'après les fractions sableuses de ces poussières actuelles et celles des loess, il y a quasi-coïncidence des courbes cumulatives (*Fig. 141-A*) avec identité des tris et des médianes. Vu le mode de transport des poussières actuelles, c'est un argument pour admettre un déplacement en suspension dans l'air du matériel loessique avant sa sédimentation. La courbe établie pour comparaison dans les sables fins tout proches du Grand Erg Oriental montre un meilleur tri et une médiane un peu plus grossière.

— pour les fractions totales <1mm, 2 différences se manifestent entre les courbes de loess et de poussières (*Fig. 141-B*). D'une part, les loess ont une médiane plus forte pouvant s'expliquer par une distance parcourue depuis la source un peu plus grande pour les poussières de Gabès. D'autre part, les loess ont une proportion d'argiles et limons fins plus forte que les poussières. Les circonstances de la sédimentation loessique étaient, en effet, particulières : un rabattement par décantation humide dans une atmosphère «pluviale» et sur une courte distance. On a déjà vu que de telles conditions font précipiter globalement tout le matériel en suspension, y compris sa fraction très fine (*dépôt pluvio-éolien*). On notera que cette décantation humide était de plus favorable à la chute des particules quartzzeuses grossières, d'après l'exemple des poussières proximales d'Oran.

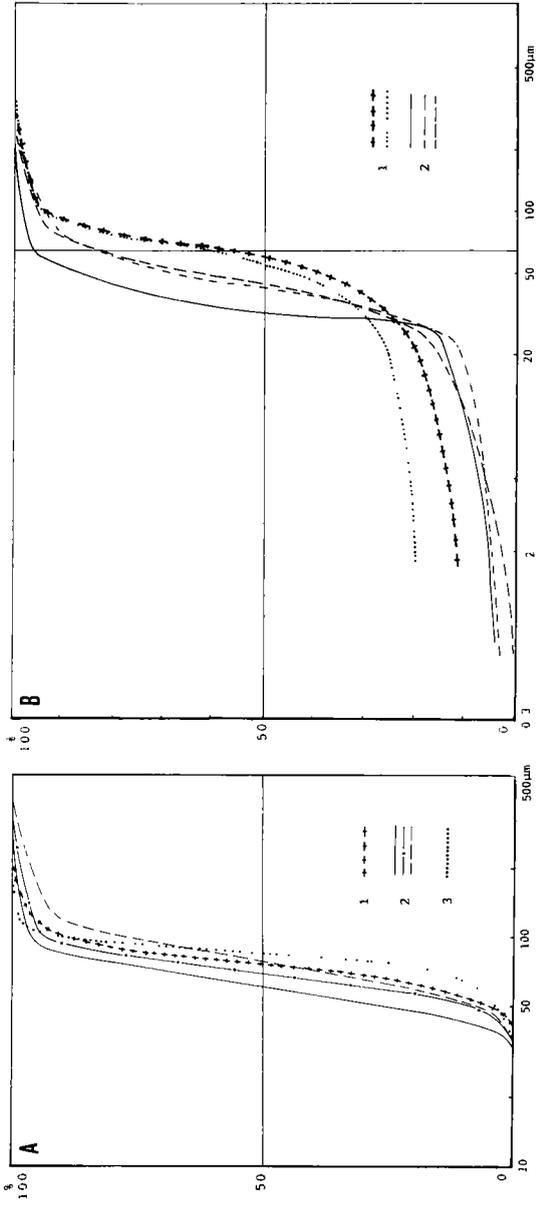


Figure 141. — Comparaison des courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata (1), des poussières actuelles prélevées à Gabès (2) et des sables du Grand Erg Oriental (3). A) fractions sableuses, B) fractions < 1 mm.

Cette comparaison *poussières actuelles/poussières passées* est donc décisive pour comprendre la phase pré-dépositionnelle du matériel loessique.

Les variations granulométriques du matériel à l'échelle de la région

En utilisant les médianes granulométriques moyennes des diverses coupes, on a dressé la carte isoligne de la granulométrie du matériel loessique (Fig. 142). Les sables très fins (Md : 83 μm) de Ksar Rhilane, aux marges du Grand Erg Oriental (échantillon ATU05, déjà évoqué dans l'étude des particules de poussière), sont une référence essentielle pour saisir, grâce à cette carte, l'évolution granulométrique du matériel loessique. On note :

— un *affinement du matériel loessique du Sud-Ouest au Nord-Est*. A altitude égale, les loess du revers occidental du plateau ont des médianes supérieures à 70 μm (Oum ech Chia; Ouest de Tamezret; retombée des vallées des oueds El Hallouf ou Bel Krecheb). En revanche, les loess de même altitude du piémont Est et du Nord de la Djeffara (Nord-Tidjma, Béni Zeltène, Baten Béni Zid) ont des médianes situées entre 65-70 μm .

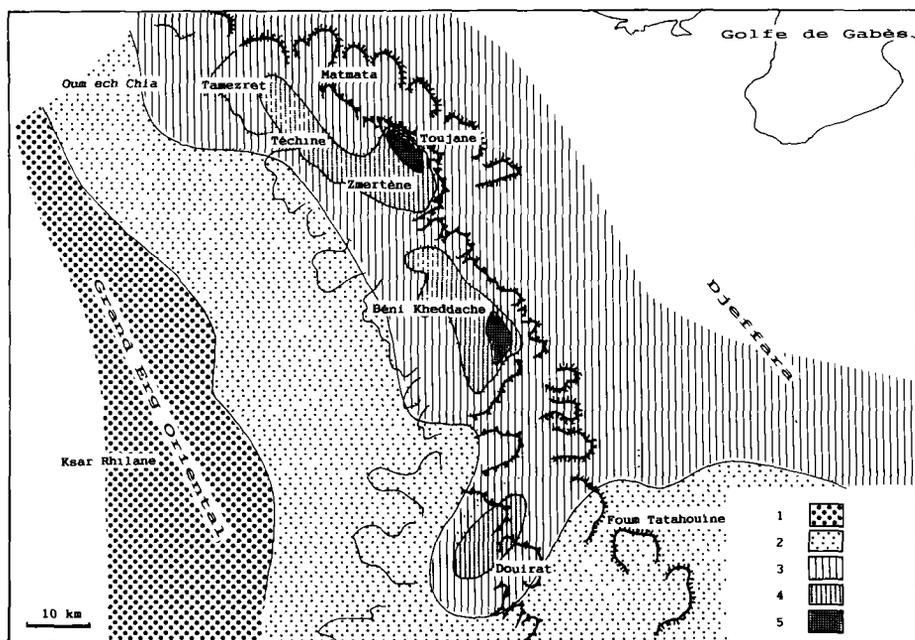


Figure 142. – Variation régionale de la médiane granulométrique des loess des Matmata. 1) sables du-naires, Md > 80 μm , 2) faciès occidental de loess sableux, Md > 70 μm , 3) faciès de basse altitude, 65 < Md < 70 μm , 4) faciès de plateau (> 450 m), 60 < Md < 65 μm , 5) faciès très fin d'altitude (> 550 m), Md < 55 μm .

— un affinement du matériel en fonction de l'altitude. Les cas précédents se situaient entre 100-350 m. Pour les loess d'interfluves plus élevés ou de hauts bassins, au-dessus de 450m (Matmata, Téchine, Gacim el Hacim, Douirat), la médiane passe sous 65 μm . Dans quelques cas exceptionnels au-dessus de 550 m, la médiane «tombe» à 55 μm , comme près de Toujane ou de Béni Kheddache.

On retrouve ainsi pour les loess des Matmata cette double composante *éloignement/altitude* également relevée dans l'étude des poussières désertiques, en particulier les poussières déposées du Hoggar. Vu le sens de l'affinement, on voit aussi que *la source des poussières dont dérivent les loess se trouvait à l'Ouest et au Sud-Ouest des Matmata, dans le Grand Erg Oriental.*

La place des loess des Matmata et d'autres loess péri-désertiques dans la «classification dynamique des sédiments détritiques» de Rivière

Cette classification s'appuie sur la relation entre la moyenne granulométrique (\bar{X}), retenue comme paramètre de *la grossièreté* des sédiments, et l'indice d'évolution granulométrique (N), retenu comme paramètre d'*énergie* [27]. Après entrée des données granulométriques de chaque échantillon, un traitement informatique fournit les valeurs de \bar{X} et N. Une sortie graphique replace les échantillons sur le graphique général de Rivière et trace leur droite de régression R' (Fig. 143).

— les loess des Canaries répondent au *faciès sublogarithmique* ($N \approx 0$; $2 \leq \bar{X} \leq 2,75$) définissant un équilibre dynamique du matériel transporté avec son courant transporteur.

— les loess israéliens ont soit un *faciès logarithmique*, soit un *faciès parabolique* ($0 < N < 1$; $\bar{X} > 2,75$). Ce dernier correspond au dépôt par excès de charge.

— les loess tunisiens présentent soit un *faciès linéaire* ($N = 1$), soit un *faciès ultraparabolique* ($N > 1$; $\bar{X} > 3,2$), soit un *faciès parabolique* minoritaire.

Si on retient les propositions générales de Rivière, le caractère granulométrique des loess tunisiens résulterait d'une ablation marquée des fines dont l'absence se traduit en principe par des valeurs de N élevées. Ils relèveraient dans ce cas du type «dépôt lévigné par ruissellement». Certains échantillons tunisiens ont certes montré sur le terrain des indices de remaniement par ruissellement qui pourraient aller dans le sens d'une telle attribution. Mais on sait aussi que les loess tunisiens se distinguent par une forte fraction argileuse (10-25 %) ce qui exclut «l'ablation des fines» dont il est question ci-dessus... On voit toute la difficulté qu'il y a à interpréter la dynamique de mise en place des loess tunisiens dans le cadre de la classification de Rivière. Cela traduit la difficulté plus générale qu'il y a à passer de l'interprétation dynamique de sédiments mis en place dans un milieu aquatique à l'interprétation de sédiments fins mis en place par le vent. On notera d'ailleurs que, dans sa classification, Rivière souligne bien la position très particulière des loess et lehms périglaciaires, à l'écart des limites des intervalles de confiance à 95 %. Il reste donc encore à mieux préciser la signification dynamique de la place des sédiments éoliens fins dans le cadre de cette classification...

Ceci étant dit, il a été intéressant d'appliquer cette approche. D'une part, au sein de tous les loess pris en compte, elle a permis de caractériser et de distinguer des types régionaux, recoupant en ceci les conclusions de l'AFC «Granulométrie des loess» (cf. *infra*). D'autre part, au sein-même des loess tunisiens, des types (apparemment distincts sur le terrain, par leur caractère *in situ* ou leur mode de remaniement) se sont groupés sur le graphique, ce qui

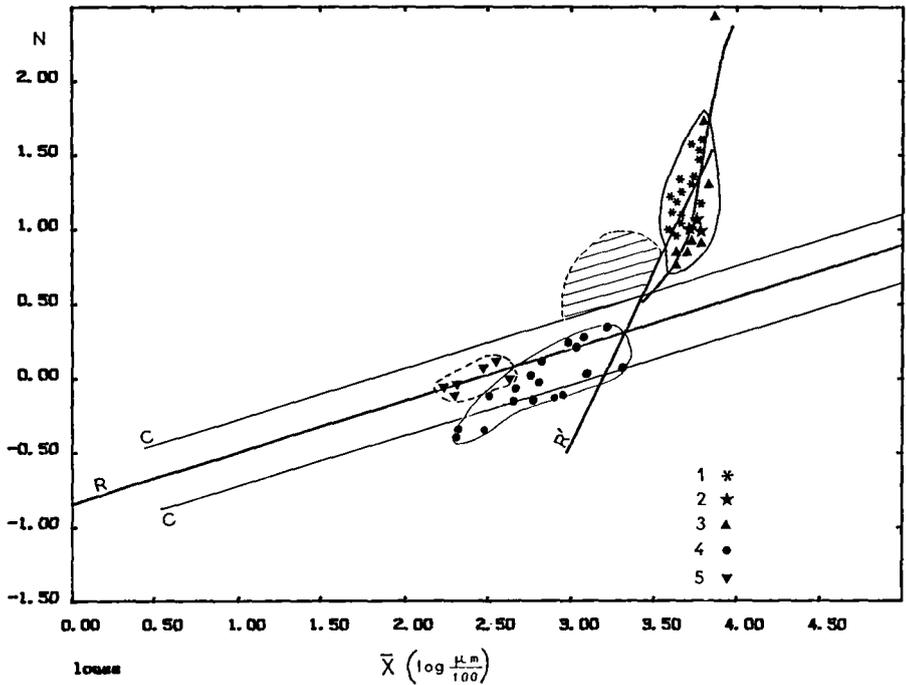


Figure 143. — La place de loess péri-désertiques dans la classification dynamique des sédiments détritiques en fonction de \bar{X} et N de A. Rivière. 1) Matmata, loess en place, 2) Matmata, loess colluviaux, 3) Matmata, loess ruisselés, 4) Negev, loess, 5) Fuerteventura, loess. R : droite de régression générale de la classification, CC : intervalle de confiance à 99 %, R' : droite de régression des loess des Matmata, en grisé : zone des loess et lehms périglaciaires.

confirme bien leur parenté génétique, indépendamment des hypothèses de mise en place suggérées par la méthode de Rivière qui leur paraissent peu adaptées.

L'héritage pré-dépositionnel : micromorphologie et nature des particules

La fabrique des loess

Différentes observations au M. Pol. et au MEB à faibles grossissements ont porté sur la fabrique des loess des Matmata.

L'organisation microstructurale montre une matrice micritique emballant des grains d'origine détritique. Ces grains sont souvent des quartz de formes subanguleuses, mais aussi des particules beaucoup plus émoussées ou, au contraire, franchement anguleuses (Pl. 67). On n'a pas observé de fabrique suggérant une évolution post-dépositionnelle particulière.

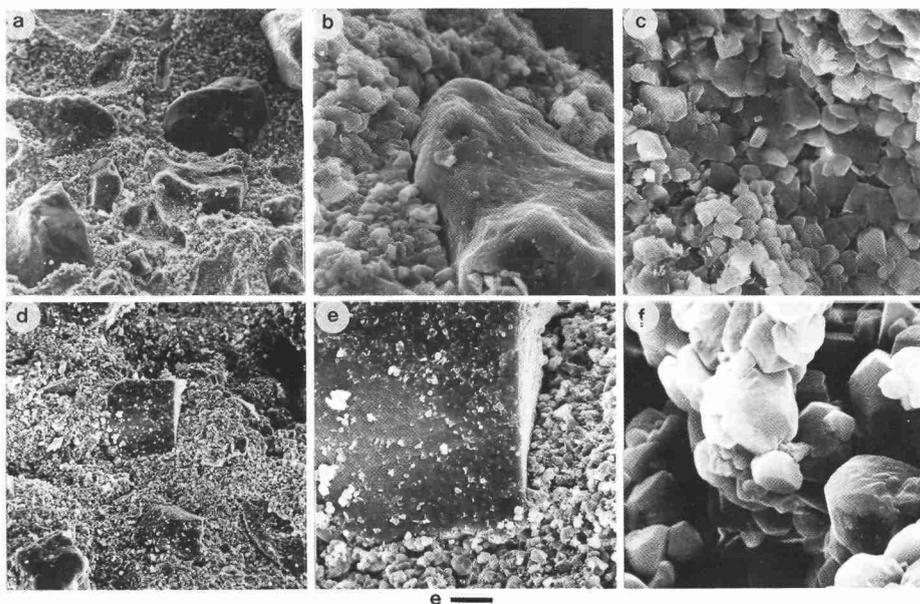


Planche 67. – La fabrication des loess des Matmata. - a) opposition entre les grains détritiques subanguleux émoussés et la matrice micritique, $e = 80 \mu\text{m}$, b) détail de la précédente, quartz enchassé dans la micrite, noter l'agression chimique, $e = 12 \mu\text{m}$, c) détail des précédentes, matrice micritique, noter la microporosité, $e = 6 \mu\text{m}$, d) opposition entre des grains détritiques anguleux à subanguleux et la matrice micritique, $e = 80 \mu\text{m}$, e) détail de la précédente, quartz enchassé dans la micrite, $e = 20 \mu\text{m}$, f) détail des précédentes, matrice micritique, noter les défauts de cristallisation, $e = 4 \mu\text{m}$.

A côté de minéraux du socle, il existe des grains de calcite détritique apportés par le vent. On les a particulièrement examinés lors d'un comptage par points sur 12 lames-minces pratiqué pour distinguer micrite pédologique et calcite détritique, dans le cadre d'une appréciation du «carbone mort» susceptible de vieillir les datations au ^{14}C de concrétions pédologiques des loess [15]. Ces grains ont une forme et une taille ($50\text{-}70 \mu\text{m}$) comparables à 85 % à celles des quartz. Comme les densités de la calcite (2,71) et du quartz (2,59) sont proches, on retient de ces observations l'idée d'une origine éolienne de ces grains carbonatés. Le pourcentage de calcite détritique varie entre 0-7,5 % de la composition des concrétions analysées, proportions qu'on peut extrapoler au loess, vu la formation post-dépositionnelle des concrétions.

Les grains des loess des Matmata

On a examiné à la loupe binoculaire, après traitement à HCl, 1500 grains de quartz (fraction $100\text{-}200 \mu\text{m}$) des loess et paléosols de Zmertène. De plus, une centaine de grains a été observée au MEB provenant aux 3/4 des loess et pour reste des paléosols.

- *les grains de quartz*

La majorité des quartz est subanguleuse. Les arêtes et saillants sont souvent émoussés ou retouchés d'empreintes éoliennes et par des polis chimiques, voire hydriques (Pl. 68a, b, c). Dans les microfaçonnements d'origine mécanique :

- des cassures de tailles variées accidentent la topographie du grain (Pl. 68d, e, h). Certaines tronquent d'anciens ronds-mats (Pl. 68f). Des fractures conchoïdales, figures de cisaillement subparallèles, courbes, en échelons, en rivières s'observent (Pl. 68g), caractéristiques sur 1/5^e des grains.

- des cupules et des «V» de choc existent sur 50 % des quartz.

- des traces éoliennes classiques, croissants et coups d'ongle sont visibles sur 1/3 des grains de loess.

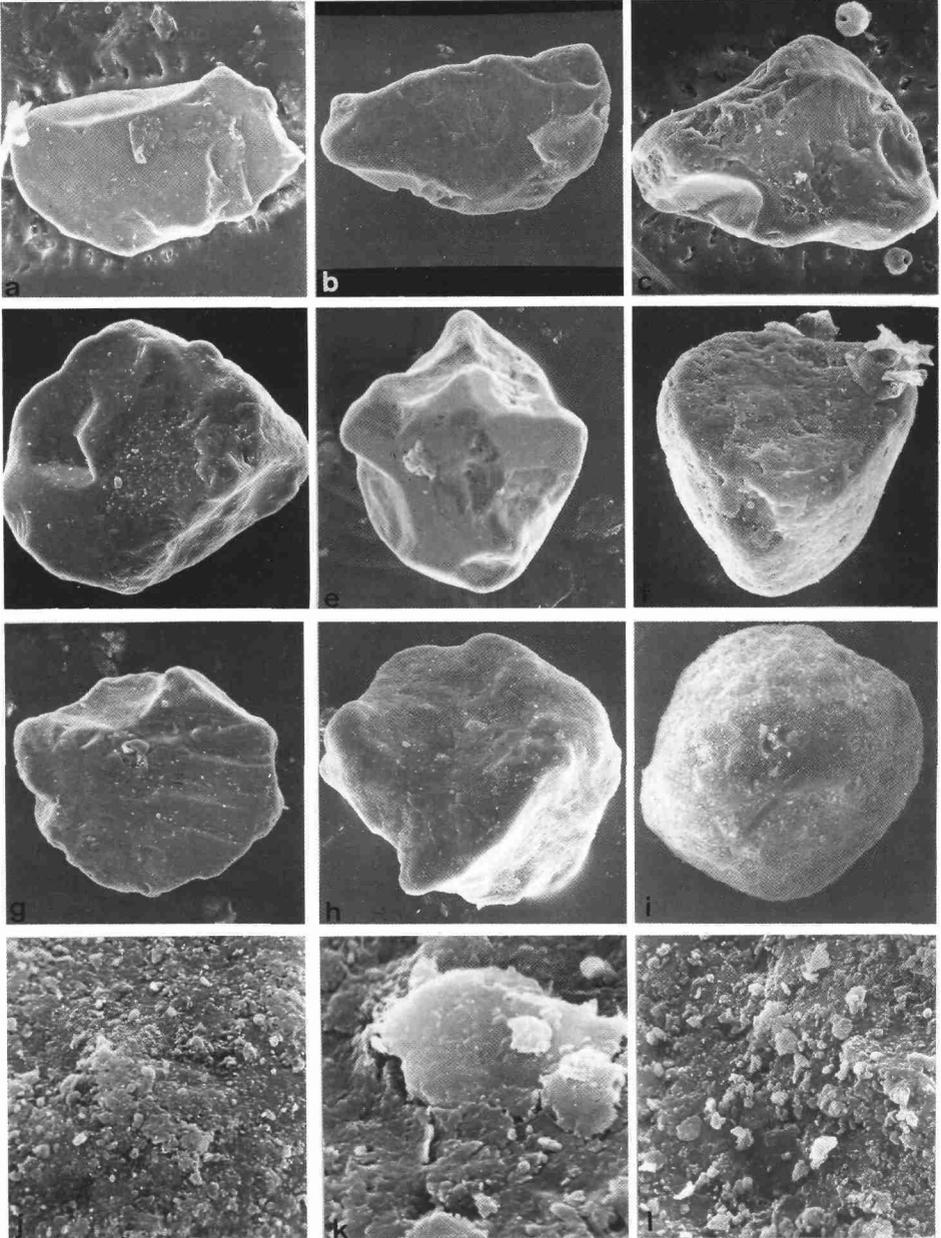
Occasionnellement, il apparaît des individus très arrondis, parfois véritables ronds-mats désertiques (Pl. 68i).

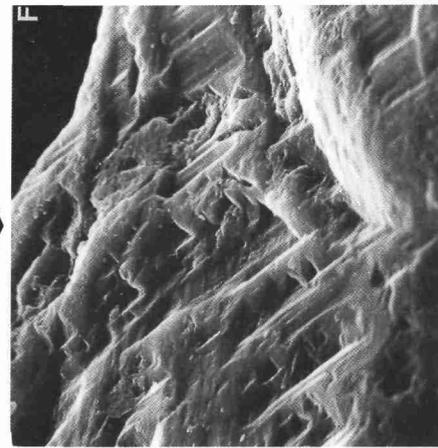
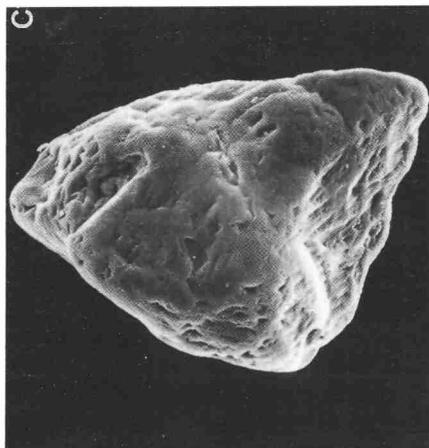
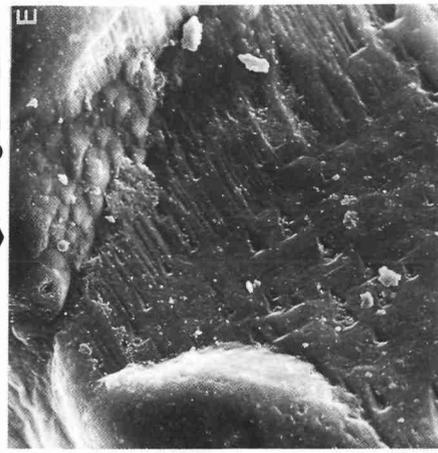
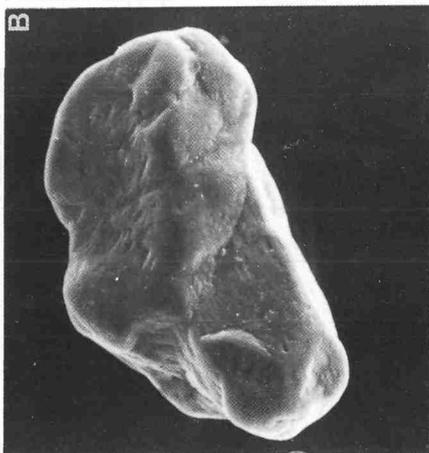
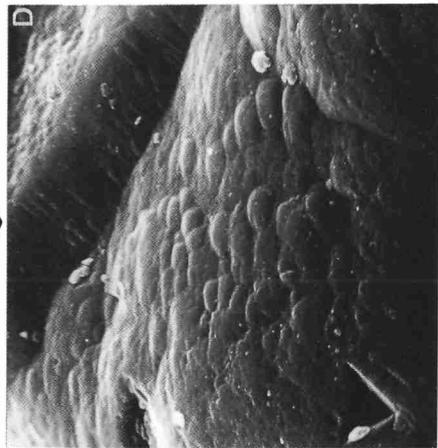
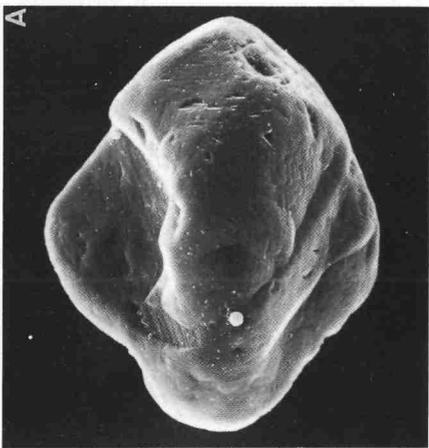
Des traces d'origine chimique sont décelées sur 2/3 des grains observés au MEB. Cette attaque contribue à l'émoussé des grains et au polissage des empreintes mécaniques. Les précipitations de silice sont variées : globules, larmes, mamelonnements, écailles convexes dont la coalescence peut former des coulées ou voiles siliceux (Pl. 69a, d). Sur les 3/4 des quartz existe une pellicule de silice amorphisée, parfois reprécipitée, d'épaisseur variable (Pl. 68j, k, l). Ces micromodèles chimiques peuvent résulter de la pédogenèse modérée syn- et post-dépositionnelle des loess (cf. *infra*), mais on n'exclut pas l'intervention de polis chimiques d'origine hydrique (Pl. 69b, e, c, f), moins accentués cependant sur ces grains des Matmata que ceux des loess d'Israël [21, 26].

- *la coloration des grains de quartz*

L'analyse morphoscopique a porté sur 492 grains de quartz rouge-orangé et 1008 grains de quartz blancs. Les quartz des paléosols (quartz rouge-orangé : 43 %; quartz blancs : 57 %) ne sont qu'un peu plus colorés que ceux des loess (quartz rouge-orangé : 37 %; quartz blancs : 63 %), ce qui surprend vu la coloration des paléosols sur le terrain. La forme et l'émoussé des grains ne diffèrent pas sensiblement entre les loess (quartz anguleux NU : 32 %; quartz subanguleux CA : 62 %; quartz arrondis AR : 6 %) et les paléosols (quartz anguleux NU : 31 %; quartz subanguleux CA : 64 %; quartz arrondis AR : 5 %). En revanche, les quartz des paléosols sont sensiblement plus picotés-mats (35 % contre 65 % de quartz brillants) que ceux des loess non altérés (26 % contre 74 % de quartz brillants).

L'étude des grains colorés a également été faite au MEB. Si sur les quartz incolores seule la silice est signalée par l'EDS, soit sous forme de quartz quand le grain est sain, soit sous forme de pellicule siliceuse, les quartz orangés sont caractérisés de placages localisés dans les creux de la surface où s'allient Si dominant, Al, K, Fe. On retrouve donc les pellicules argileuses aluminosilicatées, potassiques et ferreuses déjà évoquées dans l'étude des grains des poussières actuelles. De plus, les grains surtout des paléosols montrent ces «points rouges» aussi notés sur les poussières, empâtements argileux piégés dans les dépressions et caries des





quartz. Le fer se présente sous forme oxydée $\text{FeO}(\text{OH})$ dans la matrice argileuse, expliquant la coloration des points rouges et plus généralement celle des grains. La fréquence un peu plus grande de grains ainsi colorés dans les paléosols suggère évidemment l'origine pédologique de tels phénomènes. Mais la rubéfaction est néanmoins subordonnée à l'éolisation pré-dépôtionnelle du grain, car fixation et développement des dépôts argileux ont été favorisés par l'amorphisation superficielle du quartz.

• *les autres grains détritiques*

Outre les grains de quartz et grains carbonatés, on a repéré des feldspaths (microclines et plagioclases), des micas très peu abondants, des grains de dolomite et minéraux divers de provenance saharienne (*Pl. 70*). L'une des observations les plus originales concerne les nombreux grains éolisés de palygorskite comparables à ceux des poussières actuelles. Ils ont la dimension des quartz et le feutrage habituel des fibres superficielles. Leur occurrence au sein des loess implique évidemment la contemporanéité de leur mise en place avec le reste du matériel. Il existe donc une palygorskite détritique qui s'est maintenue jusqu'à présent dans les loess *in situ* et dans leurs formations remaniées du fait de la résistance notable de ses grains.

Les minéraux lourds des loess de Téchine et Zmertène

Les minéraux lourds de la fraction 50-150 μm de 2 échantillons de loess beiges de Téchine (TU176, 178) et de 2 autres de loess ocres de Zmertène (TU196, 198) ont été étudiés et comparés à ceux de quelques sédiments proches bien connus [28]. Il en résulte que le Grand Erg Oriental est la source essentielle du matériel des loess des Matmata [14, 16], conclusion recoupant ce que l'étude de l'affinement du matériel loessique en fonction de la distance à la source a indiqué plus haut.

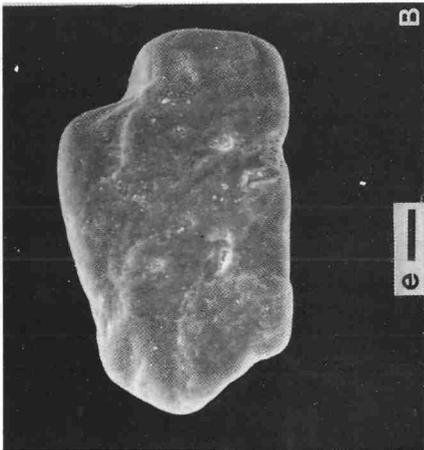
Commentaire

Les arguments montrant que les loess dérivent d'un transport éolien et proviennent du Grand Erg Oriental convergent donc. Sans insister plus sur la micromorphologie des grains et leurs microfaçonnements hérités d'une forte éolisation ou le témoignage des cortèges de minéraux lourds, on peut revenir sur la forme subanguleuse de beaucoup des quartz, identique à celle des grains de sables fins (ATU05) étudiés à l'Est du Grand Erg Oriental. Dans ce secteur, le caractère irrégulier et souvent anguleux des grains de sable a déjà été interprété comme le produit de la *comminution par fragmentation de grains plus gros* animés de dynamiques de saltation. On peut donc penser que la forme irrégulière des quartz des loess des Matmata est héritée du même processus de fragmentation dans l'erg et du vannage éolien, sous forme de poussières, des particules les plus fines ainsi libérées. D'ailleurs, dans les loess, l'observation occasionnelle de ronds-mats fracturés va dans le même sens.

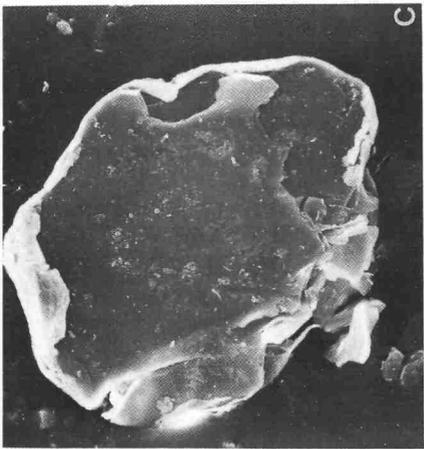
Planche 69. – L'attaque chimique d'origine pédologique et le polissage hydrique des grains de quartz des loess des Matmata. - A), B) et C) $e = 20 \mu\text{m}$, D) $e = 3 \mu\text{m}$, E) $e = 6 \mu\text{m}$, F) $e = 5 \mu\text{m}$.



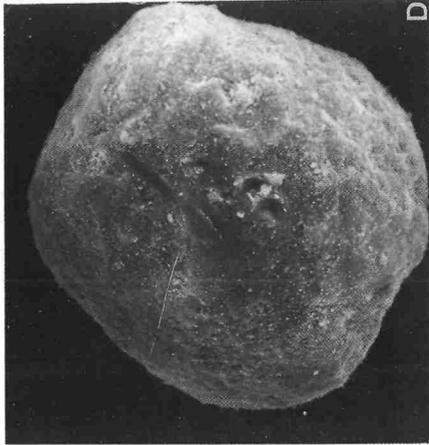
A



B



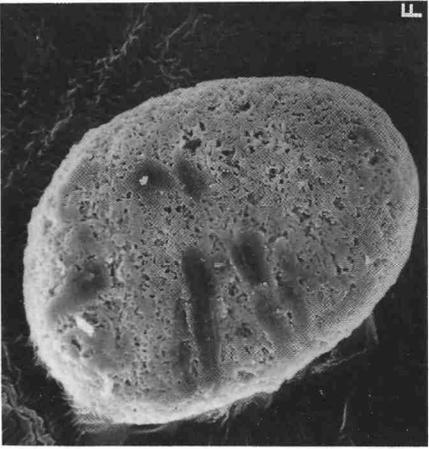
C



D



E



F

La pédogenèse syn-dépositionnelle des loess des Matmata

D'après différents critères [19, 22], les loess des Matmata ont connu au fur et à mesure de leur sédimentation une pédogenèse très modérée. Ainsi les paléosols observés au sein des coupes ne sont que les témoins d'une légère accentuation du processus pédologique, pendant de courtes phases de stabilisation des versants, et ils ne peuvent s'interpréter comme l'expression de longs hiatus sédimentaires.

La distribution des carbonates

À côté de carbonates diffus, les carbonates se concentrent en niveaux de croûtes ou de concrétions calcaires en position d'horizon B_{ca} par rapport aux horizons rubéfiés des paléosols.

Ces carbonatations relèvent d'une pédogenèse ancienne puisque de tels concrétionnements ne s'observent pas dans la pédogenèse actuelle [29].

• la migration des carbonates

On sait, d'après les coupes de Téchine et Zmertène, que les teneurs en $CaCO_3$, CaO et calcaire actif sont les plus fortes au niveau des concrétions ou encroûtements. Or, le calcaire actif (fraction fine et pulvérulente des carbonates) est relativement plus abondant dans les loess clairs et, plus généralement, dans les loess que dans les niveaux rubéfiés ce qui pose la question de son origine détritique (*Fig. 144-A*). Alors que les niveaux rubéfiés sont décarbonatés, les carbonates s'accumulent systématiquement dessous. Sous ces horizons B_{ca} , les teneurs en $CaCO_3$, CaO et calcaire actif diminuent régulièrement jusqu'au niveau rubéfié suivant, suggérant qu'ils ont subi une légère décarbonatation syndépositionnelle des loess, entre les décarbonatations plus fortes des paléosols.

• la répartition des carbonates dans diverses fractions granulométriques

Les pourcentages de $CaCO_3$ dans les fractions $< 2 \mu m$, $2-63 \mu m$ et $63-2000 \mu m$ ont été mis en relation avec le pourcentage de ces fractions dans le poids total de chaque échantillon à Téchine et à Zmertène (*Fig. 144-B*). La fraction ayant le plus de carbonates est toujours la fraction silteuse. Or comme les silts sont très aptes au transport éolien en suspension, cela renforce l'hypothèse d'apports éoliens originels de carbonates, sous la forme des grains de calcite détritique déjà décrits.

• les carbonates des concrétions

Sur lames-minces ou au MEB, les carbonates sont formés à 90 % de micrite et le reste de cristaux plus importants de calcite. Dans les horizons carbonatés des paléosols, les grains de quartz sont corrodés par la micrite, parfois jusqu'à une épigénie presque totale.

Planche 70. – Les grains détritiques des loess des Matmata. - A) grain roulé de carbonate de Ca, $e = 25 \mu m$, B) grain façonné de feldspath potassique, $e = 30 \mu m$, C) paillette de mica éolisé, $e = 25 \mu m$, D) grain roulé de limonite, $e = 25 \mu m$, E) grain éolisé de palygorskite, $e = 18 \mu m$, F) grain éolisé de palygorskite, noter la compaction superficielle plus poussée et les artéfacts imprimés par l'aiguille lors du montage sur le plot, $e = 18 \mu m$.

- *l'origine des carbonates*

Tout ceci pose le problème de l'origine des carbonates dans les loess avant leur concentration par pédogenèse dans le B_{Ca} des paléosols. On peut penser que des poussières carbonatées fines ont accompagné les poussières grossières, essentiellement quartzueuses, et contribué à la sédimentation loessique. A ce sujet, il faut rappeler la calcite contenue dans les échantillons de poussières actuelles de Gabès (15-20 % dans la minéralogie des poudres). L'origine de tels carbonates pouvait être locale ou proche, vu les substrats calcaires du plateau des Matmata. Elle pouvait être aussi plus lointaine et provenir, on l'a vu pour les poussières actuelles, des plateaux calcaires tertiaires ou mésozoïques du Sahara septentrional. En revanche, vu l'orientation des paléovents et en prenant en considération les valeurs isotopiques ^{13}C et ^{18}O de ces carbonates contraires à toute provenance marine [13], il faut exclure l'hypothèse formulée par ailleurs [30] que ces poussières carbonatées soient venues des surfaces exondées du Golfe de Gabès au Pléistocène.

Les déplacements du fer

Sur le terrain, la coloration rouge (5 YR à Zmertène) est le premier critère de reconnaissance des paléosols. Comme les loess sont plus clairs, ces différences de teinte suggèrent des variations de la teneur en fer le long des coupes. En fait, s'il y a un léger accroissement du fer libre et du fer total dans les paléosols de Zmertène, il n'y a pas d'enrichissement considérable. A Téchine, les taux sont très constants sur toute la coupe. Le rapport fer libre/fer total se situe à 40 %, comparable aux valeurs sur sol brun fersiallitique lessivé sur sable de la région de Madrid, mais très inférieur aux 70 % d'un horizon profond rubéfié de sol fersiallitique dans la même région [31]. L'analyse chimique indique un taux élevé de fer total dans la fraction silteuse et le fer semble se fixer de façon préférentielle sur les grains de quartz plutôt que sur les argiles.

Commentaire

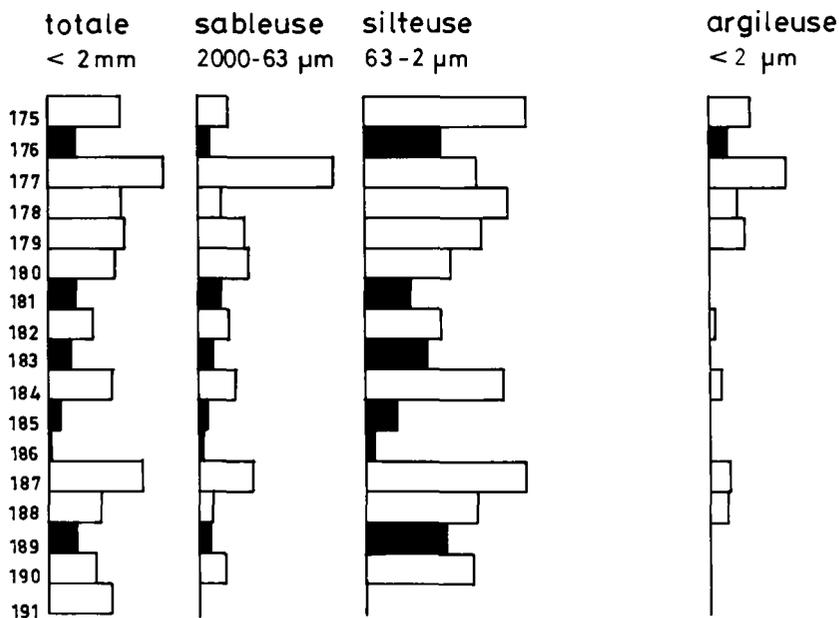
Les niveaux rubéfiés ont dû connaître une argilisation mais les argiles des paléosols n'ont pas un cortège minéralogique très différent des loess. Il est difficile d'y distinguer des argiles néoformées ou seulement modifiées, vu la prédominance de smectite mal cristallisée. Par ailleurs, la palygorskite est principalement détritique, apportée par le vent avec les poussières, d'après les observations au microscope électronique à transmission et au MEB où on la voit en grains éolisés typiques.

Elle peut provenir, comme l'a montré la régionalisation des poussières actuelles, des plateaux calcaires secondaires et tertiaires, des *torba* et des hamadas du Sahara septentrional.

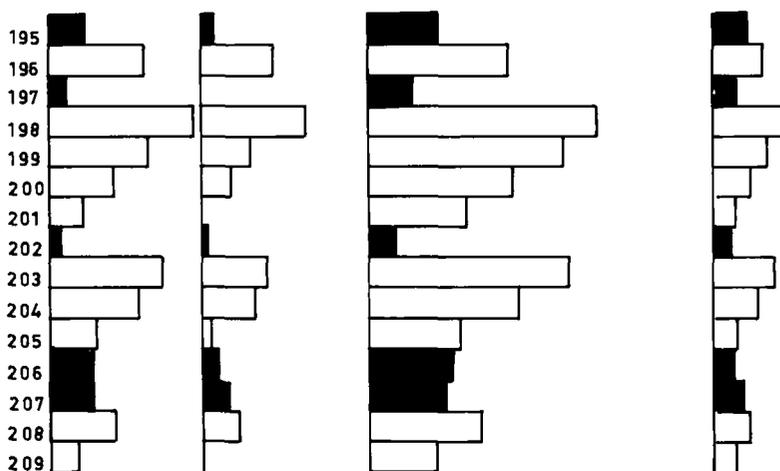
Elle peut aussi avoir une origine moins lointaine et dériver des croûtes «villafanchiennes» de Tunisie où on l'a décrite [32]. Au niveau des B_{Ca} , on n'a décelé aucune concentration

Figure 144. – Les variations des teneurs en $CaCO_3$ dans les coupes de Téchine et Zmertène. A) variations dans différentes fractions granulométriques tout au long des coupes, B) variations dans trois fractions granulométriques des loess et paléosols.

% de carbonates dans les fractions :



TECHINE



ZMERTENE

particulière de palygorskite qui correspondrait au «front d'attapulgitisation» par ailleurs évoqué [30].

Par ailleurs, les critères d'une rubéfaction d'origine pédologique restent très discrets.

En définitive, les différences entre loess et paléosols, pourtant apparentes sur le terrain, s'avèrent peu accentuées après analyse. L'ensemble des caractères des paléosols suggère des sols isohumiques marron à profil calcaire différencié développés sous steppe. Ceci pourrait laisser entendre que la chute des poussières a eu lieu dans une ambiance climatique peu humide. En fait, il faut aussi considérer que la chute continue des poussières a rapidement enterré les sols et interrompu le processus pédogénétique amorcé. Par ailleurs, ces faibles différences entre paléosols et loess impliquent surtout que le matériel, dans sa totalité, a été soumis à une pédogenèse très ménagée mais constante qui s'est simplement un peu accentuée pour élaborer les paléosols.

Les remaniements post-dépositionnels

L'étude des dépôts alluviaux de basses terrasses limoneuses holocènes (Oued R'Mila à l'Ouest des Matmata; oued de Nord-Tidjma au Nord; Oued el Krerba au Nord-Est; Oued Fessi au Sud-Est) et leur comparaison avec les dépôts des versants et les loess *in situ* ont permis de saisir la filiation existant entre les loess et les formations remaniées [18].

Les caractères sédimentologiques

• les nappes alluviales

On peut distinguer dans la basse terrasse :

— *une formation inférieure* à lits de graviers contenant 15 % d'argiles et limons fins, 10 % de limons grossiers et, pour le reste, des sables très fins. La médiane de la fraction <1mm est à 70 μm (Fig. 145).

— *une formation supérieure* où les argiles et limons fins représentent 20 % du matériel, les limons grossiers 16 % et les sables très fins le reste. La médiane est à 60 μm .

• les dépôts fins étudiés pour comparaison

— *les dépôts de fond d'oued* (dépôts de crues actuelles souvent remaniés en nebka) ont un matériel proche de la terrasse supérieure, mais plus lavé de ses fines : argiles et limons n'excèdent pas 13 %.

— *les dépôts fins de versant* sont des loess remaniés par colluvionnement (Md : 65 μm). Leur mode granulométrique est comparable à celui de la terrasse, en particulier à la formation inférieure.

— *les loess in situ* des interfluves ont les caractères déjà décrits avec, dans les cas étudiés, une fraction fine élevée (18 % d'argiles fines <0,2 μm , 5 % d'argiles grossières, 17 % de limons). Leur médiane oscille entre 55-65 μm .

• la minéralogie

D'après la minéralogie des poudres, la composition de ces différents dépôts est analogue. Dans les argiles, il en est de même avec toutefois des nuances pour la palygorskite. Ainsi,

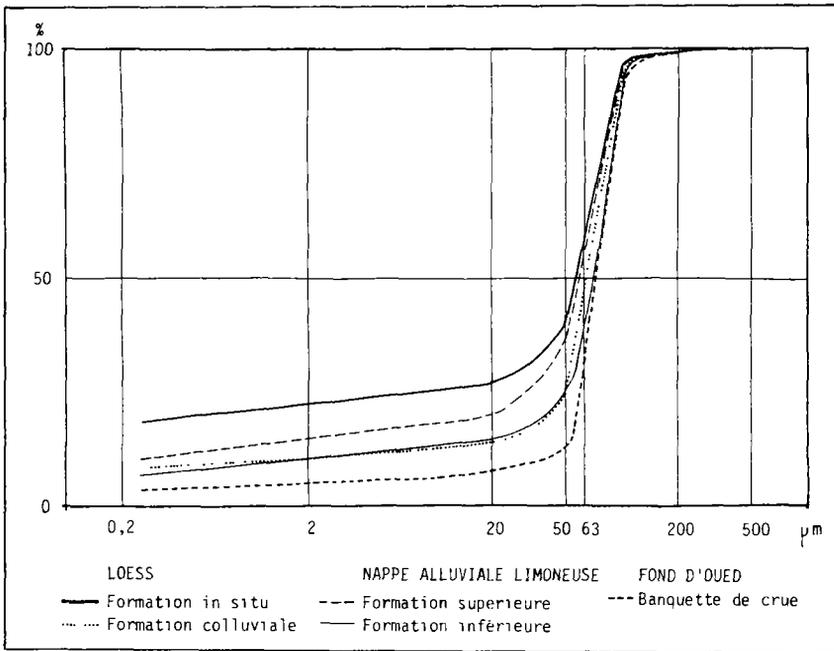


Figure 145. – Courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata et des dépôts dérivés.

dans la nappe alluviale, la palygorskite varie entre 15-45 %, proportions proches des 25-40 % des dépôts de crue. Au contraire, les loess remaniés des versants n'en possèdent que 5-35 % et les loess en place 0-25 %.

• *Commentaire*

L'intervention des processus hydriques (ruissellement diffus/reptation sur les versants; dynamique fluviatile pour les terrasses et dépôts de crues) s'est manifestée par un départ des fines, extrême dans le remaniement actuel des fonds d'oueds.

L'évolution de la palygorskite est particulière car elle augmente curieusement dans les taux, au fur et à mesure de l'intervention hydrique. Une concentration relative s'est donc opérée aux dépens des autres argiles apparemment mieux évacuées. L'étude au MEB des différents matériels montre que la palygorskite est présente sous forme de grains éolisés moins facilement exportés par les dynamiques hydriques que les particules fines argileuses non agglomérées. C'est donc un phénomène de migration sélective des argiles qui est à l'origine de la concentration de la palygorskite car son comportement a été peu favorable à l'exportation hydrique du fait de ses particularités micromorphologiques d'origine éolienne.

Le modèle sédimentaire de remaniement des loess

On peut proposer un modèle de mise en place de la basse terrasse en relation avec le remaniement des loess (Fig. 146) :

- une séquence aride initiale qui a suscité le creusement du thalweg et son ravinement par la nappe fluviatile grossière qui en occupe actuellement le fond

- la réapparition de conditions plus humides qui s'est traduite par l'enchaînement des processus suivants :

- une sédimentation éolienne formant des nappes de loess péri-désertiques, en particulier sur les interfluves

- un remaniement des loess sur les versants par ruissellement diffus et colluvionnement

- l'installation de la formation inférieure de la nappe alluviale par apport latéral du matériel fin colluvial et par transport longitudinal de type fluviatile expliquant les lits interstratifiés de graviers

- un colluvionnement ralenti en fin de période humide créant par ses fines la formation supérieure au sommet de la nappe, alors que la redistribution longitudinale par l'oued s'interrompait progressivement

- le passage vers un nouvel aride. Les actions sporadiques et brutales de l'oued ont incisé la nappe limoneuse jusqu'à la formation grossière sous-jacente de l'aride précédent. Au sens

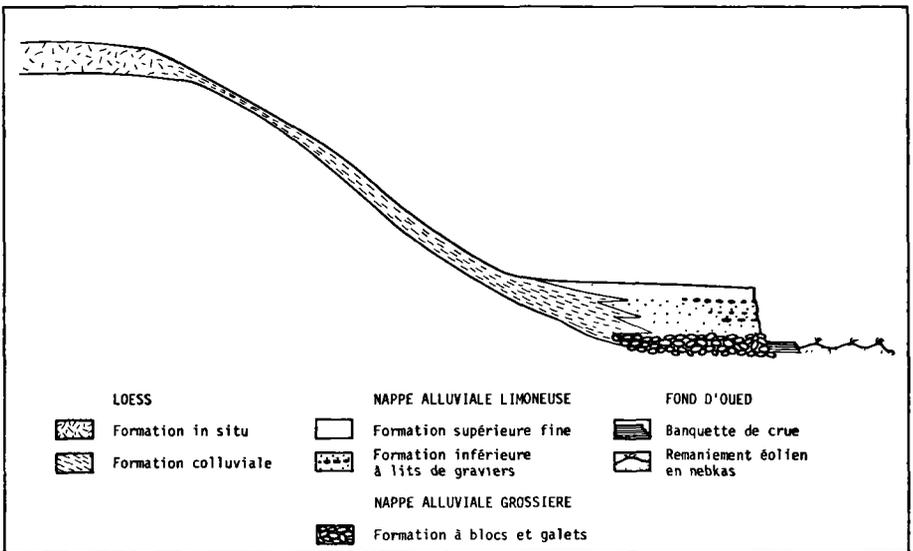


Figure 146. — La basse terrasse et son environnement morphosédimentaire. Schéma théorique.

géomorphologique du terme, la terrasse limoneuse s'est créée ainsi dans les formations supérieure et inférieure de la nappe fluviale. Pendant cette nouvelle phase sèche, des matériaux de crues se sont déposés et ils ont été remobilisés en dunes élémentaires par le vent dans le thalweg.

Commentaire

Ce schéma théorique s'insère bien dans le cadre de l'évolution holocène de l'Est du Maghreb. Après la période aride de l'Holocène inférieur responsable d'une phase de creusement et de l'établissement d'une nappe torrentielle, une nappe alluviale limoneuse s'est installée suivant le modèle décrit à l'Holocène moyen. Cela suggère, mais on y reviendra, qu'il y a eu, à cette époque sur les Matmata une brève sédimentation loessique, fait corroboré par d'autres observations sur les sites de l'Oued el Akarit [17]. Le retour aux conditions arides jusqu'à l'Actuel a conduit à l'incision de cette nappe limoneuse en la perchante en basse terrasse.

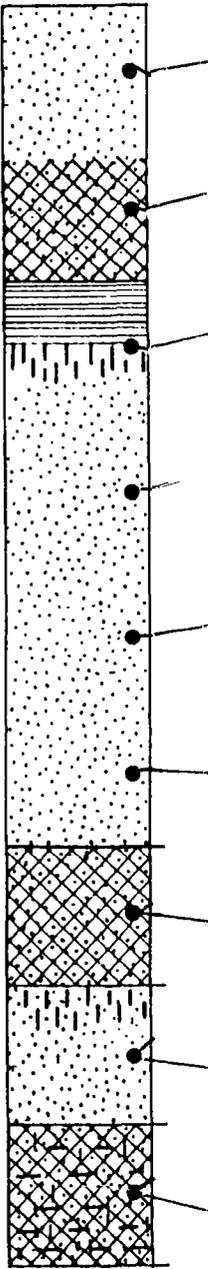
Ainsi, la prise en considération des caractères sédimentologiques des loess et des dépôts remaniés qui en dérivent a permis de comprendre la mise en place de terrasses récentes. Or, il existe, surtout en Djeffara, d'autres terrasses limoneuses anciennes qui doivent aussi tirer leur origine du matériel loessique et que l'application d'un modèle théorique comparable pourrait vraisemblablement expliquer.

Les faciès des loess des Matmata et leurs nuances régionales

L'utilisation des méthodes classiques de sédimentologie a permis de conclure à la grande homogénéité du matériel de ces loess, tout au long des coupes et d'une coupe à l'autre. Cette homogénéité granulométrique, chimique et minéralogique est parfois telle qu'elle a pu masquer dans les analyses, la caractérisation des faciès, la mise en évidence des nuances régionales ou locales et des successions stratigraphiques pourtant perceptibles sur le terrain.

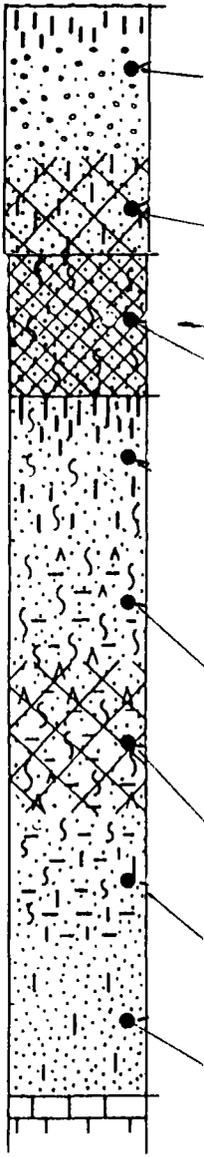
En discriminant ou en associant par plusieurs AFC les paramètres sédimentologiques habituels (granulométriques, minéralogiques, chimiques), il a été possible de caractériser chaque échantillon, de comparer les différentes coupes et de faire apparaître des variétés régionales ou stratigraphiques au sein des loess des Matmata. Chaque échantillon, affecté des groupements de variables sédimentologiques qui le qualifiaient dans les AFC, a ainsi été replacé en situation stratigraphique sur le log de sa coupe. A partir de tous les échantillons ainsi caractérisés, on a réinterprété les coupes des Matmata dont 3 exemples présentés ici illustrent l'aspect comparatif de cette méthode et soulignent la diversité locale et régionale des faciès. Il s'agit des coupes de Téchine (*Fig. 147*), Lella Tekouasset (*Fig. 148*) et Ouest-Toujane (*Fig. 149*).

Figure 147. – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Téchine.



175	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de limons fins.
	III-	Sédiment assez pauvre en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %).
176	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de limons fins.
177	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de limons fins.
	I+	Sédiment le plus carbonaté (CaO : + de 25 %) et le moins riche en Al ₂ O ₃ (- de K ₂ O (- de 1,25 %) et en TiO ₂ (- de 0,4 %).
178	IV-	Sédiment où les limons sont de 13 à 20 fois plus abondants que les argiles.
	V+	Sédiment le moins siliceux (- de 30 % de SiO ₂), le plus riche en MnO (+ de) le moins riche en Na ₂ O (- de 0.4 %).
179	III+	Sédiment assez bien classé ayant plus de 20 % de limons grossiers et où les li 20 fois plus abondants que les argiles.
180	III+	Sédiment assez bien classé ayant plus de 20 % de limons grossiers et où les li 20 fois plus abondants que les argiles.
181	III+	Sédiment assez bien classé ayant plus de 20 % de limons grossiers et où les li 20 fois plus abondants que les argiles.
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
182	VII-	Sédiment ayant de 7.5 à 20 % d'argiles essentiellement grossières.
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
183	VII-	Sédiment ayant de 7,5 à 20 % d'argiles essentiellement grossières.
	V-	Sédiment à MnO faible (- de 0.02 %), assez pauvre en SiO ₂ (30-55 %) et le 1 en Na ₂ O (+ de 0.4 %).

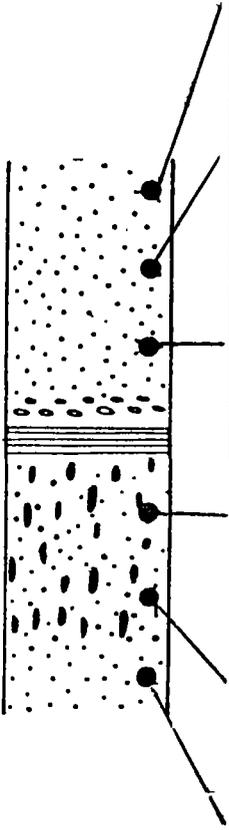
I+	Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés.	III+	Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, Ca-Co3 : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %), il est assez riche en Quartz (40-65 %), assez pauvre en Kaolinite (5-10 %) et pauvre en Illite (- de 10 %).
III-	Sédiment le plus riche en FK (+ de 5 %) où le Gypse est absent.	IV-	Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
V I-	Sédiment le plus quartzeux (+ de 65 %), riche en Plagioclases (2-5 %) et assez peu carbonaté (Calcite SS : 10-20 % et CaCO3 : 10-30 %).	III+	Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, Ca-Co3 : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %), il est assez riche en Quartz (40-65 %), assez pauvre en Kaolinite (5-10 %) et pauvre en Illite (- de 10 %).
II+		II-	Sédiment le plus fin (Mz : - de 45 µm) riche en sables fins (10-50 %), le plus riche en argiles granulométriques (+ de 20 %) mais le plus pauvre en sables grossiers (- de 5 %). Il est assez pauvre en argiles minéralogiques (1-2 % dans les Poudres) et assez riche en MgO (1.10-1.85 %).
V+ V+	Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 %), assez pauvre en Aragonite (1-10 %) et assez riche en FK (3-5 %).	V-	Sédiment assez grossier (Mz : 80-180 µm) et assez bien classé, assez riche en Fe2O3 (2-3 %). Le plus riche en TiO2 (+ de 0.4 %) il est assez pauvre en Al2O3 (3.5-5 %) et en Interstratifiés gonflants (1-20 %).
I+ VI+	Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés. Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 %), assez pauvre en Aragonite (1-10 %) et assez riche en FK (3-5 %).	II-	Sédiment le plus fin (Mz : de 45 µm) riche en sables fins (10-50 %), le plus riche en argiles granulométriques (+ de 20 %) mais le plus pauvre en sables grossiers (- de 5 %). Il est assez pauvre en argiles minéralogiques (1-2 % dans les Poudres) et assez riche en MgO (1.10-1.85 %).
I+ VII+	Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés. Sédiment assez riche en Plagioclases (2-5 %).	V-	Sédiment assez grossier (Mz : 80-180 µm) et assez bien classé, assez riche en Fe2O3 (2-3 %). Le plus riche en TiO2 (+ de 0.4 %) il est assez pauvre en Al2O3 (3.5-5 %) et en Interstratifiés gonflants (1-20 %).
V+ I-	Sédiment le plus quartzeux (+ de 65 %), riche en Plagioclases (2-5 %) et assez peu carbonaté (Calcite SS : 10-20 % et CaCO3 : 10-30 %).	IV-	Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3C000.ù dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
VI+	Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 %), assez pauvre en Aragonite (1-10 %) et assez riche en FK (3-5 %).	IV-	Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3C000.ù dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
VII-	Sédiment le plus pauvre en Calcite SS (- de 10 %), pauvre en Dolomite (1-3 %) et avec des Oxydes.		



184	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de sables fins et moins de 5 % de limons fins.
	V-	Sédiment à MnO faible (- de 0.02 %), assez pauvre en SiO ₂ (30-55 %) et le plus riche en Na ₂ O (+ de 0.4 %).
185	IV-	Sédiment où les limons sont de 13 à 20 fois plus abondants que les argiles.
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
186	IV-	Sédiment où les limons sont de 13 à 20 fois plus abondants que les argiles.
	I+	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
187	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de sables fins et moins de 5 % de limons fins.
	III-	Sédiment assez pauvre en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %).
188	VII-	Sédiment ayant de 7.5 à 20 % d'argiles essentiellement grossières.
	V-	Sédiment à MnO faible (- de 0.02 %), assez pauvre en SiO ₂ (30-55 %) et le plus riche en Na ₂ O (+ de 0.4 %).
189	VI+	Sédiment ayant moins de 5 % de sables fins et moins de 5 % de limons fins.
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
190	VII-	Sédiment ayant de 7.5 à 20 % d'argiles essentiellement grossières.
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).
191	III-	Sédiment ayant 10 à 20 % de limons grossiers.
	II+	Sédiment assez riche en CAO (10-25 %), en SiO ₂ (55-65 %), en MgO (1.1-85 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %).

Figure 147 (suite)

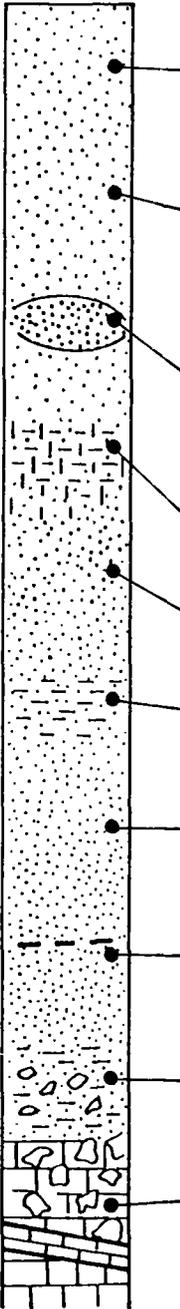
I+ Sédiment peu riche en argiles minéralogiques (1-2 %), assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
Sédiment peu riche en argiles minéralogiques (1-2 %), assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres) en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres) en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
+ Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40-60%) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés.	III+ Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, Ca-Co3 : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %), il est assez riche en Quartz (40-65 %), assez pauvre en Kaolinite (5-10 %) et pauvre en Illite (- de 10 %).
I+ Sédiment peu riche en argiles minéralogiques (1-2 %), assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
I+ Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés.	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
V- Sédiment riche en Smectite (15-40 %).	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
II- Sédiment le plus riche en FK (+ de 5 %) où le Gypse est absent.	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite (1-20 %), et le plus pauvre en Chlorite (- de 5 %). Les Interstratifiés gonflants et le Gypse sont absents.
V- Sédiment riche en Smectite (15-40 %).	I- Sédiment le plus quartzueux (+ de 65 %) avec 5 à 10 % de limons fins; sédiment assez fin (Mz : 45-80 µm).
II+ Sédiment assez riche en Plagioclases (2-5 %).	I- Sédiment le plus quartzueux (+ de 65 %) avec 5 à 10 % de limons fins; sédiment assez fin (Mz : 45-80 µm).
I+ Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés.	III+ Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, Ca-Co3 : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %), il est assez riche en Quartz (40-65 %), assez pauvre en Kaolinite (5-10 %) et pauvre en Illite (- de 10 %).
II+ Sédiment assez riche en Plagioclases (2-5 %).	I- Sédiment le plus quartzueux (+ de 65 %) avec 5 à 10 % de limons fins; sédiment assez fin (Mz : 45-80 µm).



47	IV+	Sédiment où les limons sont de 7 à 13 fois plus abondants que les argiles, avec 5 à 10 % de limons grossiers et 5 à 10 % de sables grossiers et où il peut y avoir jusqu'à 2 fois plus d'argiles grossières que d'argiles fines.	VII-	Sédiment le plus riche en Illite (+
	II-	Sédiment assez peu carbonaté (CaO : 5-10 %), le plus siliceux (SiO ₂ : + de 65 %) et de perte au feu modérée (PF : 5-10 %).	VII+	Sédiment assez riche en Plagioclase
46	III+	Sédiment assez bien classé ayant plus de 20 % de limons grossiers et où les limons sont 10 fois plus abondants que les argiles grossières.	I-	Sédiment le plus riche en Interstrat (+ de 20 %) et à Smectite absente
	I-	Sédiment assez riche en K ₂ O (+ de 1.25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 %) et TiO ₂ (+ de 0.4 %).		
45	IV+	Sédiment où les limons sont de 7 à 13 fois plus abondants que les argiles, avec 5 à 10 % de limons grossiers et 5 à 10 % de sables grossiers et où il peut y avoir jusqu'à 2 fois plus d'argiles grossières que d'argiles fines.	I-	Sédiment le plus riche en Interstrat (+ de 20 %) et à Smectite absente
	II-	Sédiment assez peu carbonaté (CaO : 5-10 %), le plus siliceux (SiO ₂ : de 65 %) et de perte au feu modérée (PF : 5-10 %).		
44			I+	Sédiment le plus riche en Smectite et à Interstratifiés gonflants absente en palygorskite (1-20 %) et à stratifiés.
	I+	Sédiment le plus carbonaté (CaO : + de 25 %) et le moins riche en Al ₂ O ₃ (- de 3.5 %), K ₂ O (- de 1.25 %) et en TiO ₂ (- de 0.4 %).	I+	Sédiment le plus carbonaté (CaO et Calcite SS : + de 45 %).
43	III+	Sédiment assez bien classé ayant plus de 20 % de limons grossiers et où les limons sont 10 fois plus abondants que les argiles grossières.	IV-	Sédiment riche en Smectite (15-4
	III-	Sédiment assez pauvre en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %).	IV-	Sédiment le plus riche en Dolomite et assez pauvre en Plagioclases (1
42	II+	Sédiment assez bien classé ayant moins de 5 % de sables grossiers.		
	III-	Sédiment assez pauvre en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %).	I+	Sédiment le plus carbonaté (CaO et Calcite SS : + de 45 %).

Figure 148. - Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Lella Tekouasset.

i %). -5 %).	VI- Sédiment le plus mal classé avec 10 à 25 % de limons fins et 5 à 10 % de limons grossiers. Les argiles grossières peuvent être jusqu'à 2 fois plus importantes que les argiles fines et les limons sont 7 à 13 fois plus importants que les argiles. Les sables grossiers varient entre 10 et 30 %. On y note la présence d'Ankérite, une assez faible Smectite (1-15 %) et le plus faible MnO (- de 0.02 %).
nflants	III- Sédiment assez mal classé, assez peu carbonaté (CaCO ₃ : 5-10 %, Calcite SS : 10-20 %) avec une assez faible perte au feu (5-10 %). Il est le plus riche en SiO ₂ (+ de 65 %), en MgO (+ de 1.85 %) et riche en Illite (15-25 %).
nflants	II+ Sédiment assez grossier (Md : 80-180 μm) avec le moins d'argiles (- de 3,5 %), de limons fins (- de 5 %) et grossiers (- de 5 %), aux sables grossiers assez faibles (5-10 %) et où les sables fins excèdent 50 %. Il est très bien classé. Les teneurs en MgO (- de 0.75 %), en Fe ₂ O ₃ (- de 1.5 %), en Calcite SS (- de 10 %) sont les plus faibles.
e 40 %), sez pau- s Inter- 30-70 %	III+ Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, CaCo ₃ : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %), il est assez riche en Quartz (40-65 %), assez pauvre en Kaolinite (5-10 %) et pauvre en Illite (- de 10 %).
de 3 %))	V+ Sédiment à assez faible teneur en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %), en Fe ₂ O ₃ (1.5-2 %), et aux plus faibles teneurs en TiO ₂ (- de 0.4 %) et K ₂ O (- de 1.25 %). Assez riche en Palygorskite (20-40 %), il est assez pauvre en FRK (1-3 %).
30-70 %	V+ Sédiment à assez faible teneur en Al ₂ O ₃ (3.5-5 %), en Fe ₂ O ₃ (1.5-2 %), et aux plus faibles teneurs en TiO ₂ (- de 0.4 %) et K ₂ O (- de 1.25 %). Assez riche en Palygorskite (20-40 %), il est assez pauvre en FK (1-3 %).



165	G IV+ 5-10 % de limons grossiers ; 5-10 % de sables grossiers	C II- Assez peu carbonaté (CaO : 5-10 %) ; le + licheux (SiO ₂ > 65 %) ; Perte au feu mod (5-10 %).
166	G II- Assez grossier (Mz.Md : 80-180 μm) ; 10-30 % de sables grossiers < 5 % ; 1 à 8 fois + de limons que d'argiles grossières.	C II- Assez peu carbonaté (CaO : 5-10 %) ; le + licheux (SiO ₂ > 65 %) ; Perte au feu mod (5-10 %).
167	G II- Assez grossier (Mz. Md : 80-180 μm) ; 10-30 % de sables grossiers ; limons grossiers < 5 % ; 1 à 8 fois + de limons que d'argiles grossières.	C II- Assez peu carbonaté (CaO : 5-10 %) ; le + licheux (SiO ₂ > 65 %) ; Perte au feu mod (5-10 %).
168	G IV- Limons 13 à 20 fois + abondants que les argiles grossières.	C II+ Assez riche en CaO (10-25 %), SiO ₂ (55-65 MgO (1,1-1,85 %) ; assez forte Perte au (10-20 %).
169	G IV- Limons 13 à 20 fois + abondants que les argiles grossières.	C VI+ La + plus forte Perte au feu (> 20 %) ; a pauvre en MgO (0,75-1,1 %).
170	G II+ Assez bien classé ; sables grossiers < 5 %.	CVII+ Assez pauvre en Fe ₂ O ₃ (1,5-2 %).
171	G VI- 3,5-7,5 % d'argiles grossières ; 5-10 % de limons fins.	C I- Assez riche en K ₂ O (> 1,25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 et TiO ₂ (> 0,4 %).
172	G II+ Assez bien classé ; sables grossiers < 5 %.	C I- Assez riche en K ₂ O (> 1,25 %), Al ₂ O ₃ (5-8 et TiO ₂ (> 0,4 %).
173	G III- 10-20 % de limons grossiers.	C III- Assez pauvres en Al ₂ O ₃ (3,5-5 %).
174	G II+ Assez bien classés ; sables grossiers < 5 %.	CII+ Assez riche en CaO (10-25 %), SiO ₂ (55-65 MgO (1,1-1,85 %) ; assez forte Perte au (10-20 %).

Figure 149. – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Ouest -Toujane. Faciès sédimentologiques attribués aux échantillons : LB (loess beige), LBR (loess beige remanié), LO (loess ocre), LOR (loess ocre remanié), PS (paléosol), NC (niveau carbonaté).

+ Le + riche en kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	P V+B	Assez pauvre en FK (1-3 %).	FGV+B	Assez faible en Al ₂ O ₃ (3,5-5 %) et Fe ₂ O ₃ (1,5-2 %); le + faible en K ₂ O (< 1,25 %); assez riche en Palygorskite (20-40 %); assez pauvre en FK (1-3 %).	LB
+ Le + riche en kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	PVII-A	Le + pauvre en Calcite SS (< 10 %); Oxydes présents.	FGII+	Assez grossier: le - d'argiles grossières (< 3,5 %), de limons fins (< 5 %) et grossiers (< 5 %); sables grossiers assez faibles (5-10 %); sables fins > 50 %; très bien classé; MgO (< 0,75 %), Fe ₂ O ₃ (< 1,5 %), Calcite SS (< 10 %) les plus faibles.	LBR
+ Le + riche en kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	PVII-A	Le + pauvre en Calcite SS (< 10 %); Oxydes présents.	FGII+	Assez grossier; le - d'argiles grossières (< 3,5 %), de limons fins (< 5 %) et grossiers (< 5 %); sables grossiers assez faibles (5-10 %); sables fins > 50 %; très bien classé; MgO (< 0,75 %), Fe ₂ O ₃ (< 1,5 %), Calcite SS (< 10 %) les plus faibles.	LBR
+ Le + riche en kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	P II+	Pauvre en argiles minéralogiques (1-2 %); assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	FGVI+	13 à 20 fois + de limons que d'argiles; assez riche en limons grossiers (10-20 %) et Plagioclases (2-5 %); le + riche en Dolomite (> 3 %).	NC
	P III-	Le + riche en FK (> 5 %); Gypse absent.	FG I-	Le + quartzueux (> 65 %); 5-10 % de limons fins; assez fin (Mz: 45-80 µm).	LO
- Le + riche en Interstratifiés gonflants (> 20 %); Smectite absente.	P II+	Pauvre en argiles minéralogiques (1-2 %); assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	FGVI+	13 à 20 fois + de limons que d'argiles; assez riche en limons grossiers (10-20 %) et Plagioclases (2-5 %); le + riche en Dolomite (> 3 %).	PS
+ Le + riche en Kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.			FG III-	Assez mal classé; assez peu carbonaté (CaCO ₃ : 5-10 %; Calcite SS: 10-20 %); assez faible Perte au feu (5-10 %); le + riche en SiO ₂ (> 65 %); riche en Illite (15-25 %).	LO
+ Le + riche en Kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	P IV-A	Le + riche en Dolomite (> 3 %).	FG III-	Assez mal classé, assez peu carbonaté (CaCO ₃ : 5-10 %; Calcite SS: 10-20 %); assez faible Perte au feu (5-10 %); le + riche en SiO ₂ (> 65 %); riche en Illite (15-25 %).	LO
+ Le + riche en Kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.			FGV+A	Assez faible en Al ₂ O ₃ (3,5-5 %) et Fe ₂ O ₃ (1,5-2 %); le + faible en TiO ₂ (< 0,4 %) et K ₂ O (< 1,25 %); assez riche en Palygorskite (20-40 %); assez pauvre en FK (1-3 %).	LOR
+ Le + riche en Kaolinite (> 15 %); 20-40 % de Palygorskite.	P II+	Pauvre en argiles minéralogiques (1-2 %); assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).			NC

— sur le log d'Ouest-Toujane, les 4 premières colonnes correspondent à des AFC partielles : Granulométrie (G), Chimie (C), Minéralogie des Argiles (X) et Minéralogie des Poudres (P); la 5^e (FG) correspond à l'AFC générale regroupant tous ces paramètres. Dans ces 5 colonnes, chaque échantillon est défini par un groupe de caractères tenant compte de son appartenance à une classe (variable) dans les divers paramètres sédimentologiques : ainsi l'échantillon 165, dans la première colonne est défini sur l'Axe IV+ de l'AFC Granulométrie par les caractères «Limons grossiers dans la classe 5-10 %» et «Sables grossiers dans la classe 5-10 %». Enfin pour chaque échantillon (6^e colonne), l'association des caractères sédimentologiques mis en évidence dans chaque AFC permet de préciser, confirmer ou nuancer des attributions effectuées de manière intuitive sur le terrain. Cette triple démarche (terrain, analyses de laboratoire, traitement informatique) a donc été appliquée à l'ensemble des échantillons.

— A Téchine et à Lella Tekouasset, on a adopté sur les logs une présentation un peu différente : dans la 1^{re} colonne, pour chaque échantillon, se superposent les données granulométriques et chimiques; dans la 2^e, les données sur la minéralogie des argiles et en-dessous des poudres; dans la 3^e colonne les données de l'AFC sédimentologique générale.

Les loess beiges

Le type «loess beige» (LB sur les logs) est défini par un certain nombre de caractères dominants mis en évidence par les AFC. D'autres caractères moins nombreux identifient des échantillons qui, replacés dans leur contexte géographique et stratigraphique, apparaissent comme des variantes au sein de ces loess beiges, sous-faciès régionaux ou locaux, ou remaniements post-dépositionnels.

A partir des axes III+ et VII- de l'AFC Granulométrie, ce type «loess beige» est un sédiment assez bien classé, ayant 5-15 % d'argiles, 25-30 % de limons surtout grossiers, > 60 % de sables fins et < 5 % de sables grossiers. La médiane est de 60 µm. Parmi les variantes, l'une (axe II-) intéresse un faciès sableux avec < 10 % d'argiles, 10-30 % de sables grossiers et une médiane < 80 µm. Ce faciès, fréquent dans les coupes les plus occidentales, s'explique par la proximité des sables du Grand Erg Oriental. D'autre part, dans certains coupes plus orientales, des phénomènes de ruissellement, déjà notés sur le terrain, se sont traduits par le lavage des fines et une concentration relative des plus grossières particules. Dans ces coupes, l'axe IV+ montre un faciès de transition, un peu argileux et un peu limoneux, à 5-10 % de sables grossiers, résultant d'un remaniement plus limité des loess originels.

Sur l'axe II- de l'AFC Chimie, les loess beiges sont assez peu carbonatés (CaO : 5-10 %), à perte au feu modérée et à SiO₂ > 65 %. L'axe I- informe sur la relative richesse en K₂O (> 1,25 %), Al₂O₃ (5-8 %) et TiO₂ (> 0,4 %), éléments chimiques «détritiques» provenant des roches du socle. En revanche, plusieurs échantillons sortis sur l'axe II+ montrent une teneur de 55-65 % de SiO₂, des taux assez élevés de MgO (1-1,85 %) et CaO (10-25 %) et une assez forte perte au feu. Il s'agit d'un faciès déjà évolué de loess beige, avec une accentuation de la carbonatation due à l'enfouissement et à la pédogenèse. L'axe V- voit croître cette tendance, la proportion de silice étant désormais inférieure à 55 %.

D'après les informations des axes I-, II+ et VII- de l'AFC Minéralogie, les loess beiges typiques sont les plus riches en interstratifiés gonflants (> 25 %), kaolinite (> 15 %) et illite

(>25 %). La palygorskite est assez abondante (20-40 %). La forte teneur en kaolinite est un indicateur certain d'allochtonie. De plus, une partie des teneurs élevées en interstratifiés gonflants et en palygorskite peut s'expliquer par une contribution éolienne (*cf. infra*), même si une fraction de ces minéraux peut dériver d'une pédogenèse syn-dépositionnelle. L'axe I+ souligne la particularité des grandes coupes centrales, dont celle de Téchine déjà connue. La smectite (mal cristallisée) remplace les interstratifiés gonflants, accompagnée de taux de palygorskite n'excédant pas 20 %. A titre d'hypothèse, on peut penser que des conditions stationnelles (sites de bassin interne) expliquent cette particularité.

Les résultats de l'AFC Poudres sont un peu décevants car les échantillons des grandes coupes centrales (caractères insuffisamment discriminants) n'ont pas été retenus par l'analyse. Mais sur l'axe III+, la présence de gypse apparaît l'un des traits originaux des coupes les plus occidentales. D'autre part, certains niveaux de coupes orientales, déjà remarquées par leur matériel remanié, ont de très faibles taux de calcite *s.s.* (<10 %) sans doute liés au départ des fines.

Les loess ocres

A la base des coupes, ces sédiments relèvent d'un âge pléistocène plus ancien que les loess beiges. Sur le terrain, leurs teinte et caractère plus argileux suggèrent une plus grande altération que celle des loess beiges s'expliquant par une pédogenèse un peu plus intense et/ou par une durée plus longue de l'évolution.

Pour les caractères granulométriques, sur les axes VI+ et II+ renforcés par l'axe VII-, un faciès très dominant est assez bien classé, avec < 5 % de limons fins et < 5 % de sables grossiers. Principalement formé de limons grossiers et de sables fins, il possède 15-20 % d'argiles. Parmi ses variantes, on peut citer un faciès un peu plus riche en limons fins (5-10 %) noté sur l'axe VI- et un faciès bien classé, le plus riche en limons grossiers (> 20 %), sur l'axe III+. Par ailleurs, l'axe IV+ rassemble des échantillons un peu plus grossiers, avec 5-10 % de limons grossiers et 5-10 % de sables grossiers. Sur le terrain, ces derniers sédiments semblaient modérément remaniés ce que confirment leurs caractères granulométriques.

Les axes II+ et I- de l'AFC Chimie donnent l'essentiel des indications sur les loess ocres aux taux notables d'Al₂O₃ (5-8 %), MgO (1-1,85 %), K₂O (> 1,25 %) et TiO₂ (> 0,4 %). A la différence des loess beiges, ils sont plus riches en CaO (10-25 %), moins en SiO₂ (55-65 %) et dotés d'une assez forte perte au feu. Cela suggère une évolution pédologique plus poussée, tendance qui se confirme sur l'axe V- où les teneurs en SiO₂ de quelques échantillons fléchissent nettement (30-55 %). Il n'existe pas de variante nette de ce type «loess ocre», donc chimiquement très homogène.

Dans la minéralogie des argiles, les traits dominants de ces loess ocres sont, sur l'axe I+, leur teneur très élevée en smectite (> 40 %), puis une relative faiblesse en palygorskite (1-20 %) et la présence d'interstratifiés. Ces caractères sont prépondérants dans les grandes coupes de Téchine et de Zmertène faisant envisager une altération plus poussée de ces loess anciens. Dans une première variante, sur l'axe II+, de forts taux de palygorskite (20-40 %) et de kaolinite (> 15 %) indiquent une contribution éolienne pour les argiles. En effet, le paléo-environnement péri-désertique syn- et post-dépositionnel des loess n'a pas dû être favorable au développement

massif de la kaolinite; de même les apports éoliens peuvent également expliquer cette surabondance «anormale» de palygorskite par rapport au faciès dominant et classique des loess ocres. Dans 2 autres variantes plus secondaires, il y a moindre richesse en smectite (15-40 %) sur l'axe IV- et remplacement de la smectite par les interstratifiés gonflants (> 20 %) sur l'axe I-.

Pour la minéralogie des poudres, d'après les axes II+ et III-, les loess ocres ont entre 40-65 % de quartz et 20-45 % de calcite s.s. et sont les plus riches en feldspath potassique. Cela évoque également une provenance saharienne, mais aussi leur carbonatation par pédogénèse. Le caractère gypseux des coupes occidentales met en évidence une variante régionale sur l'axe III+.

Les paléosols

Pour les caractères granulométriques, le matériel des paléosols est assez bien classé, ayant <5 % de sables grossiers, <5 % de limons fins et > 20 % de limons grossiers d'après les axes II+, VI+ et III+ de l'AFC Granulométrie. Ils ont aussi > 20 % d'argiles. En définitive, les paléosols sont formés de limons grossiers et de sables fins comme les loess dont ils dérivent. Ils s'en distinguent par leur caractère plus argileux.

A propos des caractères chimiques, tous les échantillons, issus de l'axe dominant I-, sont assez riches en Al_2O_3 (5-8 %) et les plus riches en TiO_2 (> 0,4 %) et K_2O (> 1,25 %), indices d'une concentration relative de composants d'origine éolienne par décarbonatation pédologique.

Dans les argiles minéralogiques, l'axe I+ propose la plus grande richesse en smectite (> 40 %), des interstratifiés et une certaine rareté de palygorskite (1-20 %), surtout dans les nombreux paléosols des bassins de Téchine et Zmertène. Sur les axes II- et I-, dans une variante des coupes les plus occidentales ou des coupes en position d'interfluves, les minéraux argileux dominants sont les interstratifiés gonflants (> 20 %) et la palygorskite (> 40 %). On note, sur l'axe II-, une faible teneur en kaolinite (5-10 %) et un très faible taux d'illite (< 10 %) suggérant que ces minéraux n'ont pas participé à la pédogénèse et ont une provenance éolienne.

Dans la minéralogie des poudres, d'après l'axe I- dominant, renforcé par l'axe III-, les échantillons de paléosols sont les mieux dotés en quartz (> 65 %) et feldspath alcalin (> 5 %) et sont riches en plagioclase (2-5 %), ce qui les apparente au matériel allochtone des loess. Toutefois, il subsiste de 10 à 15 % de calcite s.s. impliquant une décarbonatation incomplète des niveaux rubéfiés. Cette observation se confirme par une variante apparue sur l'axe VII- aux plus pauvres échantillons en calcite s.s. (< 10 %) : la décarbonatation est alors plus poussée. L'axe III+ montre à nouveau le gypse à l'Ouest des Matmata.

Les niveaux carbonatés

Dans la plupart des coupes, il existe donc des horizons riches en carbonates, sous forme d'enrichissement diffus ou de pseudo-mycélium, de concrétions ou de véritable croûte. Dans cette étude, les croûtes ne sont pas prises en considération car trop différentes des loess étudiés et ne relevant pas des mêmes protocoles d'analyses.

D'après l'axe VI+ de l'AFC *Granulométrie*, les niveaux carbonatés ont <5 % de limons fins. Accessoirement sur les axes III-, IV-, I+ et VI-, ils possèdent 10-20 % de limons grossiers, > 50 % de sables fins et 15-20 % d'argiles. Ils sont très bien classés.

Pour les caractères chimiques, le faciès principal se distingue sur les axes I+, II+, VII- et V+ par le matériel le plus carbonaté (CaO > 25 %), le plus riche en MgO (> 1,85 %), à faible teneur en Al₂O₃ (< 3,5 %), K₂O (< 1,25 %), TiO₂ (< 0,4 %) et Fe₂O₃ (1,5-2 %). Un faciès moins carbonaté (CaO : 10-25 %) s'individualise sur l'axe II+, pourvu de 55-65 % de SiO₂ et d'une assez forte perte au feu.

A propos des argiles minéralogiques, d'après les axes I- et II-, les niveaux carbonatés les plus occidentaux sont les plus riches en interstratifiés gonflants (> 20 %) et palygorskite (> 40 %), mais pauvres en illite (< 10 %) et kaolinite (5-10 %). Dans les coupes centrales, une variante apparaît sur l'axe I+, avec la plus grande richesse en smectite (> 40 %) et un taux assez faible de palygorskite (1-20 %).

Dans la minéralogie des poudres, les axes II+ et I+ confirment le faciès très carbonaté de ces niveaux (calcite *s.s.* : 20-45 % et souvent > 45 %). Ces taux très élevés concernent des échantillons prélevés près de véritables croûtes. Cependant 40-65 % de quartz subsistent toujours dans ces horizons. Une variante occidentale gypseuse se retrouve également pour ces niveaux carbonatés (axe III+).

Il ressort de cette étude que l'homogénéité déjà mise en évidence précédemment dans l'analyse détaillée des coupes de Téchine et Zmertène s'étend à l'ensemble des loess des Matmata, disparaissant dans les différents compartiments de l'analyse sédimentologique. Les faciès caractérisés par les AFC ont une grande parenté résultant d'un même héritage pré-dépositionnel désertique et d'une évolution syn- et post-dépositionnelle très modérée. Seuls des taux d'argiles granulométriques un peu plus importants distinguent les paléosols des loess ocres et ceux-ci des loess beiges. D'autre part, les teneurs en carbonates, peu élevées dans les loess récents augmentent dans les loess ocres et surtout dans les niveaux carbonatés mais elles peuvent s'annuler dans les paléosols. L'AFC Chimie a montré une remarquable relation entre le taux de carbonatation et l'importance de la perte au feu, expliquée par une meilleure conservation de la matière organique dans ces milieux carbonatés au niveau des racines. La perte au feu apparaît donc comme un intéressant critère d'identification des niveaux riches en carbonates. Enfin, tout au long des coupes, les fortes et constantes proportions de smectite - et à moindre titre d'interstratifiés gonflants - sont les indices les plus vraisemblables d'une pédogenèse syn- et post-dépositionnelle.

Les indications sur l'allochtonie du matériel initial sont nombreuses, vu la nature calcaire du substrat où reposent les loess : taux de silice notables sinon élevés, présence de quartz, de feldspath et de gypse, teneurs importantes en kaolinite souvent associée à l'illite. En effet, il existe souvent plus de 20 % de kaolinite dans les sables du Grand Erg Oriental, source sédimentaire essentielle des loess des Matmata. L'origine de la palygorskite et des interstratifiés gonflants pose plus de questions. Ils sont souvent associés et avec des taux élevés, laissant penser à une néoformation dans le cadre de l'évolution pédologique. En revanche, leur présence en proportions notables dans des niveaux peu évolués et riches en kaolinite permet d'envisager une origine éolienne au moins partielle. En effet, les sables du Grand Erg Oriental possèdent fréquemment, dans leur fraction argileuse, plus de 20 % de palygorskite et 20-30 %

d'interstratifiés gonflants. Ce point de vue recoupe des observations micromorphologiques antérieures sur la palygorskite d'origine éolienne.

L'impression générale d'homogénéité ne masque cependant pas des nuances régionales et locales bien soulignées par les AFC. A côté des loess types, beiges ou ocres, bien caractérisés dans le secteur central et oriental des Matmata, on voit apparaître un faciès occidental souvent nettement sableux, gypseux et où la smectite est remplacée par les interstratifiés gonflants et une abondante palygorskite. Ce faciès assure la transition avec les sables sahariens. Par ailleurs, des nuances locales résultent, dans des sites de vallon ou du piémont oriental, de remaniements par colluvionnement et ruissellement.

De nos jours, s'il y a des passages de poussières sahariennes sur le Sud-Tunisien et des chutes de poussières proximales comme l'ont montré les prélèvements faits à Gabès, il n'y a plus de constitution de loess. D'une part les précipitations de poussières ne sont actuellement pas suffisantes et d'autre part, les conditions environnementales de la transformation de poussières déposées en loess ne sont pas réalisées. Il n'y a donc pas de loessification actuelle dans cette région et les loess que nous avons décrits apparaissent clairement comme des dépôts hérités. On note d'ailleurs qu'ils sont en déséquilibre, menacés par la combinaison de l'action anthropique et de l'aridité climatique. Après ce bilan sédimentologique, il faut désormais comprendre quelles furent les conditions paléo-environnementales favorables à la précipitation et au piégeage des poussières sahariennes et celles de leur loessification dans le cadre de l'évolution pléistocène de la région.

Bibliographie

- [1] Ravikovich S. (1953). The aeolian soils of the Northern Negev. *Desert Res. Council, Israël*, pp. 404-433.
- [2] Ginzbourg D., Yaalon D.H. (1963). Petrography and origin of the loess in the Beer Sheva basin. *Israel Journ. Earth Sci.*, 12; 2: 68-70.
- [3] Yaalon D.H. (1969). Origin of desert loess. in Ters M. Ed., *Etudes sur le Quaternaire dans le monde*, VIII INQUA Congr., Paris, 2; p. 755.
- [4] Yaalon D.H., Dan J. (1974). Accumulation and distribution of loess-derived deposits in the semi-desert and desert fringe areas of Israel. *Z. für Geomorph. N.F.*, Suppl. Bd, 20: 91-105.
- [5] Bruins H.J. (1976). The origin, nature and stratigraphy of paleosoils in the loessial deposits of N-W Negev (Netivot, Israel). Thèse Hebrew Univ., Jerusalem, 115 p.
- [6] Issar A.S. (1980). Stratigraphy and paleoclimates of the Pleistocene of central and northern Israel. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeocol.*, 29: 261-280.
- [7] Mathieu G. (1949). Contribution à l'étude des Monts Troglodytes dans l'extrême Sud-Tunisien. *Ann. Mines & Géologie, Tunis*, 4; 74 p.
- [8] Brunacker K. (1973). Einiges über Löss-Vorkommen in Tunesien. *Eiszeit. u. Gegenw.*, 23-24: 89-99.
- [9] Balland V. (1973). Morphogenèse quaternaire dans les Monts de Matmata. in «Maghreb et Sahara», études géographiques, offertes à J. Despois, Soc. géogr., pp. 45-57.
- [10] Brosche K.U., Molle H.G. (1975). Morphologische Untersuchungen im Nordöstlichen Matmata Vorland (Sudtunisien). *Eiszeit. u. Gegenw.*, 26: 218-240.

- [11] Brunnacker K. (1980). Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. in Sarnthein M., Seibold E. and Rognon P. Ed. Sahara and Surroundings Seas. *Palaecology of Africa*, Balkema, 12 : 99-113.
- [12] Coudé-Gaussen G. (1982). Une définition morphodynamique de la notion de loess. Comm. 9^e RAST, Paris, *Pub. Soc. géol. France*, p. 159.
- [13] Coudé-Gaussen G., Hillaire-Marcel C., Rognon P. (1982). Origine et évolution pédologique des fractions carbonatées dans les loess des Matmata (Sud-Tunisien) d'après leurs teneurs en ¹³C et ¹⁸O. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 295; 2 : 939-942.
- [14] Coudé-Gaussen G., Mosser C., Rognon P., Tourenq J. (1982). Une accumulation de loess du Pléistocène Supérieur dans le Sud-Tunisien : la coupe de Téchine. *Bull. Soc. géol. France*, 24; 2 : 283-292.
- [15] Coudé-Gaussen G., Olive P., Rognon P. (1983). Datation de dépôts loessiques et variations climatiques sur la bordure septentrionale du Sahara algéro-tunisien. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24; 1 : 61-73.
- [16] Coudé-Gaussen G., Mosser C., Rognon P., Tourenq J. (1983). Réponse sur l'origine de l'accumulation de loess du Pléistocène supérieur de Téchine (Sud-Tunisien). *Bull. Soc. géol. France*, 25; 4 : 637-639.
- [17] Rognon P., Lévy A., Ballais J.L., Coudé-Gaussen G., Riser J. (1983). Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'Oued el Akarit (Sud-Tunisien). *Géol. Médit.*, 10; 2 : 71-91.
- [18] Coudé-Gaussen G. (1984). Mise en place des basses terrasses holocènes dans les Matmata et leurs bordures (Sud-Tunisien). *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, 1-2-3 : 173-180.
- [19] Coudé-Gaussen G., Le Coustumer M.N., Rognon P. (1984). Paléosols d'âge Pléistocène supérieur dans les loess des Matmata (Sud-Tunisien). *Sci. Géol.*, 37; 4 : 359-386.
- [20] Coudé-Gaussen G. (1985). Signification paléoclimatique et chronostratigraphique des loess récents des Matmata (Sud-Tunisien). *Cahiers Ligures Préhist. et Protohist.*, NS., 2 : 93-107.
- [21] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Fédoroff N., Goldberg P. (1985). Etudes micromorphologiques d'une coupe de loess du Nord Negev (Israël). Congrès intern. Micromorphologie des sols, Paris 1985, *Abstracts*, p. 155.
- [22] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1986). Paléosols et loess du Pléistocène Supérieur de Tunisie et d'Israël. *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, 3/4 : 223-231.
- [23] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1987). The Upper Pleistocene loess of Southern Tunisia : a statement. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 13 : 137-151.
- [24] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Rapp A., Nihlen T. (1987). Dating of peridesert loess in Matmata, South Tunisia, by Radiocarbon and Thermoluminescence methods. *Z. für Geomorp. NF.*, 31; 2 : 129-144.
- [25] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1988). Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien. *Bull. Soc. géol. France*, 8; 4; 6 : 1081-1090.
- [26] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Fédoroff N., Goldberg P. (1987). Micromorphology of loess in the Northern Negev (Israël). in Fédoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. Eds., *Micromorphologie des sols*, AFES, Paris, pp. 631-638.
- [27] Riviere A. (1977). Méthodes granulométriques. Techniques et interprétations. Masson, Paris, 170p.
- [28] Bellair P. (1953). Diagramme minéralogique du Grand Erg Oriental d'El Oued à Ghadamès. *C.R. somm. Soc. géol. France*, 6 : 99-161.
- [29] Mtimet A. (1983). Contribution à l'étude pédologique des limons des Matmata (Sud Tunisie). Thèse 3^e Cycle, Univ. Paris VI, 183 p.
- [30] Regaya K. (1983). Etude géologique de la formation des limons de Matmata (Sud Tunisie). Thèse 3^e Cycle, Univ. Aix-Marseille III, 121 p.
- [31] Paquet H., Vaudour J. (1974). Sols et paléosols argileux foncés des environs de Madrid. *Rev. Géogr. Pyrén. Sud-Ouest*, 45; 3 : 217-242.
- [32] Shimi M. (1980). Etude sédimentologique de la région de Kneiss (Golfé de Gabès, Tunisie). Thèse 3^e Cycle, Univ. Paris-Sud, 167 p.

16

La signification paléoclimatique des loess des Matmata

Les loess des Matmata sont des dépôts hérités et il faut préciser les conditions paléoclimatiques et paléo-environnementales ainsi que l'âge de leur mise en place. Les développements précédents ont prouvé la source saharienne du matériel, justifiant le classement de ces dépôts parmi les *loess péri-désertiques*. Mais une autre référence peut être aussi considérée pour comprendre ces dépôts du Sud-Tunisien, celle de *loess périméditerranéens* et à travers certains d'entre eux, la référence majeure aux *loess périglaciaires* plus septentrionaux.

La mise en place des loess

Les manifestations d'origine éolienne au Sahara et sur ses marges ont souvent été considérées comme l'expression de l'aridité et de l'aridification. C'est peu discutable pour le mouvement des sables désertiques et les phénomènes d'érosion éolienne [1, 2]. En revanche, l'étude des conditions de la mise en place des loess des Matmata montre que la sédimentation des poussières avait eu lieu lors de périodes un peu plus humides que l'Actuel [3, 4, 5, 6].

Un paléo-environnement de type pluvial au Pléistocène

Mise en évidence de conditions un peu plus humides

Les carbonates sont présents dans les loess sous forme de niveaux de concrétions et de micrite dans la fraction fine. Pour résoudre les problèmes de l'origine des carbonates et de leur signification dans l'évolution post-dépositionnelle, des analyses de ^{18}O et ^{13}C ont été effectuées sur le matériel des loess beiges [3, 4]. Les résultats excluent une origine marine des carbonates et confirment leur origine continentale, en accord avec ce qui a été dit de

l'origine saharienne du matériel loessique. D'autre part, les taux de ^{13}C sont comparables à ceux des loess méditerranéens et les taux de ^{18}O recourent étroitement ceux des sols fossiles des loess méditerranéens [7]. Ces données indiquent une pédogenèse sous un climat certes plus sec que le climat européen actuel mais avec une productivité de CO_2 biogène notable, compatible avec un couvert de plantes à cycle photosynthétique court de type steppe dense (Fig. 150). Une telle formation était moins ouverte que la végétation actuelle du Sud-Tunisien et impliquait nécessairement un peu plus d'humidité. Les mesures sur les carbonates indiquent de plus qu'ils ont subi une altération pédogénétique modérée en cours de sédimentation, confirmant l'idée de la pédogenèse syn-dépositionnelle des loess.

Le modèle sédimentaire

Il en résulte que la sédimentation du matériel loessique s'est effectuée sur les Matmata en ambiance pluviale et non aride. Provenant du désert, tout particulièrement des marges du Grand Erg Oriental où régnaient des conditions rhexistasiques propices à la mobilisation de poussières locales à partir de sables dunaires fragmentés et amenés, les poussières se sont déposées massivement sur les Matmata. Le paléo-environnement était favorable à la chute et au piégeage des poussières pour deux raisons (Fig. 151).

- le décalage zonal vers le Sud des dépressions du front polaire pendant les périodes froides du Pléistocène.

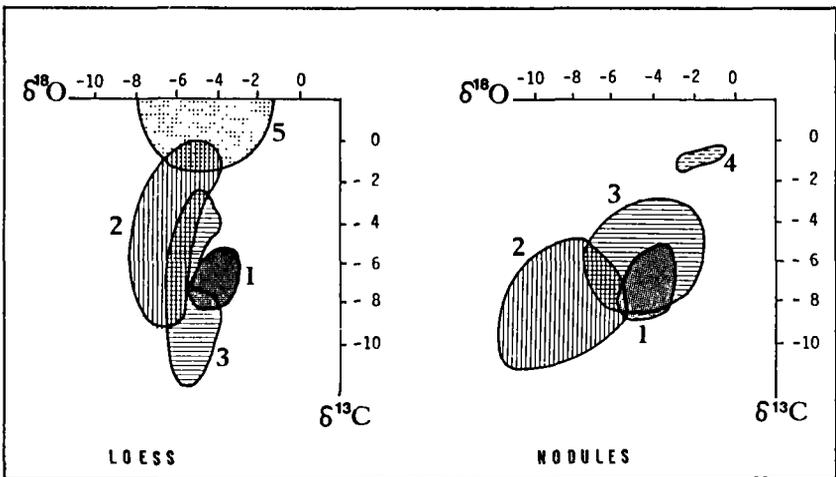


Figure 150. — Comparaison des valeurs isotopiques des carbonates de la fraction fine et des concrétions des loess des Matmata avec celles d'autres dépôts. 1) loess des Matmata, 2) loess périglaciaires, 3) loess méditerranéens, 4) carbonates de nappe aquifère, 5) carbonates marins.

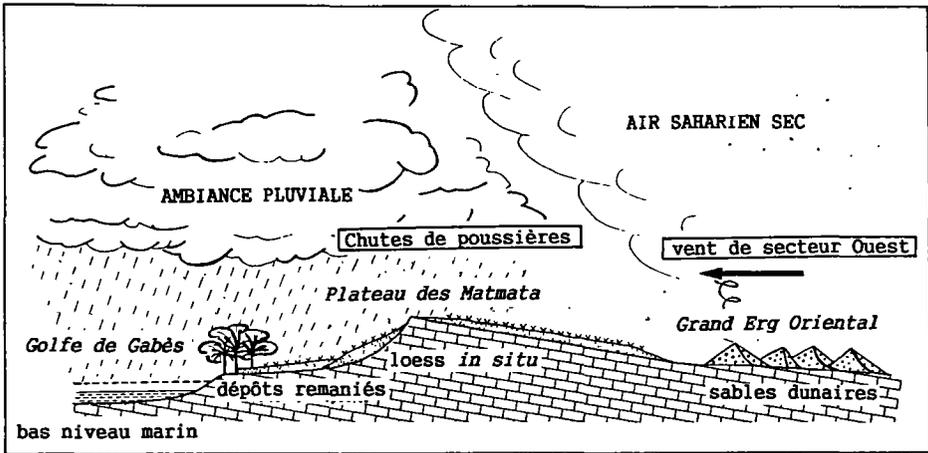


Figure 151. – Le modèle sédimentaire des loess péri-désertiques dans le paléoenvironnement pluvial du pléistocène supérieur des Matmata.

Conformément à la reconstitution paléoclimatique proposée par Rognon [8, 9, 10, 11, 12, 13], la trajectoire des dépressions polaires s'est déplacée sur l'Afrique du Nord et le piémont saharien de l'Atlas, occasionnant des pluies orographiques et développant sur les marges sahariennes des *conditions pluviales* au Pléistocène supérieur. Balayant largement le Sahara septentrional, en particulier le Grand Erg Oriental à l'Ouest des Matmata, des vents de large secteur Ouest ont mobilisé les poussières désertiques, d'autant plus facilement que le *rétrécissement du gradient climatique zonal* sur ces latitudes provoquait de fortes turbulences [14]. Pour les mêmes raisons de rétrécissement zonal, le *gradient d'humidité devait être brutal* sur ces marges désertiques et entraîner des pluies sur les reliefs. De plus, l'orientation Nord-Sud du plateau des Matmata faisait obstacle aux perturbations d'Ouest et son dispositif en revers de cuesta favorisait les premières pluies orographiques. Dans ces conditions de *rabattement humide*, l'atmosphère chargée de poussières était lavée : d'une part, la fraction grossière quartzeuse précipitait particulièrement, comme on l'a vu dans de telles conditions pour les poussières actuelles; d'autre part, la fraction fine, carbonatée et argileuse, précipitait aussi dans ce contexte *pluvio-éolien* propice au lessivage complet (*scavenging*) de l'atmosphère. Ces conditions d'humidité sont donc à l'origine de chutes massives de poussières, étant entendu qu'il faut limiter à sa juste mesure ce caractère «pluvial» du climat pléistocène sud-tunisien, en insistant sur un degré d'humidité seulement légèrement supérieur à l'actuel. On note, et on y reviendra, que les périodes de léger accroissement d'humidité, contemporaines de la formation des paléosols, se sont nécessairement signalées par une vraisemblable augmentation des chutes de poussières, d'ailleurs plus grossières si l'on en croit certains des caractères granulométriques relevés dans les paléosols.

- *un milieu de steppe dense*

L'existence d'un couvert steppique indiquée par les résultats isotopiques est également démontrée par les études palynologiques dans le Golfe de Gabès et le Sud-Tunisien [15, 16, 17]. Un tel couvert végétal a favorisé le piégeage des poussières et interdit leur remobilisation par le vent. Comme les abats étaient importants, le processus d'accrétion au sol s'est traduit par un processus de recouvrement permanent des poussières déposées et déjà intégrées à la pédogenèse et par l'enfouissement rapide des sols un peu plus développés. Il en résulte d'une part les indices d'une pédogenèse syn-dépositionnelle ménagée et d'autre part la présence de paléosols peu évolués. Cette pédogenèse sous steppe explique aussi la forte porosité d'origine biologique observée dans les coupes de loess. Ces conditions pluviales ont de plus entraîné des processus colluviaux sur les versants d'où des loess remaniés et des retouches hydriques visibles au MEB sur leurs grains.

Les phases récentes de sédimentation

Deux périodes récentes d'importantes chutes de poussières responsables d'une sédimentation loessique ont été mises en évidence par datation radiométrique et thermoluminescence (TL).

La sédimentation loessique du Pléistocène supérieur

Des datations ^{14}C ont été effectuées sur les carbonates des concrétions calcaires de diverses coupes (*Fig. 152*) suivant une procédure détaillée déjà publiée [4]. D'après elles, le paléosol supérieur scellant la série intermédiaire à paléosols remonte à 22-20 000 ans BP et le second se situe entre 32-27 000 ans BP. Les paléosols inférieurs sortent des possibilités de datation au ^{14}C . D'après d'autres mesures, les chutes de poussières ont persisté jusqu'à 12-10 000 ans BP formant les loess beiges non altérés. Deux datations TL [5] ont concerné d'une part la base des loess beiges (22 300 BP), en bonne coïncidence chronostratigraphique avec la datation ^{14}C à 20 000 ans portant sur la partie inférieure de ces mêmes loess beiges; d'autre part, dans des loess ocres (35 700 BP), en bonne coïncidence chronostratigraphique par rapport au paléosol daté à 32-27 000 ans.

Le recouvrement chronologique entre deux séries de datations menées indépendamment les unes des autres et suivant deux méthodes différentes assure une fiabilité raisonnable à ce cadre chronologique. Il ne permet pas de suivre sur ces marges du Sahara tunisien certaines restrictions apportées à propos de la confiance à accorder aux datations ^{14}C sur carbonates [18], d'autant plus que notre reconstitution est en accord avec les données radiométriques et palynologiques issues d'autres travaux sur les carottes marines du Golfe de Gabès [19, 17, 15].

Ainsi, le Pléistocène supérieur et le Tardiglaciaire, dans les limites imparties par les méthodes de datation utilisées ici, ont été une période de sédimentation loessique. Il est bien évident que les loess ocres situés sous le paléosol daté à 32-27 000 ans sont plus anciens... ce qui assure, sans plus de précision chronologique, que les conditions favorables à la mise en place des loess se sont présentées à diverses reprises au Pléistocène dans les Matmata. D'autre part, la faible altération des loess beiges et leur fréquente minceur indiquent que la pédogenèse et

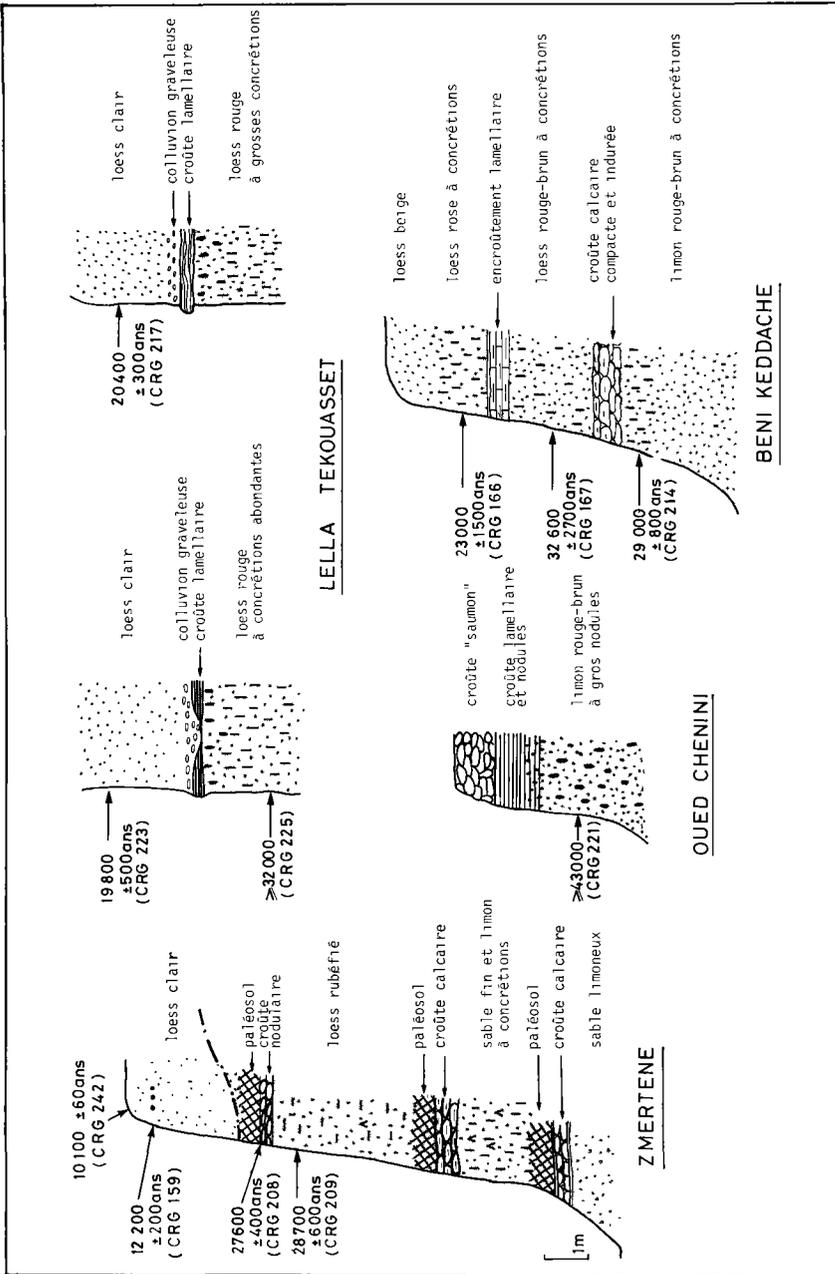


Figure 152. — Position stratigraphique des concrétions datées dans les coupes de loess des Matmata (Oued au nord de Matmata : datation J.C. Fontes; Oued en Négueb : Brosche & Mollé).

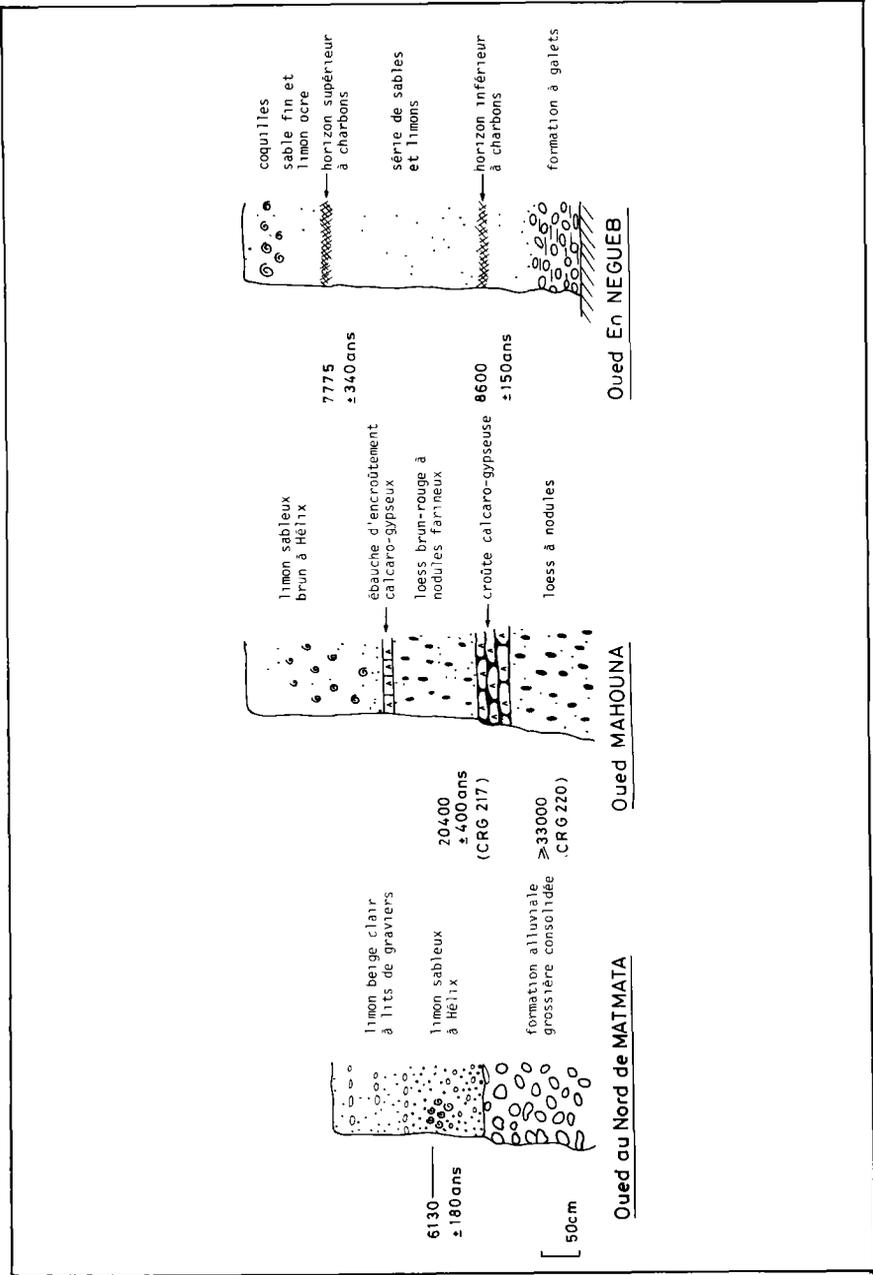


Figure 152 (suite)

le taux de sédimentation se sont atténués au Tardiglaciaire concurremment à une aridification croissante.

La sédimentation tardive de l'Holocène moyen

Comme l'a déjà montré la mise en place des basses terrasses limoneuses, l'Holocène inférieur fut caractérisé dans le Sud-Tunisien, comme dans tout le Sud-Est du Maghreb [11], par une période aride responsable d'une incision des oueds et de la nappe grossière qui tapisse leurs thalwegs. Cette période d'érosion a raviné les loess des Matmata. Ensuite, pendant une courte période à l'Holocène moyen, les conditions climatiques redevinrent plus humides d'où un contexte favorable à une ultime et réduite sédimentation loessique qui explique la mise en place des basses terrasses holocènes dans les vallées des Matmata et de la Djefara. Ce bref épisode loessique a également été identifié dans les coupes de l'Oued el Akarit [20].

La problématique loess péri-désertiques ou loess péri-méditerranéens

À côté des régions classiques de l'Europe du Nord, du Nord-Ouest et de l'Europe centrale où les loess sont bien connus, une autre province, méridionale celle-ci, existe au sein des loess européens, dans diverses contrées bordant la Méditerranée. Or, au Sud de cette mer, comme on vient de le voir, il y a aussi des loess nord-africains. Comparant ces loess de part et d'autre de la Méditerranée occidentale, on peut soit s'interroger sur l'existence d'une province péri-méditerranéenne homogène et originale, soit discuter, au Nord et au Sud de cette mer, cette éventuelle appartenance à une même famille sédimentologique et génétique. Dans cette seconde éventualité, *il faudrait considérer les loess nord-méditerranéens comme un simple faciès régional méridional des loess périglaciaires européens* alors que *les loess nord-africains appartiendraient, sur les marges du désert, à la famille des loess périsahariens* déjà illustrée à l'Est de la Méditerranée par les loess israéliens [21].

Comparaison des loess et dépôts de type loessique de part et d'autre de la Méditerranée occidentale

La localisation

Au Nord de la Méditerranée, en Italie du Nord, les loess ont été étudiés sur les piémonts des Alpes et des Apennins [22,23,24]. Dans la Plaine du Pô, le long des Alpes ou des Apennins, ces loess à faciès frais ou altérés reposent sur des dépôts fluviaux, fluvio-glaciaires et glaciaires. Dès la région de Vérone, en Vénétie, en Istrie et sur les littoraux dalmates, les loess existent aussi sur les plateaux karstiques, parfois dans des sites de grotte et d'abri sous roche. En France méditerranéenne, la plupart des sédiments loessiques voient des terrasses alluviales. Les plus connus sont les loess de la vallée de la Durance [25] mais des couvertures d'ampleur locale ont également été décrites dans d'autres vallées méditerranéennes du Sud-Est de la

France, comme le Var et l'Huveaume [26, 27]. Dans le Nord-Est de l'Espagne, des loess remaniés ont été observés près de Tarragone, Lérida et Gérone [28, 29, 30, 31]. Par ailleurs, il y a des limons éoliens gypsifères dans le bassin de l'Ebre [32]. Des observations ont porté sur des dépôts comparables en Andalousie intérieure et les piémonts et plaines littorales du Levant [33, 28, 29, 34, 30]. Dans la péninsule balkanique, des loess existent le long de l'Adriatique, sur les îles dalmates et autour de Zadar [35, 24]. Ils ont été évoqués sur la Neretva inférieure en Yougoslavie [36] et en Macédoine [28, 29].

Au Sud de la Méditerranée, outre les loess des Matmata, on a évoqué quelques loess aux Canaries. Par ailleurs, nous avons repéré des dépôts limoneux à faciès loessique sur le piémont sud-atlasique du Maroc. Des loess souvent remaniés ont été décrits en Egypte [37], en Libye, en Tripolitaine [38], en Jeffara [39] et dans le Djebel Nefusa [40], dans le prolongement oriental de la région loessique des Matmata.

Les caractères sédimentologiques

Grâce à la *granulométrie* nous voyons que les faciès texturaux de ces loess et dépôts apparentés sont assez divers. Certaines textures à dominante limoneuse sont comparables à celles des loess plus septentrionaux. D'autres montrent une granulométrie plus grossière décalée vers les limons grossiers voire les sables fins. Sur le diagramme triangulaire des textures, la prépondérance des pôles limoneux et sableux s'impose et les proportions en argiles restent assez modestes (Fig. 153). Les loess d'Italie du Nord et les échantillons balkaniques ont une phase limoneuse dominante alors que les loess tunisiens sont plus sableux. Les loess duranciens (France du Sud-Est) et les faciès d'Espagne du Sud paraissent moins homogènes, subdivisés en lots distincts vers chacun des pôles limoneux et sableux. La médiane granulométrique (en Φ) varie entre Φ 5 et 7,5 en Italie, Φ 4 et 6,5 pour la Durance et autour de Φ 4 en Tunisie. La proportion d'argile granulométrique est assez variable suivant le caractère plus ou moins altéré des faciès mais aussi du fait de la finesse éventuelle du matériel-source. Ainsi, la fraction $< 2 \mu\text{m}$ atteint 5-40 % dans les loess italiens, 5-20 % dans les loess duranciens et de 4-25 % dans les loess tunisiens.

Pour la *minéralogie et la chimie des poudres*, les loess, autour de la Méditerranée occidentale, ont pour principal minéral le quartz : 60-70 % en Italie du Nord, 30-80 % en Tunisie. Par ailleurs, les feldspaths atteignent 5-25 % dans ces derniers et, avec la muscovite, ils forment une proportion notable des loess de la Plaine du Pô. Les minéraux lourds (0,5-1,5 % du total) ont des associations significatives de la source sédimentaire des loess : formations fluviales et fluvioglaciales dans la Plaine du Pô; sables dunaires du Grand Erg Oriental pour les loess des Matmata. Pour les loess duranciens, leur cortège est typiquement alpin. La proportion en carbonate de Ca est extrêmement variable dans ces loess. Faible dans les loess frais d'Italie du Nord ($< 5\%$), elle varie entre 10-60 % dans les loess duranciens et 0-70 % dans les échantillons tunisiens. Dans ce dernier cas, on a vu que les plus forts taux de carbonate de Ca correspondaient au B_{Ca} des paléosols. En Espagne, les échantillons de type loessique montrent 40-65 % de $CaCO_3$ et en Grèce du Nord 11 %.

Dans la *minéralogie des argiles*, en Italie du Nord, l'illite (plus abondante sur le piémont alpin) et la vermiculite (plus abondante sur le piémont des Apennins) prédominent avec la chlorite dans les cortèges argileux. Le long de la Durance, 2 associations s'imposent, l'une à

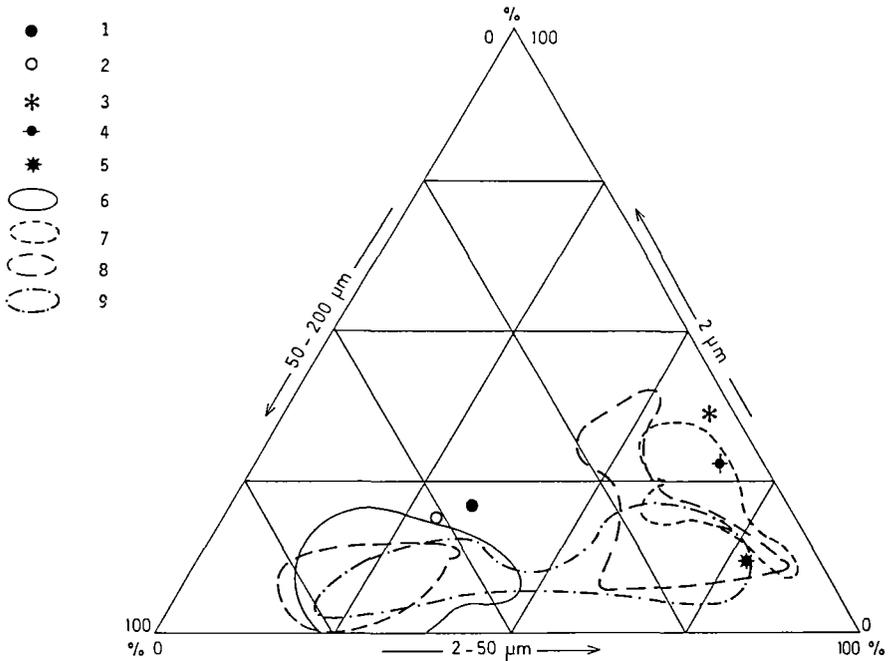


Figure 153. – Distribution granulométrique des loess et dépôts apparentés de part et d'autre de la Méditerranée occidentale d'après divers auteurs : 1) Gabès (Tunisie), 2) Matmata (Tunisie), 3) Grenade (Espagne), 4) Kitros (Grèce), 5) Neretva (Yougoslavie), 6) Matmata (Tunisie), 7) Italie septentrionale et centrale, 8) Espagne de Sud, 9) Durance (France méridionale).

illite+chlorite, l'autre à smectite du fait de 2 sources sédimentaires distinctes. Toutefois, compte-tenu de cette incidence du substrat-source, les cortèges argileux des loess nord-méditerranéens semblent généralement dominés par des espèces habituelles aux domaines frais et tempérés. Au contraire, d'autres espèces argileuses, communes dans les milieux secs et tropicaux, sont fréquentes à côté d'argiles plus ubiquistes dans les loess des Matmata.

Pour la *micromorphologie des grains*, l'observation morphoscopique des grains de loess duranciens a indiqué une bonne conservation du caractère émoissé-luisant hérité du substrat-source, avec une incidence réduite des retouches hydriques ou éoliennes postérieures. D'autre part, l'étude comparée au MEB de grains de quartz de loess péri-désertiques et péri-glaciaires a montré une grande similitude de formes, microfaçonnements et états de surface [41]. La fréquence des cassures et traces de choc attestent dans les 2 cas des effets d'une éolisation de haute énergie lors de la mobilisation initiale des particules. En outre, l'occurrence occasionnelle d'autres traces, hydriques et/ou chimiques, impliquent des histoires pré-déposition-

nelles polygéniques. Mais les effets de l'évolution pédologique et altérologique post-dépositionnelle paraissent assez limités et ne transforment pas profondément les caractères hérités des grains.

Comparaison des mises en place au Nord et Sud de la Méditerranée occidentale

Le cycle sédimentaire des loess

- *la genèse des matériels*

En Espagne, en Yougoslavie et en Grèce, il a parfois été fait allusion à l'origine cryoclastique directe du matériel loessique. Repris par les dynamiques colluviales puis le vent, ce matériel se serait déposé au pied des montagnes où s'exerçaient les processus périglaciaires propices à la fourniture de matériel fin. Toutefois d'une manière générale, au Nord de la Méditerranée, les formations glaciaires et fluvioglaciaires soumises à la déflation éolienne sont la source la plus évoquée du matériel loessique. Tel est le cas dans la plaine du Pô et dans les vallées provençales, Durance et Var par exemple, comme l'attestent cortèges d'argiles et minéraux lourds. Au Sud de la Méditerranée, on ne connaît précisément que l'exemple des Matmata dont les loess sont formés d'un matériel provenant de la comminution des sables dunaires. Selon toute vraisemblance, la source désertique est comparable pour les autres dépôts du même type, en particulier ceux de Libye, où les remaniements hydriques doivent être notables dans la Djéffara, dans le prolongement de la plaine du piémont oriental des Matmata.

- *des sources sédimentaires toujours proches*

Tirant leur provenance des alluvions et des substrats bordant les vallées, les loess nord-méditerranéens sont proches de leur source sédimentaire. Ainsi les loess duranciens sont sub-autochtones. Les loess de la Plaine du Pô sont également voisins de leurs sources fluviales et fluvioglaciaires. Mais la finesse de leur matériel augmente avec leur distance à la source ou quand l'altitude s'accroît. Les loess des îles dalmates (par exemple Susak), éloignés des alluvions padanes, proviennent en fait de la basse plaine alluviale édifiée par le Pô au Nord de l'Adriatique pendant le retrait glacio-eustatique pléistocène. D'autre part, la provenance de certains dépôts éoliens du Levant espagnol depuis le plateau continental exondé a également été envisagée. De même, les loess du Sud-Tunisien sont également très proches du Grand Erg Oriental. Vers l'Ouest des Matmata, leur faciès devient plus gypseux, en relation avec la présence des grands Chotts algéro-tunisiens, et surtout plus sableux avec la proximité croissante des sables dunaires. Ainsi se manifeste une zonation sables/loess déjà soulignée à propos des domaines périglaciaires. On notera de manière générale que la proximité de la source sédimentaire semble être le lot commun de tous les loess puisqu'elle a été établie dans le Nord-Ouest européen [42] et qu'elle apparaît aussi, dans un contexte bien différent, pour les loess du Nigéria au Sud du Sahara.

- *des conditions paléo-environnementales convergentes*

D'après les informations palynologiques, les loess nord-méditerranéens se sont formés dans des paléo-environnements différents de l'actuel, assez secs et surtout plus froids, où une steppe herbeuse à *Artemisia* remplaçait la forêt tempérée ou méditerranéenne actuelle. Lors des pé-

riodes froides du Pléistocène, cette steppe régnait sur les bords de la Plaine du Pô alors qu'une forêt boréale existait au centre de la plaine. De même, les faunules à mollusques steppiques confirment, le long de la Durance, des conditions climatiques plus rudes qu'à l'actuel. En Afrique du Nord, le paléo-environnement contemporain de la chute des poussières était différent de l'actuel. Au Nord de la Tunisie, en Kroumirie, les études palynologiques indiquent la présence de la forêt pendant la dernière grande période froide [43]. On a vu aussi que les analyses isotopiques et la palynologie suggèrent un contexte biogéographique de steppe plus dense que la formation végétale semi-aride éparse actuelle du Sud-Tunisien. De part et d'autre de la Méditerranée, les milieux interglaciaires ont toujours été assez différents, méditerranéen tempéré au Nord, semi-aride chaud au Sud. Mais lors des époques glaciaires du Pléistocène, il y a eu convergence des conditions paléo-environnementales favorables à la sédimentation loessique. En particulier, une steppe dense comparable s'y est développée dans des domaines de transition. Cette formation végétale, piégeant les poussières éoliennes, interdisant leur remobilisation par le vent et freinant leur remaniement syn-dépositionnel par les ruissellements, a permis la mise en place de couvertures de loess sur les deux bordures de la Méditerranée occidentale quand le contexte géographique était localement favorable.

• *la loessification : l'effet de pédogenèses syn- et post-dépositionnelles*

Dans le Nord de l'Italie, des sols isohumiques (chernozem) se sont développés en période interstadiaire un peu favorable à la pédogenèse, après sédimentation des dépôts loessiques. Cela apparaît dans quelques coupes privilégiées où ces paléosols ont été protégés par des dépôts surincombants parfois glaciaires.

Ailleurs, ces sols ont été oblitérés par les pédogenèses postérieures, en particulier d'âge postglaciaire. Aussi, les loess sont parfois altérés en sols polygénétiques hydromorphes où des horizons à fragipan, souvent associés à des artéfacts paléolithiques, indiquent des topographies fossilisées. En Espagne et autour de la Neretva (Yougoslavie), des paléosols (sols bruns calcaires et sols à pseudogley) existent dans les loess, développés sans doute dans des conditions interstadiiaires relativement humides. En Grèce du Nord, des paléosols brun-rouge de type méditerranéen interstratifiés dans les loess traduisent aussi des accroissements d'humidité entre les périodes de précipitation loessique. Des paléosols affleurent aussi dans les coupes de loess des Matmata. Il s'agit de sols steppiques à accumulation carbonatée : sous un horizon plus ou moins rubéfié apparaît un horizon B_{ca} riche en concrétions calcaires et parfois totalement encroûté. Tout au long des coupes est apparue l'évidence d'une altération pédologique syn-dépositionnelle de la chute des poussières, modérée mais constante.

La stratigraphie des loess

Autour de la Méditerranée occidentale, les dépôts de loess et de dépôts apparentés s'insèrent essentiellement dans une stratigraphie courte, limitée au Pléistocène supérieur et au Tardiglaciaire. En effet, les sédimentations antérieures de loess, soumises à une plus longue exposition, ont disparu par érosion. Toutefois, il subsiste des témoins de loess anciens dans un certain nombre de régions où les accumulations éoliennes ont été importantes. En Italie du Nord, les loess sont datés par corrélation avec des dépôts fluviatiles, fluvioglaciaires ou morainiques, grâce au calage chronologique par les méthodes radiométriques et géomagnétiques et par ré-

férence à l'archéologie préhistorique. Si un loess tardiglaciaire existe près de Trente dans les Alpes italiennes, la plupart des loess de la plaine du Pô remontent au Pléistocène supérieur, résultant de sédimentation lors de 2 stades pléniglaciaires différents. Enfin des loess du Pléistocène moyen ont été identifiés sur la marge des Préalpes et sur le piémont des Apennins. Les loess duranciens semblent datés du Pléistocène supérieur, mais certains d'entre eux remonteraient au Pléistocène moyen d'après leurs industries lithiques. Sur le Var inférieur, des loess sont rapportés au Pléistocène supérieur alors que d'autres dépôts sont attribués au Pléistocène moyen ou au Pléistocène supérieur. Dans le Levant espagnol, des limons de type éolien sont datés du Quaternaire ancien à récent sur des arguments géomorphologiques. Enfin, par référence paléopédologique à l'Europe centrale, des loess colluviaux ont été attribués au Pléistocène supérieur près de Grenade et en Catalogne (Espagne), le long de la Neretva (Yougoslavie) et en Grèce du Nord.

Au Sud de la Méditerranée, les seules informations chronostratigraphiques concernent les dépôts des Matmata. Des mesures radiométriques ^{14}C confirmées par des mesures TL montrent que le sommet de la série intermédiaire à paléosols remonte au dernier Pléniglaciaire du Pléistocène supérieur. Des chutes notables de poussière se sont poursuivies jusqu'à la fin du Tardiglaciaire dans une ambiance de sécheresse croissante, responsables des loess beiges supérieurs. Enfin, à l'Holocène moyen, une mince et ultime sédimentation loessique a été remaniée par des processus colluviaux et alluviaux le long des vallées. La base des dépôts des Matmata (partie moyenne et inférieure de la série intermédiaire à paléosols et série des loess ocres), échappant à nos possibilités de datation, est plus ancienne dans le Pléistocène.

Commentaire

Les contextes paléoclimatiques des sédimentations loessiques

Parmi les questions concernant ces loess et dépôts de type loessique de part et d'autre de la Méditerranée occidentale, il faut savoir si les conditions climatiques de leur mise en place au Pléistocène étaient comparables et ce qu'elles étaient par rapport au climat périglaciaire rude du reste de l'Europe ayant régi la sédimentation des loess périglaciaires classiques.

- *un périglaciaire modéré au Nord de la Méditerranée*

En Italie du Nord, la sédimentation loessique a eu lieu pendant des périodes froides et sèches du Pléistocène, sachant que les périodes froides plus humides ont favorisé les manifestations d'un périglaciaire humide et, dans les Alpes méridionales, et sur leur piémont, l'extension considérable du phénomène glaciaire. Compte-tenu de la régression glacio-eustatique de la Mer Adriatique qui accentuait la continentalité, la plaine du Pô devait montrer, pendant ces périodes froides et sèches, des traits climatiques en partie danubiens et, comme dans le Bassin pannonien, les précipitations de loess ont eu lieu. D'un autre côté, il faut limiter à leur juste mesure les effets de ces froids pléistocènes dans les régions peu élevées où sédimentaient les poussières. En effet, dans la plaine du Pô, comme dans les secteurs bas de la France méditerranéenne et de la Péninsule ibérique, les manifestations périglaciaires pléistocènes ont été assez limitées. En particulier, rien n'y indique un pergélisol comme celui qui existait sans doute, même de manière sporadique et discontinue, plus au Nord en Europe.

Aussi les loess nord-méditerranéens se sont déposés dans une ambiance climatique un peu plus clémente que celle où précipitaient les loess plus septentrionaux (Fig. 154).

- *une ambiance pluviale au Sud de la Méditerranée*

En Afrique du Nord, d'après l'exemple des Matmata au Pléistocène supérieur, la sédimentation loessique s'est effectuée dans un climat un peu plus humide qu'à l'actuel, comme l'indiquent steppe dense et légère pédogenèse syn-dépositionnelles. Il s'agissait de conditions pluviales liées au glissement zonal vers le Sud du front polaire et de ses systèmes dépressionnaires d'origine océanique.

- *a-t-il existé une zone de transition ?*

Entre les loess périglaciaires modérés du Nord de l'Italie ou du Sud de la France et les loess péri-désertiques et pluviaux du Sud Tunisien, il faut savoir désormais s'il y a une zone intermédiaire, européenne mais très méridionale, de loess et dépôts proches dont la mise en place aurait été régie par des conditions de type pluvial. Certaines observations faites en Espagne du Sud et peut-être dans le Sud des Balkans le suggèrent. Mais on peut penser que la meilleure transition entre les loess du Nord et ceux du Sud de la Méditerranée occidentale se trouve vers l'extrémité de la Péninsule italienne et en Sicile, sans exclure alors que des poussières sahariennes aient contribué au moins partiellement à la formation de tels dépôts...

Fréquence au Nord et rareté au Sud

En l'état actuel des travaux, la relative fréquence des observations de loess et dépôts apparentés au Nord de la Méditerranée contraste avec leur occurrence occasionnelle, sinon rare, en Afrique du Nord. Ceci peut tenir au développement inégal de la recherche de part et d'autre de la Méditerranée occidentale. Mais, plus fondamentalement sans doute, *les conditions nécessaires à la sédimentation loessique ont été moins bien et moins souvent réalisées au Sud qu'au Nord de la Méditerranée*. En Italie septentrionale, en France méridionale et vraisemblablement dans les autres régions sud-européennes, les zones-sources fournissant des fines étaient plus nombreuses et plus variées au Pléistocène : montagnes méditerranéennes où s'exerçait la gélifraction, vallées et piémonts alpins avec leurs épandages glaciaires, fluvioglaciaires et fluviatiles. De plus, les sites de basses vallées et de piémonts multipliaient la canalisation par le relief de vents locaux, agents favorables à la déflation puis à la sédimentation éoliennes. En Afrique du Nord, sur les marges du Sahara, le contexte était moins propice. La principale source sédimentaire des loess a été le sable dunaire nord-saharien, matériel assez grossier, anciennement épuisé de ses fines qui ne s'y façonnent et renouvellent, on le sait, que lentement. De plus, comme les vents cycloniques soufflaient de secteur Ouest, les poussières mobilisées avaient une trajectoire globalement parallèle au piémont atlasique saharien ce qui était peu favorable au rôle de piège orographique que ce relief aurait pu jouer. Seule à l'Est, l'émergence du plateau transverse des Matmata a offert un obstacle suffisant pour que s'opère la sédimentation éolienne des particules les plus fines triées altitudinalement par l'accroissement du relief.

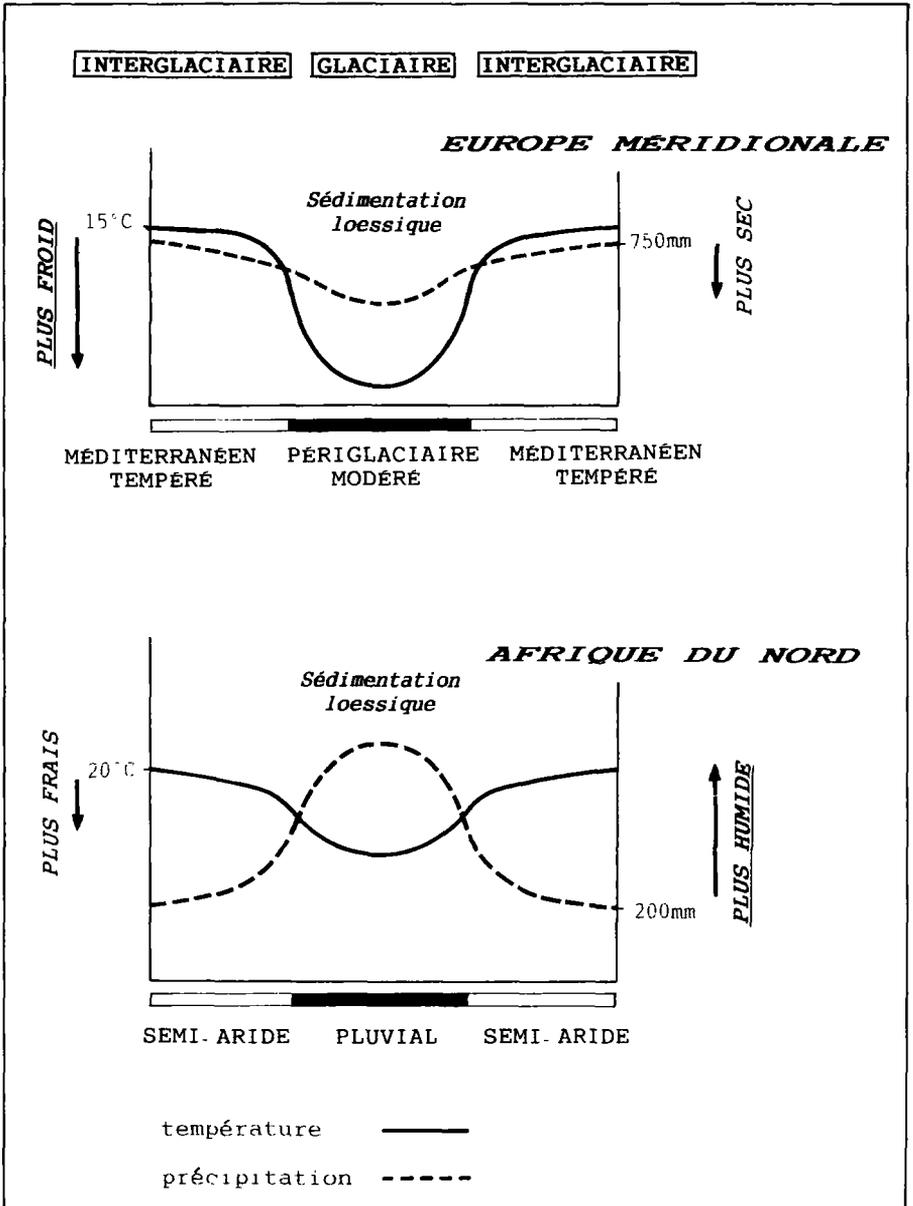


Figure 154. – Comparaison des conditions paléoclimatiques des sédimentations loessiques en Europe méridionale et en Afrique du Nord pendant un cycle théorique glaciaire/interglaciaire.

Dans ces conditions, les régions où il y a eu accumulation de loess péri-désertiques sont vraisemblablement peu nombreuses au Nord de l'Afrique. En définitive *les loess des Matmata résultent d'une convergence certainement exceptionnelle de facteurs favorables* : contexte orographique exposé aux paléovents d'Ouest; proximité d'une grande source sédimentaire, le Grand Erg Oriental; présence d'une steppe dense dans une ambiance pluviale favorable à l'accumulation des poussières et à la pédogenèse syn-dépositionnelle modérée. Ces conditions ont sans doute été imparfaitement ou peu réalisées ailleurs, sauf vraisemblablement en Libye, dans le prolongement des loess des Matmata. Au contraire, *au Nord de la Méditerranée, les accumulations de loess résultent le plus souvent des conditions stationnelles favorables*. Les facteurs géographiques et paléoclimatiques locaux et régionaux y ont été beaucoup plus propices à la formation de dépôts loessiques, parfois restreints, minces et éphémères, mais dont de nombreux témoignages attestent cependant de la fréquence et d'une large répartition à l'échelle régionale.

Au sein des loess, les dépôts des Matmata apparaissent comme un excellent exemple de loess péri-désertiques. Ils tirent cette appartenance de leur localisation géographique en bordure du désert, de l'origine désertique de leur matériel, de conditions de mise en place et de loessification qui ont été contrôlés par les fluctuations paléoclimatiques des marges sahariennes. Par ailleurs, si des convergences paléo-environnementales ont permis des sédimentations loessiques globalement synchrones – pendant les périodes froides du Pléistocène – de part et d'autre de la Méditerranée occidentale, on ne peut pas retenir l'idée d'une famille de loess périméditerranéens, car les loess de la rive septentrionale ont d'indiscutables affinités périglaciaires. Reste à savoir si, plus au Sud en Afrique, il est possible de classer les dépôts des Matmata au sein d'une famille plus large de loess périsahariens [44], mais on y reviendra.

Bibliographie

- [1] Mainguet M. (1980). L'interdépendance des mécanismes éoliens dans les zones arides du Sahara et dans leur marge sahélienne; ses effets sur la propagation de la désertification. *Stuttgart. Geogr. Stud.*, 95 : 107-123.
- [2] Mainguet M., Cossus L. (1980). Desertification indicators in the Sahel of Niger and Upper Volta Methodologies and case studies. in Elmehrik Y. *et al.* Eds. Environment monitoring for the Arab world. *Royal Sci. Soc.*, Amman, Jordanie, pp. 92-122.
- [3] Coudé-Gaussen G., Hillaire-Marcel C., Rognon P. (1982). Origine et évolution pédologique des fractions carbonatées dans les loess des Matmata (Sud-Tunisien) d'après leurs teneurs en ^{13}C et ^{18}O . *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295; 2 : 939-942.
- [4] Coudé-Gaussen G., Olive P., Rognon P. (1983). Datation de dépôts loessiques et variations climatiques sur la bordure septentrionale du Sahara algéro-tunisien. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24; 1 : 61-73.
- [5] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Rapp A., Nihlen T. (1987). Dating of peridesert loess in Matmata, South Tunisia, by Radiocarbon and Thermoluminescence methods. *Z. für Geomorp. NF.*, 31; 2 : 129-144.
- [6] Rognon P. (1987). Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 58 : 11-34.

- [7] Brunnacker K. (1980). Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. in Sarnthein M., Seibold E. and Rognon P. Ed. Sahara and Surroundings Seas. *Palaeocology of Africa*, Balkema, 12, pp. 99-113.
- [8] Rognon P. (1976). Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2-3, 18 : 251-282.
- [9] Rognon P. (1979a). Evolution du relief et paléoclimats depuis 40 000 ans sur la bordure nord du Sahara. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 462 : 205-214.
- [10] Rognon P. (1980). Une extension des déserts (Sahara et Moyen-Orient) au cours du Tardiglaciaire (18000-10000ans BP). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 22; 4-5 : 313-328.
- [11] Rognon P. (1981). Interprétation paléoclimatique des changements d'environnements en Afrique du Nord et au Moyen-Orient pendant les 20 derniers millénaires. *Palaeoecol. of Africa*, 13 : 21-44.
- [12] Rognon P. (1985). Aridification and abrupt climatic events on the Saharan northern or southern margins 20000 years BP to Present. Abstr. NATO NSF Workshop, Biviers 1985, pp. 122-129.
- [13] Rognon P. (1989). Biographie d'un désert. Plon, Paris, 347 p.
- [14] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1988). Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien. *Bull. Soc. géol. France*, 8; 4; 6 : 1081-1090.
- [15] Brun A. (1979). Recherches palynologiques sur les sédiments du Golfe de Gabès : résultats préliminaires. *Géol. Méditerran.*, La Mer Pélagienne, 6; 1 : 247-264.
- [16] Brun A. (1985). La couverture steppique en Tunisie au Quaternaire supérieur. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301; 2; 14 : 1085-1090.
- [17] Brun A. (1988). Paléoflore et paléovégétation en Afrique du Nord au Quaternaire supérieur. *Bull. Soc. géol. France*, 8; 5; 1 : 25-33.
- [18] Causse C, Conrad G., Fontes J.C., Gasse F., Gibert E., Kassir A. (1988). Le dernier «Humide» pléistocène du Sahara nord-occidental daterait de 80-100 000 ans. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306 : 1459-1464.
- [19] Delibrias G., Evin J. (1979). Datations par le radiocarbone des sédiments de la mer Pélagienne. in *Géol. Méditerran.*, La Mer Pélagienne, 6; 1 : 285-289.
- [20] Rognon P., Lévy A., Ballais J.L., Coudé-Gaussen G., Riser J. (1983). Essai d'interprétation des coupes du Quaternaire récent de l'Oued el Akarit (Sud-Tunisien). *Géol. Médit.*, 10; 2 : 71-91.
- [21] Coudé-Gaussen G. (1990). The loess and loess-like deposits on either sides of Western Mediterranean Sea : genetic and paleoclimatic significance. *Quaternary International*, 3, (sous presse).
- [22] Fraenzle O. (1969). Les loess rissiens et wurmiens de l'Italie du Nord. in La Stratigraphie des loess d'Europe. *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, Suppl. : 93-97.
- [23] Cremaschi M. (1987). Paleosols and vetusols in the Central Po Plain (Northern Italy); a study in Quaternary Geology and Soil Development. Thesis, Univ. Amsterdam., Ed. Unicopli, Milano, 306p.
- [24] Cremaschi M. (1987). Loess deposits of the Plain of Po and of adjoining Adriatic basin (Northern Italy). in Pecs M. and French H.M. Eds. Loess and Periglacial Phenomena, Akadémiai Kiado, Budapest, pp. 125-140.
- [25] Dubar M. (1979). Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviales et leur couverture limoneuse en Moyenne Durance. *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, 60; 3 : 109-120.
- [26] Bonifay E. (1965). Stratigraphie des loess anciens et récents dans le Sud-Est de la France. *Bull. Assoc. fr. Et. Quatern.*, 2 : 23-31.
- [27] Julian M. (1980). Les Alpes maritimes Franco-Italiennes; étude géomorphologique. Thèse Univ. Aix-Marseille II, Champion, Paris, 836 p.
- [28] Brunnacker K. (1969). Affleurements de loess dans les régions nord-méditerranéennes. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2; 11; 3 : 325-334.
- [29] Brunnacker K. (1969). Observations en Espagne et en Grèce. in La Stratigraphie des loess d'Europe, *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, Suppl. : 67-69.
- [30] Brunnacker K. (1980). Young Pleistocene loess as an indicator for the climate in the Mediterranean area. in Sarnthein M., Seibold E. and Rognon P. Ed. Sahara and Surroundings Seas. *Palaeocology of Africa*, Balkema, 12 : 99-113.

- [31] Mülcher H.J., Sevink J., Bergkamp G., Jongejans J. (1988). A pedological and micromorphological study on loessial mediterranean deposits near Gerona, NE-Spain. in Abstracts INQUA Comm. Loess INQUA Comm. Paleogeography, Verona, C.N.R. Centr. Stud. Stratigr. Petrogr. Alpi Centr., Milano.
- [32] Bomer B. (1978). Le bassin de l'Ebre et ses bordures montagneuses; étude géomorphologique. Thèse Univ. Caen, 662 p.
- [33] Brunnacker K., Losek V. (1969). Lössorkanmen in Südostspanien. *Z. für Geomorph.*, NF, 13 : 297-316.
- [34] Dumas B. (1977). Le Levant Espagnol; la genèse du relief. Thèse Univ. Paris-Sorbonne, 520p.
- [35] Markovic-Marjanovic J. (1969). Les profils de loess du Bassin pannonic. Région classique du Loess de Yougoslavie. in La Stratigraphie des loess d'Europe, *Bull. Ass. Fr. Et. Quatern.*, Suppl. : 165-170.
- [36] Brunnacker K., Basler D. (1969). La vallée inférieure de la Neretva, Yougoslavie. in La Stratigraphie des loess d'Europe, *Bull. Ass. fr. Et. Quatern.*, Suppl. : 171-172.
- [37] Ali Y.A., West I. (1983). Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess to composition of brines and sediments in northern Egypt. *J. Sed. Petrol.*, 53; 4 : 1151-1168.
- [38] Hey R.W. (1962). The Quaternary and Palaeolithic of northern Libya. *Quaternaria*, 6 : 435-449.
- [39] Schwegler E. (1944). Bemerkungen zum Vorkommen von Loess im libyschen und tunisien gebiet. *Neues Jarhb. Mineral.*, B, 1 : 10-17.
- [40] Despois J. (1935). Le Djebel Nefousa. Paris.
- [41] Coudé-Gaussen G., Balescu S. (1987). Etude comparée de loess périglaciaires et péri-désertiques : premiers résultats d'un examen des grains de quartz au Microscope Electronique à Balayage. in Pecs M. Ed., Loess and Environment. *Catena*, Suppl. 9 : 129-144.
- [42] Lautridou J.P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Lettres Univ. Caen, 908 p.
- [43] Ben Tiba B., Reille M. (1982). Recherches pollen-analytiques dans les montagnes de Kroumirie (Tunisie septentrionale) : premiers résultats. *Ecol. Méditerr.*, 8; 4 : 75-86.
- [44] Coudé-Gaussen G. (1987). The perisaharan loess : sedimentological characterization and paleoclimatical significance. in Pecs M. éd., Studies on the distribution, origin, subdivision of loess and related deposits. *GeoJournal*, Special Issue INQUA Congress Ottawa 1987, 15; 2 : 177-183.

Conclusion Générale

Avant d'aborder le bilan de cette réflexion, d'exposer les questions toujours en suspens et de dégager quelques perspectives de recherche, il faut au préalable souligner qu'on dispose enfin, dans le cadre du Sahara central, septentrional et de ses marges nord-africaines, d'une vision «*en continu*» du cycle éolien des poussières désertiques actuelles et d'une appréciation du rôle considérable, trop longtemps négligé, joué par les poussières dans la sédimentation.

Un bilan

- Parmi les principaux acquis sur le cycle actuel des poussières, il faut retenir au premier chef la diversité des substrats-sources désertiques comme celle des processus de production. D'après cette étude concernant une bonne moitié du plus grand des déserts zonaux, les régions produisant, à des degrés divers, les poussières, occupent une extension considérable au Sahara.

Parmi les substrats producteurs, l'étude détaillée du Nord du Grand Erg Occidental a mis en avant la productivité des *sols pulvérulents*, des *dépôts des paléolacs* et des *alluvions*. Dans divers domaines géographiques, on a aussi valorisé le rôle des *sables désertiques* comme outils ou comme source dans la production des poussières. On connaît désormais la *pellicule rousse*, agent d'érosion, de comminution, de mobilisation puis de libération des particules fines. De même, les *sables dunaires* peuvent intervenir dans l'amenuisement et le façonnement de poussières argileuses ou carbonatées. Grâce aux expériences en soufflerie simulant les processus de libération de fines particules par les *sables quartzeux désertiques*, on a pu établir le rôle de la fragmentation accompagnant la saltation des grains, celui du roulement au sol sur leur abrasion et la fourniture concomitante de poussières quartzueuses.

Pendant longtemps, on a cru que les poussières ne provenaient que des substrats fragilisés par des histoires altérologiques ou pédologiques prédésertiques. Il s'avère que les substrats-sources sont plus variés et que les processus de libération le sont autant, faisant partie d'un véritable système de production *in situ* des poussières désertiques. Pour reconstituer les modalités de fourniture des fines, l'expérimentation est d'un grand intérêt, comme l'a montré la cryoclastie expérimentale et, pour l'étude des autres processus de désagrégation désertique (thermoclastie, haloclastie, ultra-dessiccation...), il reste un large éventail de possibilités de recherche en laboratoire, au-delà des travaux déjà réalisés.

Mais la potentialité théorique d'un substrat ne suffit pas en soi à engendrer la poussière et pour apprécier l'extension et la production des régions-sources sahariennes, il faut tenir compte de l'agent de mobilisation qu'est le vent. Les cartes dressées à l'échelle du Sahara central et septentrional montrent en fait que *la mosaïque de détail des substrats potentiels est en grande partie gommée, lissée si on tient compte du facteur vent*. Sur ces cartes, les grandes régions sources résultent de la conjugaison de substrats particulièrement aptes à produire des fines et de régimes de vent particulièrement aptes à les soulever : le «triangle» de la Baie du Lévrier d'où partent les principales expulsions de poussières vers l'Atlantique en est le meilleur exemple.

L'étude des poussières en vol a impliqué l'examen de leurs particules élémentaires. Sur les plus grossières, les formes et microfaçonnements, souvent hérités de la mobilisation initiale au sol, sont des critères d'identification importants permettant de définir des *traceurs* de la dynamique, voire de la provenance du matériel.

Les poussières locales se trouvent au-dessus du désert. Elles forment un fond nettement local par temps calme, mais les périodes de vents de sable introduisent des traits d'allochtonie minéralogique et chimique. Pourtant, à l'échelle du Sahara central et septentrional, une régionalisation minéralogique des poussières se confirme en liaison avec la constitution minérale des grandes provinces géologiques.

Les poussières proximales atteignent les marges du désert et les *poussières distales* vont au-delà. Elles connaissent un affinement granulométrique et enregistrent à des degrés divers, des modifications imposées par le fond atmosphérique d'accueil, soit volcanique et marin pour les poussières proximales des Canaries, soit marqué par la pollution anthropogénique pour une chute de poussières sur Paris. L'identification de l'origine saharienne, voire de la provenance précise ne peut se faire que grâce aux traceurs minéralogiques et micromorphologiques, surtout si les conditions météorologiques du transport ont été reconstituées.

L'étude du contexte de mobilisation et du transport de poussières sahariennes s'est faite grâce aux informations convergentes des données météorologiques classiques, de l'imagerie satellitaire et des trajectographies des masses d'air. Elle a conclu sur la *variété des situations propices au soulèvement et au déplacement des poussières*. Sur le Sahara, les lithométéores majeurs semblent surtout engendrés par les phénomènes atmosphériques frontaux. Au Nord du désert, un rôle essentiel est joué par les manifestations dépendantes de la circulation cyclonique d'Ouest ou ses interruptions méridiennes. Plus au Sud, les poussières expulsées à grande altitude vers l'Atlantique tropical sont parfois déviées vers le Nord, revenant vers l'Afrique ou partant vers l'Europe.

On perçoit donc l'intérêt de l'étude du *cycle actuel des poussières sahariennes* car il est *la référence, sinon le modèle, pour comprendre la genèse, la provenance, les caractères sédimentologiques et la mise en place des apports éoliens très fins dans la sédimentation passée*.

- Il faut souligner, à propos du second volet de ce diptyque, l'étude de *la contribution des poussières sahariennes aux sédimentations désertiques et péri-désertiques*, une remise en question de bien des idées sur la pédogenèse et l'évolution des formations superficielles dans le domaine saharien et nord-africain.

Très naturellement, l'étude des *poussières déposées* récemment, parfois piégées dans la roche, forme transition entre le thème des poussières en suspension et celui de la contribution

aux sédimentations plus anciennes. Elle souligne l'importance des facteurs d'*allochtonie* et de *position topographique* pour prouver toute contribution de poussières aux sols et sédiments. Les transformations des poussières tombées au sol sont très limitées, mais il apparaît déjà au Sinâï ou dans l'Atakor que le matériel déposé ou piégé a sa propre *dynamique sédimentaire, colluviale ou hydrique*, ne se résumant pas à une seule contamination du support rocheux.

Des apports de *poussières carbonatées* expliquent les *calcitisations et encroûtements* sur substrats non calcaires au Sud-Marocain et aux Iles Canaries orientales. A côté de phénomènes d'*épigénie* où les carbonates se substituent aux minéraux de la roche, il apparaît surtout que ces revêtements carbonatés ont eu un *comportement sédimentaire indépendant* des substrats et que des dynamiques élémentaires de versant (colluvionnement et reptation) contemporaines d'un ruissellement élémentaire, les ont concernés. Les encroûtements, surtout les croûtes zonaires, ont scellé les topographies de versant à la fin de l'accumulation carbonatée éolienne. En effet, dans ces domaines périssahariens nord-occidentaux, *les chutes de poussières carbonatées ont eu lieu au Pléistocène* dans un contexte paléoclimatique sur lequel on reviendra.

Au contraire, la période très récente et actuelle se caractérise dans ces secteurs, en particulier Fuerteventura, par la mise en place de *limons éoliens d'origine saharienne*, en accord avec l'étude des poussières proximales actuelles. De même, les *sols bruns de versant* du Sud-Marocain, dynamiquement et minéralogiquement discordants sur les substrats résultent pour partie de tels apports.

La participation des poussières sahariennes est également certaine dans ce vaste cortège de sols et dépôts désertiques et péri-désertiques des *maaders, takyrs, tirs et sols évaporitiques de sebkhâ*. Mais, dans ces *formations hydro-éoliennes*, l'eau est intervenue pour piéger, concentrer les poussières, voire les transformer par pédogenèse. Il faut souligner, face au «phénomène poussières», le *comportement ambivalent* de ces sols et dépôts : parfois réceptacles, ils sont aussi des émetteurs de poussières. Cette dialectique *zone-puits/zone-source* rend compte d'évolutions géomorphologiques et sédimentologiques complexes bien illustrées par le cas de la Sebkhâ Areg el Markhezen.

Une large étude sédimentologique des *fech-fech* et la mise en évidence de leur distribution régionale au Sahara n'étaient pas faites à ce jour. Dans ces formations superficielles énigmatiques dont la friabilité circonstancielle mais irréversible est le seul point commun, on a aussi reconnu l'indiscutable participation des poussières.

Par rapport à ces sols et dépôts, les loess des Matmata ont évidemment l'originalité d'avoir été exclusivement constitués par les poussières sahariennes. Ils appartiennent donc à la famille des *loess péri-désertiques*. Dotés de nombreux paléosols, ils résultent de poussières issues pour l'essentiel du Grand Erg Oriental au Pléistocène. Leur mise en place s'est effectuée dans un *paléo-environnement pluvial avec un couvert de steppe dense piégeant les poussières et développant une pédogenèse syn-dépositionnelle modérée*.

Ainsi *les poussières sahariennes ont contribué, de manière partielle ou totale, à la formation des sols et dépôts désertiques et péri-désertiques*. Cette participation éolienne avait pu être notée dans certains cas, mais jamais, semble-t-il, on n'avait considéré jusqu'à présent le caractère général et l'*ampleur sédimentologique du phénomène*.

Les problèmes paléoclimatiques et paléogéographiques

• L'un des problèmes les plus intéressants concerne la *signification génétique et climatique différente des apports de poussières sur les confins nord-sahariens, de part et d'autre du Maghreb, au Pléistocène et à l'Actuel*. Au Pléistocène, sur la façade atlantique du Sud-Marocain et à l'Est des Canaries, ont eu lieu des chutes de poussières carbonatées dont témoignent les revêtements carbonatés du massif d'Ifn ou des basaltes de Fuerteventura. Mais à la même époque, de l'autre côté du domaine péri-désertique du Maghreb, des poussières quartzesuses précipitaient en abondance sur le plateau calcaire des Matmata, constituant les loess.

Ces phénomènes apparemment contradictoires relèvent pourtant du même système d'explication climatique : *la descente du front polaire à des latitudes méridionales au Pléistocène froid* [1] et l'influence corrélative de vents turbulents de secteur Ouest sur ces domaines. On sait déjà l'effet de ce contexte paléoclimatique sur la sédimentation loessique du Sud-Tunisien, à partir des poussières quartzesuses prélevées dans le Grand Erg Oriental. Au même moment, la régression glacio-eustatique livrait les carbonates des plates-formes émergées au large du Maroc et Fuerteventura aux mêmes vents d'Ouest qui les saupoudraient sur les versants des reliefs. *Ainsi, sous le même régime de vents d'Ouest, du fait d'une position géographique différente, au vent ou sous le vent du domaine continental, les chutes de poussière ont été, d'origine marine et carbonatées aux confins sud-occidentaux du Maghreb, et d'origine saharienne et quartzesuses à ses confins sud-orientaux.*

Le renversement climatique vers les conditions actuelles s'est aussi traduit par une modification du régime des vents sur ces marges septentrionales du Sahara : si le vent continue à souffler globalement d'Ouest sur les Matmata, sous l'influence des hautes pressions sahariennes, le littoral sud-marocain comme l'archipel des Canaries est désormais soumis, en surface, à l'alizé maritime.

Dans un tel contexte, de manière à nouveau paradoxale, les apports actuels de poussière aux deux régions s'avèrent comparables, modérés et d'origine saharienne... On le comprend bien dans le Sud-Tunisien où les vents continentaux de secteur Ouest apportent des poussières sahariennes, illustrées par les prélèvements de Gabès, mais peu importantes pour la sédimentation.

En revanche, les poussières sahariennes atteignant les Canaries ont été assez abondantes pour créer les limons bruns holocènes et celles chutant sur le Sud-Marocain pour contribuer aux sols brun-rouge de versant. Dans les deux cas, on a d'ailleurs étudié des cas de poussières sahariennes actuelles piégées.

La confrontation de ces deux situations régionales différentes et de leurs effets sur les précipitations actuelles et passées de poussières est intéressante. Elle prouve que *les conditions climatiques actuelles, en situation de moindre compression zonale, permettent des expulsions lointaines de poussières désertiques vers l'Ouest, le Nord et l'Est du Sahara septentrional et au-delà.*

En revanche, *au Pléistocène froid, les conditions paléoclimatiques de compression zonale l'ont interdit.* Les émissions de poussières sahariennes se bloquaient au Nord-Est, sur le relief des Matmata où avaient lieu de forts abats du fait du fort gradient local d'humidité. Au Nord-Ouest, les influences sahariennes étaient annulées sur les Canaries et le Maroc méridional au profit des influences océaniques.

- Une autre question d'ordre paléogéographique concerne les *grands systèmes de terrasses de limons rouges* communs au Maghreb, mais aussi ailleurs au Nord du Sahara, en Libye, en Egypte et Arabie, et autour des massifs centraux. Ces terrasses semblent remanier d'anciennes couvertures éoliennes et, vu la granulométrie des nappes, on peut se demander s'il ne s'agissait pas de limons éoliens, voire de loess.

Cette hypothèse amène à une considération plus générale sur *l'évolution post-dépositionnelle fort différente qu'auraient connue les loess périglaciaires d'Europe et les loess péri-désertiques du Nord du Sahara*. En effet, les loess européens n'ont pas été (jusqu'à présent...) profondément remaniés par les ruissellements et autres processus érosifs. Ils le doivent à une couverture végétale dense (forêt en Europe occidentale et moyenne, prairie à chernozem en Europe orientale) les ayant longtemps protégés et fixés.

Au contraire, le sort des loess péri-désertiques, pour autant qu'ils aient été très développés, a été différent. La fin des conditions pluviales ayant présidé à leur mise en place sous couvert de steppe dense a entraîné leur exposition aux agressions climatiques dues à la raréfaction de la végétation, et donc leur dégradation érosive poussée.

On peut comprendre que des placages minces et discontinus, dans des sites moins favorables qu'aux Matmata, aient été déblayés et leur matériel évacué vers ces nappes limoneuses encadrant souvent les oueds de ces régions. Le cas de la basse terrasse limoneuse des piémonts des Matmata ne le dément pas, bien au contraire.

Les perspectives de recherche

- Ce propos n'a concerné que le Sahara central et septentrional. Des recherches parallèles sur les poussières actuelles et les dépôts éoliens fins peuvent être menées au *Sahara méridional et sur la marge sahélienne*.

Au sujet des *poussières actuelles*, des programmes de recherche vont déjà dans ce sens, afin d'apprécier *l'érosion des terres arables* sous l'effet du vent, avec pour finalité profonde de réfléchir aux relations déjà suggérées entre l'accroissement du *phénomène poussière* et la *désertification sahélienne*.

L'étude de la contribution des poussières aux *sols et formations superficielles* du Sahara méridional et de ses marges présente aussi un grand intérêt. Comme au Nord dans certains dépôts, cette participation n'a été que partielle. On connaît déjà le rôle des *enrichissements en poussières de dunes anciennes stabilisées* [2].

Par ailleurs, il est vraisemblable que des apports de poussières aient joué dans la constitution des *cuirassements* de la zone des savanes.

L'une des perspectives les plus attirantes est évidemment l'étude des *loess au Sud du Sahara*. On s'est déjà interrogé sur cette famille de *loess périsahariens* à laquelle appartiendraient les loess du Nord du désert, tels ceux des Matmata, mais aussi ceux peu connus au Sud, sauf les loess nigériens.

Des loess et dépôts éoliens fins ont été localisés en Afrique tropicale, dans la savane arborée du Sud du Sénégal au Nord du Cameroun [3, 4], mais on sait peu sur leurs caractère, âge et signification paléoclimatique. En revanche, on connaît les loess du Nord-Nigéria, leur âge

récent (fin-pléistocène à holocène) et leur provenance de sources dunaires ou altérologiques proches [5, 6, 7, 8], analogies évidentes avec les loess des Matmata ouvrant à une comparaison essentielle pour mieux préciser la notion de *loess péri-désertique*.

- Cet ouvrage s'est limité à l'étude de la sédimentation des poussières dans les domaines exondés, continentaux voire insulaires. Pourtant, ne tombant pas uniquement sur les terres, *les poussières sahariennes sédimentent aussi dans la mer*. Des recherches très importantes ont déjà concerné la sédimentation marine d'origine saharienne. La question se pose désormais des relations génétiques et chronologiques ayant existé entre les phases de dépôt en mer et à terre, esquisant une problématique générale de *corrélation dépôts continentaux/sédimentation marine* dont on connaît le caractère très actuel dans la recherche pour apprécier l'évolution des climats et des environnements à l'échelle globale.

Dans cet esprit, on a entrepris des recherches sur des échantillons des *carottes marines prélevées dans le Golfe de Gabès* [9] afin d'identifier les apports de poussières sahariennes au domaine marin dans le prolongement de la trajectoire éolienne ayant fourni au Pléistocène les loess des Matmata. Il n'est pas question d'exposer ici ce long travail de sédimentologie marine. Toutefois quelques résultats illustrant clairement la contribution des poussières sahariennes à une *sédimentation marine péri-désertique* recourent ou précisent certains points de vue sur l'évolution des chutes de poussières responsables des loess des Matmata.

Tout au long de ces carottes, le cortège minéralogique «classique» de type saharien se manifeste régulièrement. Le long des carottes, les plus forts taux de quartz coïncident avec une importante fraction sable fin, ce qui évoque le stock grossier du matériel des Matmata. Les microfaçonnements des quartz ne laissent aucun doute sur l'action éolienne antérieure aux remaniements marins, ce qui est confirmé par l'analyse d'images et le traitement par AFC des données morphométriques des particules [10]. Enfin, l'abondance des grains éolisés de palygorskite est un argument supplémentaire [11].

Mais le plus remarquable est la *coïncidence chronologique existant entre les plus forts pics de poussières quartzieuses, dans des niveaux marins bien datés, avec les périodes, elles-mêmes datées, de la pédogenèse des paléosols des Matmata*. Ainsi, une forte chute de poussières a eu lieu à 28 000 ans BP d'après les carottes marines, en concordance chronologique avec la formation d'un des grands paléosols des loess. D'autre part, une autre forte chute est survenue vers 18 000 ans BP, au dernier Pléniglaciaire, là aussi pendant la formation d'un paléosol. Enfin, les poussières sont tombées en abondance à l'Holocène moyen, ce qui conforte l'hypothèse d'une brève sédimentation loessique sur le Sud-Tunisien à cette époque. Cette corrélation entre fortes chutes de poussières sahariennes, enregistrées par les carottes, et constitution de sols dans les loess indique qu'il y a eu des *abats massifs de poussières pendant les périodes un peu plus humides, elles-mêmes favorables à une pédogenèse un peu plus accentuée*. On comprend donc l'intérêt qu'il y a à confronter la sédimentation marine des poussières avec celle du continent proche et à développer cette voie de recherche particulièrement fructueuse.

En définitive, puisque l'étude des *poussières sahariennes actuelles* a permis de définir des critères sédimentologiques permettant d'authentifier leur contribution sédimentaire, l'identification de *poussières sahariennes passées* dans les dépôts désertiques ou péri-désertiques les range parmi les *archives géologiques* les plus intéressantes. Elles permettent non seulement de comprendre la mise en place des dépôts récents voire des sédiments plus anciens, mais

aussi de contribuer à la reconstitution des variations paléoclimatiques et paléo-environnementales du désert et de ses marges et, à travers elles, d'entrevoir les mécanismes d'échelle macro-régionale et globale qui régissent l'évolution du Sahara.

Bibliographie

- [1] Rognon P. (1976). Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2-3; 18 : 251-282.
- [2] Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987). Dépôts quaternaires des déserts chauds et de la zone inter-tropicale. in Miskovsky J.C. Ed., *Géologie de la Préhistoire*. Géopré, Paris, pp. 125-148.
- [3] Michel P. (1973). Les Bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. Mém. ORSTOM, 63; 752 p.
- [4] Maley J. (1980). Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Thèse Sci. Univ. Montpellier, 586 p.
- [5] Falconer J.D. (1911). The Geology and Geography of Northern Nigeria. Mac Millan, London, 286p.
- [6] Bennet J.G. (1980). Aeolian deposition and soil parent materials in Northern Nigeria. *Geoderma*, 24 : 241-255.
- [7] Smith B.J., Whalley W.B. (1981). Late quaternary drift deposits of Northern Central Nigeria examined by scanning electron microscopy. *Catena*, 8 : 345-367.
- [8] McTainsh G. (1984). The nature and origin of the aeolian mantles of central Northern Nigeria. *Geoderma*, 33 : 13-37.
- [9] Burollet P.F., Clairefond P., Winnock E. Eds. (1979). La Mer Pélagienne. Etude sédimentologique et écologique du Plateau tunisien et du Golfe de Gabès. *Géol Médit.*, 6; 1; 345 p.
- [10] Coudé-Gaussen G. (1989). Mise en évidence de poussières éoliennes sahariennes dans les sédiments marins du Golfe de Gabès (Tunisie). Application du traitement numérique d'images à l'analyse morphométrique des particules. in Les littoraux, 2d Forum du Gr. Franç. Géomorph., *Bull. Centre Géomorph.* CNRS-Caen, 36 : 65-67.
- [11] Coudé-Gaussen G., Blanc P. (1985). Présence de grains éolisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédiments récents d'origine désertique. *Bull. Soc. géol. France*, 1; 4 : 571-579.

Annexe méthodologique

La collecte sur le terrain

Les sols et sédiments

Echantillons isolés : double prélèvement en surface et en profondeur pour identification d'éventuelles pédogénèses ou altérations.

Coupes : échantillonnage à intervalles égaux dans les sédiments homogènes ou suivant les niveaux repérés dans les sédiments stratigraphiquement différenciés.

Les poussières

Prélèvements de matériel total (< 2 mm): collectes occasionnelles, fonction des circonstances, à la faveur de vents et tempêtes désertiques (domaines désertiques) ou de chutes de poussières (domaines extra-désertiques).

Prélèvements d'aérosols en suspension

— *filtration totale* par pompe Reciprotor (40 W, débit $1 \text{ m}^3/\text{h}$) avec volume d'air mesuré par volumètre Gallus. *Filtres de type Nucléopore* en polycarbonate (porosité $0,4 \mu\text{m}$) sur porte-filtres soit à poste fixe sur toits d'immeuble ou tours à diverses altitudes, soit itinérants sur mât démontable de 6-9 m.

— *sur filtres totaux de gaze hydrophile* enduite d'huile de silicone (plusieurs épaisseurs entre 2 cadres, 400 cm^2 de surface) adaptés au piégeage de spores et pollen [1]. Filtres placés : 1) en haut d'une tour sur une *girouette porte-filtre* en position verticale face au vent (prélèvement de poussières en suspension) et sur un support horizontal (prélèvement de poussières en fin de chute); 2) embarqués à bord de véhicules sur des mâts de 2 m à l'avant (prélèvement de poussières en suspension) ou à l'arrière (*fluxage*, i.e. prélèvement de poussières remobilisées par les roues illustrant la composition moyenne des poussières déposées au sol) lors d'itinéraires sahariens.

— *par impacteur en cascade* sur des filtres Nucléopore permettant un prélèvement sélectif des particules suivant leur granulométrie. Impacteur monojet à orifice circulaire en nylatron (composé de cinq étages d'impaction et d'un filtre final recueillant les particules non impactées) de type EGAI 80 [2]; efficacité de 50 % pour un débit de 13 l/mn; diamètres aérodynamiques : $> 8,90 \mu$ (1^{er} étage), $8,90\text{-}3,55 \mu$ (2^e), $3,5\text{-}2,10 \mu$ (3^e), $2,10\text{-}1,40 \mu$ (4^e), $1,40\text{-}0,67 \mu$ (5^e) et $< 0,67 \mu$ pour le filtre final.

Les traitements sédimentologiques en laboratoire

Les mesures granulométriques

Les tamisages (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen) : Séchage à l'air des échantillons bruts puis séparation des fractions $> 2 \text{ mm}$ et $< 2 \text{ mm}$ sur passoire à sec (échantillons peu fragiles) ou sous

eau; après prélèvement de 100 g par quartage, lavage des sables peu fragiles sur tamis de 50 μm , séchage à 100 °C puis tamisage sur une colonne de tamis (gamme AFNOR). Pour échantillons fragiles, tamisage tamisé sous eau, séchage à 50 °C et tamisage manuel.

Les méthodes classiques (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen)

— *Pipette Robinson* pour valeurs 2 et 20 μm : préparation préalable (séchage de 20 g de sédiment 2 h à 100 °C puis refroidissement 2 h en dessiccateur; destruction de la matière organique par H_2O_2 technique à 20 volumes sur plaque chauffante; dispersion des colloïdes dans 50 cc de $\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$ à 40 g/l) puis échantillon soumis 12 h à agitateur rotatif. Point 20 μm obtenu à $h = 10$ cm pour t en fonction de 0; point 2 μm obtenu à $t = 7$ h pour h en fonction de 0. Enfin séchage de l'échantillon 12 h à 100 °C, refroidissement 2 h en dessiccateur et pesée sur balance au 0,0001 g.

— *Pipette Andreasen en bain-marie Rivière* (25 °C) pour répartition plus complète des tailles : même préparation que précédemment avec seulement 10 g de sédiment dispersés dans 25 cm^3 de $\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$ à 40 g/l; 9 points entre 0,3 et 22 μm obtenus en 3 jours.

Dans les 2 cas, la fraction > 20 μm récupérée par décantation et siphonnage. Tamisage des sables sur colonne réduite pour 50, 100, 200, 500 μm et 1 mm; sur demande, étude de la fraction 20-50 μm sur tamis 40, 32 et 25 μm . Décarbonatation des sédiments très carbonatés par $\text{HCl N}/10$; élimination de SO_4Ca par lavage à l'eau salée (139 g/l de NaCl).

Le Sedigraph et le Coulter Counter

— *Sedigraph 5000E* (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen) mesurant par un pinceau de RX la concentration des particules en cours de sédimentation, une fonction fondée sur la loi de Stokes permettant d'établir une courbe cumulative suivant les diamètres sphériques équivalents. Préparation des échantillons proche de celle du bain-marie Rivière avec lavage à l'eau déminéralisée suivi d'une centrifugation; dispersion du culot de centrifugation dans 200 ml d'une solution à 0,2 % de tripolyphosphate de Na (TPP) puis mise en agitation 15 heures.

— *Coulter Counter Multisizer à 256 canaux* (Laboratoire de Géodynamique des Milieux Continentaux, Univ. P. et M. Curie Paris) dénombrant les impulsions (variations de potentiel entre 2 électrodes) au passage des particules par l'orifice calibré d'une éprouvette (sonde) plongeant dans un électrolyte contenant le matériel préparé en suspension. Etalonnage de l'appareil, fonction de l'électrolyte, pour déterminer les paramètres électriques correspondant aux volumes des particules à mesurer. Utilisation d'une sonde à 50 μm donnant des mesures très détaillées entre 1-40 μm et d'une sonde à 280 μm élargissant l'investigation jusqu'à 100 μm : courbe unique obtenue par logiciel (Brun-Cottan) «raboutant» les résultats des 2 sondes.

Sédiment brut tamisé à 50 μm . Mélange d'une prise de 0,5 g à 20 mg d'hexamétaphosphate de Na à 5 %; passage 1 mn aux ultra-sons. Ajout d'eau distillée jusqu'à 200 cl. Puis 20 ml d'hexamétaphosphate de Na + 2ml de la solution précédente placés dans l'électrolyte (électrolyte Coultronics ou $\text{H}_2\text{O} + \text{NaCl}$ à 30 g/l, filtrée 2 fois à 0,45 μm).

Les analyses chimiques

Sédiment et matériel total de poussières

— analyses des *éléments majeurs* sur fraction < 2 mm, à la demande sur fraction silteuse (< 63 μm (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen) : broyage des échantillons et tamisage à 200 μm , traitement par gravimétrie pour déterminer taux d'humidité et perte au feu, et doser la silice. Dosage des ions Fe^{2+} , Al^{3+} , Ti^{4+} , NH_4^+ , Cl^- et NO_3^- par colorimétrie, de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{7+} par absorption atomique, et de Na^+ et K^+ par émission de flamme.

— analyses des *éléments-traces* et composition chimique de la fraction < 2 μm (Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, Univ. Strasbourg) faites selon Mosser (1980).

— analyses géochimiques fines de la *fraction argileuse* (Département de Dynamique sédimentaire et structurale, Univ. Lille I) réalisées à la microsonde Camebax.

Aérosols prélevés sur filtres

Traitement par *spectrométrie de fluorescence X* dispersive en longueur d'onde (Laboratoire de Physico-Chimie de l'Atmosphère, Univ. Paris VII) suivant une méthode analytique basée sur la technique des couches minces permettant le dosage des éléments [3].

Les analyses minéralogiques

Sédiment et matériel total de poussières

— *identification des argiles par diffraction des rayons X* sur pâtes orientées (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen) selon la méthode du Laboratoire des sols de l'INRA Versailles : après décalcification et élimination des matières organiques, puis saturation des échantillons en Mg^{2+} , les lames d'argiles sont analysées aux RX sous forme brute (échantillon naturel), soumises aux vapeurs d'éthylène-glycol (échantillon glycolé) et chauffées 4 h à 520 °C. Saturation en K^+ pour les échantillons présentant une raie à 14 Å sur le diffractogramme naturel (distinction smectite/vermiculite). Saturation en Li^+ pour le test Hofmann-Klemen (distinction montmorillonite/beidellite dans les smectites). Analyse du matériel < 2 mm aux RX sous forme de poudres désorientées.

— *identification des argiles par diffraction des rayons X* sur matériel < 40 µm (Laboratoire de Stratigraphie, Univ. P. et M. Curie Paris).

— *identification des argiles par diffraction des rayons X* (Département de Dynamique sédimentaire et structurale, Univ. Lille I) sur matériel total, poudres désorientées selon Debrabant et Chamley [4] et pour fraction argileuse décarbonatée en agrégats orientés selon Holtzapffel [5].

Poussières collectées sur filtres

— *filtres totaux* et *filtres d'impaction* directement placés dans le porte-échantillon du diffractomètre pour identification minéralogique (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen).

— *filtres de gaze hydrophile* (Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, Univ. Strasbourg) : lavage des filtres à l'essence de térébenthine suivi d'une centrifugation, puis 2 à 3 lavages à l'alcool à 90° pour éliminer la térébenthine, enfin 2 à 3 lavages à l'eau distillée; séchage à l'étuve à 50 °C, broyage au mortier d'agate puis préparation pour diffraction des RX du matériel ainsi recueilli.

Détermination de minéraux lourds

Extraction des minéraux lourds (Laboratoire de Géologie, Univ. Libre Bruxelles, Belgique) conformément à Juvigné [6]. Evaluations quantitatives selon Parfenoff *et al.* [7] sur 100 grains par échantillon (Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires, Univ. P. et M. Curie Paris).

L'expérimentation sur les processus

La cryoclastie expérimentale (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen)

Les analyses préalables

Séchage 48 h des échantillons à 50 °C donnant leur poids sec. Immersion progressive des échantillons dans l'eau d'où rapport volume d'eau pénétrant dans le bloc/volume du bloc (*teneur en eau* ou *porosité*)

relative). Immersion sous vide (nécessitée par le piégeage dans certains pores d'air s'opposant à la pénétration de l'eau) donnant la *porosité sous vide*, bonne approche pour des échantillons petits et à pores très fins (cf ceux étudiés) de la *porosité totale*. Calcul du *coefficient d'absorption H* ou *coefficient d'Hirshwald* (rapport porosité relative/porosité totale) proche de 100 % dans la plupart des échantillons, d'où des pores de rayon $0,1 \mu\text{m}$.

Le protocole de gel à -8°C

Photographie des blocs tout au long de l'expérience. Mise en place des échantillons dans des bacs en inox de 30 cm de long, 3 cm de haut et 1 cm de tranche d'eau. Gel à -8°C toutes les 24 heures (protocole de *gel modéré*). Gel et dégel progressifs dans la chambre froide : refroidissement $+15^\circ/-5^\circ\text{C}$ de $4^\circ\text{C}/\text{heure}$; puis $-5^\circ/-8^\circ\text{C}$ de $0,5^\circ\text{C}/\text{heure}$ (car prise en gel de l'eau absorbant la plus grande partie des frigories).

Le wind-tunnel (Laboratoire de Géomorphologie Expérimentale, Univ. Cathol. Leuven, Belgique).

Appareil fabriqué à l'Université de Leuven. Moteur Siemens (type Schrage) d'une puissance de 30 cv. Débit du matériel introduit dans la soufflerie : 18 kg/h. Soufflerie constituée de : 1) *canal inférieur* (longueur utile : 150 cm, largeur : 32 cm, hauteur : 25 cm) en sous-pression; vitesses entre 4,7-33 m/s; hauteur de couche limite 4-5 cm (à la fin du canal le profil de vitesse n'est pas encore en équilibre avec la rugosité du substrat); 2) *canal supérieur* (longueur utile : 700 cm; largeur : 120 cm; hauteur : 60 cm) en surpression; vitesses entre 0,7m-5m/s; en fonction du substrat, hauteur de couche limite maximale 32 cm avec une exponentielle du profil de vitesse de 0,5. Vitesse dans le canal supérieur (V_h), donnée par la formule :

$$V_h = V_b \times 0,118$$

où V_b = vitesse dans le canal inférieur (liée à la rotation du moteur), formule donnant une bonne approximation de la vitesse exacte (comm. orale, D. Goossens).

Les recherches sur l'image

L'étude au Microscope Polarissant (M. Pol.)

Réalisation des lames-minces

— collage et imprégnation des blocs à l'Araldite AY 103 et Durcisseur HY 992 pour les *lames-minces pétrographiques*, ensuite affinées à la rectifieuse jusqu'à 25-30 μm d'épaisseur (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen).

— *lames-minces «mammouths» dans matériaux meubles* (INA Paris-Grignon) : induration par imprégnation sous vide partiel de résines (type polyester) mélangées à des solvants (acétone ou styrène) et à un catalyseur pour amorcer la polymérisation, selon Guilloré [8].

Examen des lames-minces

Observation micromorphologique des lames-minces sur microscope Zeiss et photographie par système photomicrographique Zeiss MC100.

L'étude au microscope électronique à balayage (MEB) couplé à l'analyseur en dispersion d'énergie (EDS)

Examen en microscopie électronique (mené au Laboratoire de Micropaléontologie, Univ. P. et M. Curie Paris) sur appareil Jeol (JSM2), assisté, pour analyse chimique des particules, d'un microanalyseur X à dispersion d'énergie (Ortec) type EEDS II.

Particules montées sur plot

Traitements préalables des particules grossières ($>30\ \mu\text{m}$) : 1) lavage à l'eau déminéralisée puis passage aux ultra-sons (3 mn) pour tenter d'éliminer les particules adhérentes; 2) destruction de la matière organique par H_2O_2 ; 3) pour observation des quartz «sales», traitement à HCl (10 % à froid et/ou à chaud) et souvent à NaOH (0.02N); 4) pour comparaison de loess périglaciaires et péri-désertiques, traitement des quartz à HF (25 %, 30 s) pour détruire la pellicule de surface (pour éliminer l'interférence d'artefacts liés à ces traitements, examen au MEB de témoins non traités). Après examen morphoscopique à la loupe binoculaire, montage des particules grossières une à une sur plot en Cu, métallisation du plot à l'or et examen au MEB.

Poussières sur filtres

Examens MEB/EDS des aérosols recueillis sur filtres après métallisation, soit par observation directe de la totalité du filtre, soit sur portions de filtre montées sur plot à la colle d'argent.

Fourchette des grossissements

Grosses particules : $\times 100 - \times 5000$; microfaçonnements et états de surface des grosses particules : $- \times 100 \times 10000$; poussières sur filtres $\times 100 - \times 40000$ (il est raisonnable de penser qu'au-delà de $\times 50000$ l'image obtenue n'a plus de réalité morphologique du fait des perturbations et artefacts induits du bombardement électronique; aux grossissements plus élevés, il faut s'interroger sur ce qui est «vu» et surtout... sur les interprétations qu'on en donne).

Informations chimiques de l'EDS

Eléments majeurs analysés qualitativement par EDS : Na, Mg, Al, Si, Au, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Cu et Zn, des terres rares ou éléments-traces (tels Va, As, Ba etc...), moins accessibles par l'appareil. Etablissement et photographie sur écran MEB de cartes de répartition d'éléments (tels Fe, Si, Ca, Al etc...).

L'analyse d'images

Etude morphométrique de particules naturelles et expérimentales par traitement d'images (Institut de Géodynamique, Univ. Bordeaux III). Saisie des données sur 3 types d'objet : lames de verre où les particules sont montées une à une sur un adhésif double-face; lames-minces de sédiment contenant des quartz éoliens; images MEB de particules de poussières.

L'appareil et le principe de fonctionnement

Analyseur d'images VICOM par Versados, système d'exploitation du logiciel EXORMACS. Saisie par capteur (caméra numérique, signal électronique), mise sous forme numérique par convertisseur et stockage en mémoire numérique de l'image d'origine optique ou électronique. Puis analyse de l'image : saisie des données, traitement des données et mesure des paramètres morphométriques.

Saisie et le traitement des données

Utilisation des 2 saisies possibles du VICOM : saisie par caméra numérique à partir de négatifs d'images MEB et saisie directe à partir d'un M. Pol. Olympus (calibrage nécessaire suivant l'objectif du microscope). Sur écran 512×512 pixels, saisie des données soit en mesures «champ par champ» (sur ensemble de l'image ou sur fenêtre sélectionnée); soit en mesures «objet par objet» (données d'un objet précis de l'image). Traitement de l'image en 256 niveaux de gris par filtres numériques en vue du *seuillage* correspondant au passage image en niveaux de gris à *image binaire*. Par méthodes de la morphologie mathématique (lissage par *érosion-dilatation*), suppression des artefacts; séparation des grains proches par *segmentation* amenuisant l'enveloppe des grains.

Mesure des paramètres morphométriques

Le programme CYTIX. Analyse «champ par champ» : mesure d'un paramètre donné sur l'ensemble des grains de l'image; analyse «objet par objet» : mesure les uns après les autres de tous les paramètres d'un grain. Sortie sur imprimante en système décimal des mesures réalisées. Sélection indispensable sur listing des particules «valables» (*i.e.* sans artefact) identifiées grâce à leur numérotation sur l'écran. Sur 41 paramètres mesurés sur objet par le programme CYTIX, 6 d'intérêt évident pour caractériser *taille et forme des particules* ont été retenus :

- 1) Surface : le nombre de pixels inscrits dans le contour extérieur de l'objet.
- 2) Périmètre : la longueur du contour intérieur de l'objet.
- 3) Rayon moyen : 2 fois le rapport de la Surface sur le Périmètre.
- 4) Irrégularité : le rapport Périmètre convexe sur Périmètre (plus l'objet sera régulier plus sa valeur se rapprochera de 1).
- 5) Circularité : donnée par l'équation $48 \pi S / P^2$, elle exprime l'écart de l'objet par rapport à un cercle de même surface (cercle = 1).
- 6) Elongation : c'est le rapport du grand axe sur le petit axe de l'objet (cercle ou carré = 1).

La télé-détection et les analyses météorologiques

Observation des images satellites

Dépouillement systématique, au Centre de Météorologie Spatiale (CEMS) de Lannion, des informations complémentaires de satellites géostationnaires et défilants (images pluriquotidiennes de Météosat I et II, Goes-Est et des différents NOAA).

Données météorologiques

— consultation des *Bulletins Météorologiques Européens* (BME) aux différents niveaux barométriques (Surface, 925 ou 850 hPa) offrant une *vue synoptique* du domaine intéressé par l'évènement atmosphérique saharien (champ de pression au sol, en altitude et tracé des fronts atmosphériques; information ponctuelle, malheureusement éparse au Sahara, de l'état de l'atmosphère et de sa visibilité par les symboles S, \$, \$, ∞ etc...).

— consultation des *néphanalyses* quotidiennes (CEMS-Lannion) réalisées à partir des images Météosat, Goes-E et NOAA.

— élaboration de *trajectographies des masses d'air* (Service des Etudes Spéciales de la Météorologie Nationale). Les trajectographies ECMW sont analysées depuis des champs de vents mesurés : reconstitution de la trajectoire suivant le principe que le déplacement instantané de la masse d'air est égal au vecteur vent en son centre; calcul de 5 en 5 mn de ce vent par interpolation linéaire, spatiale et temporelle à partir des champs tridimensionnels de vent, analysés et archivés au Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme de Reading (GB). Le modèle fournit, à différents niveaux barométriques, des trajectoires finissant ou commençant au point géographique demandé.

Le traitement informatique des données

Entrée des données sédimentologiques (granulométrie, composition minéralogique, composition chimique) et morphométriques de l'Analyse d'images (particules naturelles et expérimentales) faite sous Multiplan (Microsoft). Calculs assistés par ordinateur, traitements statistiques, informatiques et sorties graphiques automatiques réalisés au Centre de Calcul de l'Université de Caen. Certains traitements importants ont été «basculés» sur CIRCE (Fig. 154).

Le choix des paramètres

Paramètres sédimentologiques

43 paramètres calculés par échantillon à partir des données analytiques brutes (granulométriques, minéralogiques, chimiques) pour les traitements statistiques assistés par ordinateur.

— *paramètres granulométriques* : 1) *indices granulométriques classiques* (médiane : Md; moyenne : Mz; écart-type : So2; coefficient d'asymétrie : Sk, Skewness; coefficient d'acuité : Kg, Kurtosis; QdΦ) établis pour comparer les matériels et par référence aux travaux antérieurs, tout en les sachant assez mal adaptés aux sédiments très fins; 2) *valeurs en % des classes granulométriques* (argile : < 2µm; limon fin : 2/20µm; limon grossier : 20-50µm; sable fin : 50-100µm; sable grossier : 100-2000µm); 3) *divers rapports entre classes granulométriques* (limon grossier/limon fin : lg/lf; limon/argile : l/ag; argile fine/argile grossière : af/ag).

— *paramètres minéralogiques* : 1) valeurs en % des constituants minéralogiques de la *fraction poudre* (< 2 mm, outre les pourcentages d'argile minéralogique et de CO₃Ca); 2) valeurs en % des constituants minéralogiques de la *fraction argile* (< 2 µm).

— *paramètres chimiques* : valeurs en % des éléments majeurs et de la *perte au feu*.

Les paramètres morphométriques

6 paramètres de l'Analyse d'image (*paramètres de taille* : surface, périmètre, rayon moyen; *paramètres de forme* : circularité, élongation, irrégularité) retenus dans les traitements statistiques assistés par ordinateur sur la morphométrie des particules. Discrimination faite entre les quartz blancs (couleur 0) et les quartz orangés (couleur 1). Conception d'un *programme de corrélation* établissant ou non l'existence de relation entre les paramètres morphométriques, tailles et colorations des grains.

Le seuillage statistique des données

— *seuillage statistique supervisé dans chacun des 43 paramètres sédimentologiques* respectant, sauf cas particulier, le mieux possible le découpage en classes calculé par ordinateur (Tableaux XXXV, XXXVI).

— *seuillage statistique supervisé dans chacun des 6 paramètres morphométriques* différenciant des classes et distinguant les particules en fonction de leur coloration (Tableau XXXVII).

L'Analyse factorielle des correspondances

Principes de l'AFC exprimés dans Benzécri et coll. [9]. Utilisation de la méthode appliquée par Rollan [10]. Traitements informatiques faits au Centre de Calcul de l'Université de Caen suivant le programme ANCORR-201, d'après Yagolnitzer et Tabet, Bibliothèque ADDAD (version 1983).

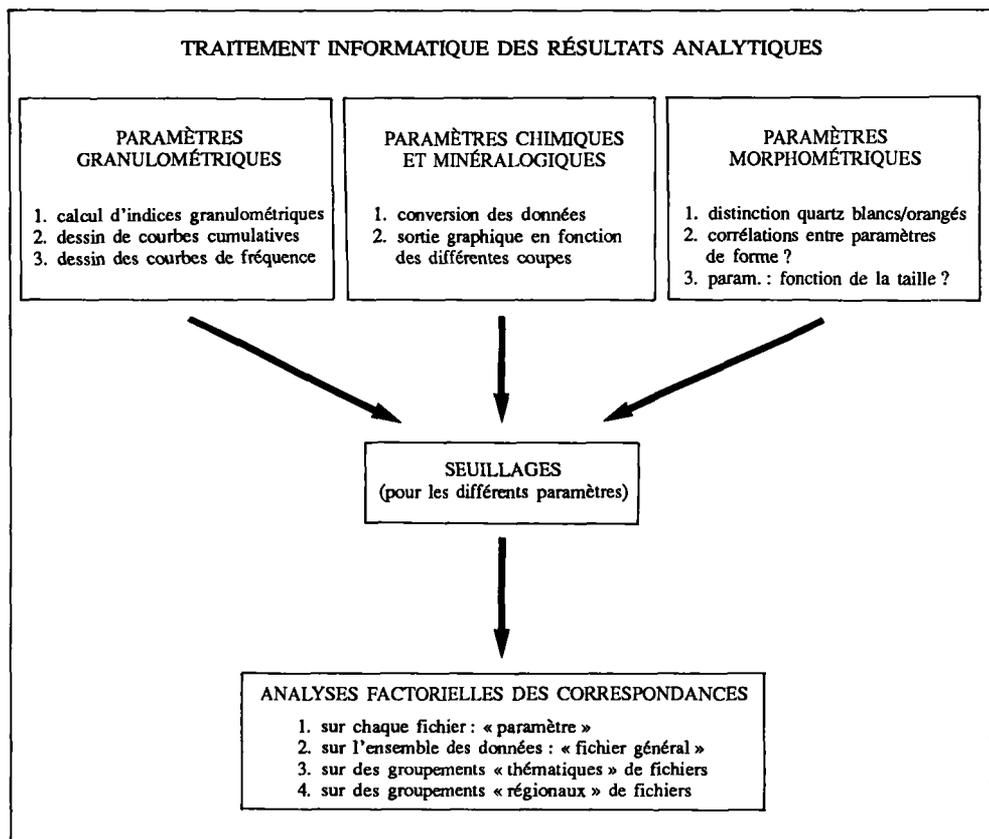


Figure 155. – Organigramme du traitement CAO des données granulométriques, chimiques, minéralogiques et morphométriques.

AFC sur la sédimentologie

Codage préalable de chaque échantillon pour identification lors des dépouillement et interprétation des analyses : 2 lettres (1^{ère} lettre : type de sédiment; 2^e lettre : mission et origine géographique) et 2 chiffres (n° de l'échantillon dans la mission). AFC utilisant les fichiers «granulométrie», «minéralogie des argiles», «minéralogie des poudres», «chimie» et le «fichier général» regroupant les précédents, suivant les caractères et affinités sédimentologiques et/ou régionaux des associations d'échantillons traitées.

AFC sur la morphométrie des particules

AFC utilisant les différents fichiers sur la morphométrie des particules à partir de l'analyse d'images (tenant compte des tailles et colorations) suivant les caractères et affinités sédimentologiques et/ou régionaux des associations d'échantillons traitées.

Tableau XXXV. – Les seuils retenus pour les paramètres granulométriques (indices et rapports)
Granulométrie : fraction inférieure à 2 mm

MD	Md phi (1)	1 (0,2,49)	2 (2,5/3,74)	3 (3,75/4,49)	4 (+ 4,5)
MZ	Mz phi (2)	1 (0,2,49)	2 (2,5/3,74)	3 (3,75/4,49)	4 (+ 4,5)
SO	So2 sorting (3)	1 (0,0,74)	2 (0,75/1,24)	3 (1,25/1,69)	4 (+ 1,70)
SK	Skewness (4)	1 (-0,6/-0,09)	2 (-0,08/+0,14)	3 (0,15/0,29)	4 (+ 0,30)
KG	Kurtosis (5)	1 (0,0,84)	2 (0,85/0,99)	3 (1,1,34)	4 (+ 1,35)
QD	Qd phi (6)	1 (0,0,49)	2 (0,50/0,74)	3 (0,75/1,19)	4 (+ 1,20)
A	% argiles (7)	1 (0,3,49)	2 (3,5/7,49)	3 (7,5/19,9)	4 (+ 20)
LF	% limons fins (8)	1 (0,4,99)	2 (5,9,99)	3 (10/24,99)	4 (+ 25)
LG	% l. grossiers (9)	1 (0,4,99)	2 (5,9,99)	3 (10/19,99)	4 (+ 20)
SF	% sables fins (10)	1 (0,4,99)	2 (5,9,99)	3 (10/49,9)	4 (+ 50)
SG	% s. grossiers (11)	1 (0,4,99)	2 (5,9,99)	3 (10/29,9)	4 (+ 30)
RL	lg/lf (12)	1 (0,0,34)	2 (0,35/0,64)	3 (0,65/1,69)	4 (+ 1,70)
RLA	l/ag (13)	1 (0,7,49)	2 (7,5/12,99)	3 (13/19,99)	4 (+ 20)
RA	af/ag (14)	1 (0,0,01)	2 (0,02/0,49)	3 (0,5/1,99)	4 (+ 2)

(1) médiane : $\frac{\emptyset 16 + \emptyset 50 + \emptyset 84}{3}$; (2) moyenne : $\frac{\emptyset 84 - \emptyset 16}{4} + \frac{\emptyset 95 - \emptyset 5}{6,6}$;
(4) coefficient d'asymétrie : $\frac{\emptyset 16 + \emptyset 84 - 2Md\emptyset}{2(\emptyset 84 - \emptyset 16)} + \frac{\emptyset 5 + \emptyset 95 - 2Md\emptyset}{2(\emptyset 95 - \emptyset 5)}$; (5) coefficient d'acuité : $\frac{(\emptyset 95 - \emptyset 5)}{2,44(\emptyset 75 - \emptyset 25)}$;
(6) Qd phi : $\frac{\emptyset 75 - \emptyset 25}{2}$; (7) argiles : - de 2 µm ; (8) limons fins : 2/20 µm ; (9) limons grossiers : 20/50 µm ;
(10) sables fins : 50/100 µm ; (11) sables grossiers : 100/2 000 µm ; (12) lg/lf : 20-50 µm/2-20 µm ;
(13) l/ag : 2-50 µm/0,3-2 µm ; (14) af/ag : inférieur à 0,3 µm/0,3-2 µm.

Tableau XXXVI. – Les seuils retenus pour les paramètres minéralogiques et chimiques.

Diffraction des RX : fraction poudres, inférieure à 2 mm.

AR	% argiles	1 (absence)	2 (1/2,9)	3 (+ 3)	
Q	% quartz	1 (- 9,9)	2 (10/39)	3 (40/64)	4 (+ 65)
PL	% plagioclases	1 (absence)	2 (1/1,9)	3 (2/4,9)	4 (+ 5)
FK	% feldspaths K	1 (absence)	2 (1/2,9)	3 (3/4,9)	4 (+ 5)
OX	% oxydés	1 (absence)	2 (présence)		
GY	% gypse	1 (absence)	2 (présence)		
AK	% ankérite	1 (absence)	2 (présence)		
CSS	% calcite S.S.	1 (- 9,9)	2 (10/19,9)	3 (20/44,9)	4 (+ 45)
DOL	% dolomite	1 (absence)	2 (1/2,9)	3 (+ 3)	
ARA	% aragonite	1 (absence)	2 (1/9,9)	3 (+ 10)	
CMG	% calcite Mg	1 (absence)	2 (1/19,9)	3 (+ 20)	
CCA	% CO ₃ Ca	1 (- 9,9)	2 (10/29,9)	3 (30/69,9)	4 (+ 70)

Diffraction des RX : fraction inférieure à 2 µm.

KAO	% kaolinite	1 (- 4,9)	2 (5/9,9)	3 (10/14,9)	4 (+ 15)
SME	% smectite	1 (absence)	2 (2/14)	3 (15/39)	4 (+ 40)
IS	% interstratifiés gonflants	1 (absence)	2 (2/19)	3 (+ 20)	
ILL	% illite	1 (- 9,9)	2 (10/14,9)	3 (14/24,9)	4 (+ 25)
CHL	% chlorite	1 (-4,9)	2 (5/9,9)	4 (10/14,9)	4 (+ 15)
IG	% interstratifiés	1 (absence)	2 (présence)		
PAL	% palygorskite	1 (absence)	2 (2/19)	4 (20/39)	4 (+ 40)

Tableau XXXVI. – Suite. Composition chimique : éléments majeurs et perte au feu.

SI	% SiO ₂	1 (- 30)	2 (31/54,9)	3 (55/65)	4 (+ 66)
AL	% Al ₂ O ₃	1 (- 3,5)	2 (3,5/14,9)	3 (5/8)	4 (+ 8,1)
FE	% Fe ₂ O ₃	1 (- 1,49)	2 (1,5/1,99)	3 (2/2,99)	4 (+ 3)
MG	% MgO	1 (- 0,75)	2 (0,76/1,09)	3 (1,10/1,85)	4 (+ 1,86)
CA	% CaO	1 (- 4,9)	2 (5/9,9)	3 (10/24,9)	4 (+ 25)
K	% K ₂ O	1 (- 1,24)	2 (+ 1,25)		
NA	% Na ₂ O	1 (- 0,39)	2 (+ 0,40)		
TI	% TiO ₂	1 (- 0,39)	2 (+ 0,40)		
MN	% MnO	1 (- 0,019)	2 (+ 0,020)		
PF	perte au feu	1 (- 0,49)	2 (5/9,9)	3 (10/19)	4 (+ 20)

Tableau XXXVII. – Les paramètres morphométriques (tailles et formes) des particules.

Surface	Couleur 0	1	< 6 900	Rayon moyen	Couleur 0	1	< 40
		2	7 000 10 500			2	41 50
		3	10 600 15 000			3	51 60
		4	15 100 19 900			4	61 70
		5	20 000 26 900			5	71 80
		6	> 27 000			6	> 81
	Couleur 1	1	< 9 900		Couleur 1	1	< 50
		2	10 000 13 900			2	51 60
		3	14 000 17 900			3	61 69
		4	18 000 21 900			4	70 74
		5	22 000 27 900			5	75 84
		6	> 28 000				
Périmètre	Couleur 0	1	< 319	Circularité	Couleur 0	1	< 0,784
		2	320 399			3	0,785 0,820
		3	400 469			3	0,821 0,845
		4	470 529			4	0,856 0,869
		5	530 629			5	0,870 0,894
		6	> 630			6	> 0,895
	Couleur 1	1	< 379		Couleur 1	1	< 0,790
		2	380 449			2	0,791 0,830
		3	450 499			3	0,831 0,860
		4	500 559			4	0,861 0,880
		5	560 649			5	0,881 0,900
		6	> 650			6	> 0,901
Irrégularité	Couleur 0	1	< 0,960	Elongation	Couleur 0	1	< 1,09
		2	0,961 0,969			2	1,10 1,16
		3	0,970 0,974			3	1,17 1,23
		4	0,975 0,984			4	1,24 1,32
		5	0,985 0,989			5	1,33 1,43
		6	0,990 1,000			6	> 1,44
	Couleur 1	1	< 0,965		Couleur 1	1	< 1,09
		2	0,966 0,970			2	1,10 1,16
		3	0,971 0,980			3	1,17 1,22
		4	0,0091 0,985			4	1,23 1,31
		5	0,986 0,994			5	1,32 1,43
		6	0,995 1,000			6	> 1,44

Bibliographie

- [1] Cour P., Duzer D. (1976). Persistance d'un climat hyperaride au Sahara central et méridional au cours de l'holocène. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* 2 ; 18 : 175-198.
- [2] Bergametti G., Vie Le Sage R., Grubis B., Dulieu B., Elichegaray C. (1983). Relation between particulate concentration in the atmosphere and aerosol collection efficiency. *Environ. Technol. Lett.*, 3 : 297-304.
- [3] Losno R. (1985). Analyse par fluorescence X en couche mince des aérosols atmosphériques. DEA Chimie de la pollution, Univ. Paris-VII.
- [4] Debrabant P., Chamley H. (1982). Influences océaniques et continentales dans les premiers dépôts de l'Atlantique Nord. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 24 : 473-486.
- [5] Holtzapffel T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Publ. Soc. Géol. Nord*, Lille, 12, 136 p.
- [6] Juvigné E. (1974). Un perfectionnement de la méthode de séparation des minéraux denses des loess. *Ann. Soc. géol. Belg.* 97 : 68-70.
- [7] Parfenoff A., Pomerol C., Tourenq J. (1970). Détermination des minéraux en grains. Masson, Paris, 550 p.
- [8] Guilloré P. (1985). Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces. Doc. Ronéot. Inst. Agron. Paris-Grignon, Départ. des Sols. 22 p.
- [9] Benzécri J.P., coll. (1973). L'analyse des données. T.1. La Taxinomie. T.2. Analyse des correspondances. Dunod, Paris, 615 p., 619 p.
- [10] Rollan F. (1979). Types de consommation de l'espace dans le SDAU de l'agglomération bordelaise, à partir de l'analyse des correspondances. Publ. MSHA, Bordeaux, 113 p.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. – Stock potentiel et stock disponible en particules $< 100 \mu\text{m}$ dans les substrats de l'Erg Occidental.

Tableau II. – Les indices granulométriques moyens de la fraction sableuse ($50\text{-}2000 \mu\text{m}$) des substrats du Grand Erg Occidental.

Tableau III. – Les populations granulométriques (μm) des divers substrats du Grand Erg Occidental.

Tableau IV. – Les caractéristiques minéralogiques des sédiments et formations superficielles du Grand Erg Occidental.

Tableau V. – Evolution de la constitution du matériel sableux suivant la taille des grains entre le littoral et les nebkas.

Tableau VI. – Variation de la composition du sable dunaire en fonction de la distance à la source.

Tableau VII. – Le poids des débris après 304, 409 et 814 cycles gel-dégel.

Tableau VIII. – Les protocoles des expériences en wind-tunnel.

Tableau IX. – Les paramètres morphométriques de l'analyse d'images des produits de l'expérimentation en soufflerie et les seuils retenus pour les AFC.

Tableau X. – Les surfaces occupées par les types de substrats au Maghreb et au Sahara septentrional et central.

Tableau XI. – Occurrence des mois où les jours de vent de sable sont les plus nombreux.

Tableau XII. – Classification en ordre croissant des zones-sources productrices de poussières avec les pourcentages et les valeurs absolues des surfaces occupées.

Tableau XIII. – Moyenne et écart-type des paramètres morphométriques de grains de quartz obtenus par analyse d'images.

Tableau XIV. – Les caractères morphométriques, génétiques et minéralogiques des poussières sahariennes.

Tableau XV. – Répartition de la nature minéralogique des grains de poussières en fonction de leur taille.

Tableau XVI. – La minéralogie des argiles et des poudres de poussières locales au Sahara.

Tableau XVII. – Analyse minéralogique des poussières prélevées en décembre 1985 au Nord du Grand Erg Occidental.

Tableau XVIII. – Variations des modes granulométriques des poussières observées au MEB (filtres totaux) et de la concentration en Si.

Tableau XIX. – Le calendrier des échantillons de poussières sur filtres de Béni-Abbès.

Tableau XX. – Comparaison des valeurs moyennes des argiles des poussières prélevées à Béni-Abbès par temps calme et par vents de poussières d'avril 1973 à juin 1974.

Tableau XXI. – Comparaison des valeurs minéralogiques moyennes des poussières venant du Sud prélevées à Béni-Abbès avec celles des poussières de deux transects au Sud de Béni-Abbès.

Tableau XXII. – Les attributions minéralogiques par axes de l'AFC transects.

Tableau XXIII. – Les indices granulométriques de poussières proximales.

Tableau XXIV. – Les différentes contributions aux poussières des Canaries.

Tableau XXV. – Variations mensuelles du nombre de jours d'arrivées de poussières entre 1979 et 1984 à la Martinique.

Tableau XXVI. – Comparaison du nombre mensuel de jours d'expulsions de poussières d'Afrique et d'arrivée de poussières aux Antilles pour 1979.

Tableau XXVII. – La composition minéralogique et chimique des échantillons de la coupe de Souk el Arba n'Sahel.

Tableau XXVIII. – La composition minéralogique et chimique des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des granites du Sud-Marocain.

Tableau XXIX. – La composition minéralogique et chimique des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des roches volcaniques du Sud-Marocain et de Fuerteventura (Iles Canaries).

Tableau XXX. – Répartition des différentes fractions granulométriques au sein du matériel des loess et limons canariens.

Tableau XXXI. – La composition chimique d'échantillons de maaders de diverses provenances.

Tableau XXXII. – Les modes granulométriques des tirs et limons des Doukkala.

Tableau XXXIII. – Les teneurs moyennes en quartz des fech-fech, dans les différents domaines sahariens en fonction des fractions granulométriques.

Tableau XXXIV. – Les seuils des variables des AFC Minéralogie des fech-fech.

Tableau XXXV. – Les seuils retenus pour les paramètres granulométriques (indices et rapports).

Tableau XXXVI. – Les seuils retenus pour les paramètres minéralogiques et chimiques.

Tableau XXXVII. – Les paramètres morphométriques (tailles et formes) des particules.

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1. – Du microscope électronique à balayage à l'imagerie satellitaire : la fourchette des échelles d'approche du «phénomène poussières».

Planche 2. – Les grains de la pellicule rousse observés au MEB.

Planche 3. – Relation entre le degré de rubéfaction des grains de quartz et la teneur en Fe.

Planche 4. – Les paysages de l'Erg Ine Koussamène.

Planche 5. – Evolution dynamique du matériel de l'Erg Ine Koussamène sous l'influence du vent en fonction de la distance à la source et façonnement corrélatif des grains éolisés de palygorskite.

Planche 6. – L'évolution des échantillons 92¹ et 92² à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).

Planche 7. – L'évolution de l'échantillon 90 à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).

Planche 8. – Les particules adhérentes de Si sur une cassure conchoïdale d'un quartz soumis à la gé-lifraction expérimentale.

Planche 9. – Etat initial du matériel soumis à l'expérimentation en soufflerie: microbille de verre, son état de surface au MEB et sa composition chimique à l'EDS.

Planche 10. – La convergence des formes entre les fragments de microbilles de verre issus de l'expé-rimentation et les poussières quartzzeuses désertiques.

Planche 11. – Les microfaçonnements de haute énergie observés sur les fragments de verre issus de l'expérimentation.

Planche 12. – Micro- et méga-quartz (poussières sahariennes prélevées à Fuerteventura, Canaries).

Planche 13. – Les formes quelconques de trois fines particules argileuses (Al, Si, Fe) de poussières sahariennes.

Planche 14. – Cartes de répartition des principaux éléments chimiques de poussières sur filtre (Grand Erg Occidental) et diffractogramme EDS.

Planche 15. – Les particules fines dans les poussières sahariennes (grains de quartz et grains argileux).

Planche 16. – Les particules fines dans les poussières sahariennes (agrégats en chaîne et minéraux di-vers).

Planche 17. – Particule de feldspath potassique altéré.

Planche 18. – Les particules fines dans les poussières sahariennes.

Planche 19. – Les quartz génomorphiques (A) et fragmentés (B) dans les poussières sahariennes.

Planche 20. – Les formes et états de surface des quartz dans les poussières sahariennes.

Planche 21. – Les états de surface d'origine chimique.

Planche 22. – Un dépôt argileux piégé dans une dépression d'un quartz.

Planche 23. – Les minéraux résistants dans les poussières sahariennes.

Planche 24. – Les particules carbonatées dans les poussières sahariennes.

Planche 25. – Les micas et les gypses dans les poussières sahariennes.

Planche 26. – Les grains d'argiles non fibreuses dans les poussières sahariennes.

Planche 27. – Les grains éolisés de palygorskite dans les poussières sahariennes et quelques sédiments péri-désertiques présentés à titre de comparaison.

Planche 28. – Etats de surface des grains éolisés de palygorskite.

Planche 29. – Types de mobilisation de poussières.

Planche 30. – Portion du filtre de poussières prélevées à El Abiodh (Mars 1985) ayant servi à la mesure de la taille des particules.

Planche 31. – Les poussières sur filtres totaux de la campagne d'échantillonnage du 18 au 31 juillet 1985 à Corralejo (Fuerteventura, Canaries).

Planche 32. – Observations au MEB des poussières d'Amiens et de Trappes.

Planche 33. – La «pluie rouge» du 8 novembre 1984 sur Paris.

Planche 34. – Lames-minces observées au M. Pol. de granite encaissant à Sharm ash Shaykh.

Planche 35. – Observations au MEB des poussières piégées de IS 69.

Planche 36. – Observations au MEB des poussières piégées de IS 77.

Planche 37. – Observations au MEB de particules éolisées dans IS 84.

- Planche 38.** – Observations au MEB de particules de poussières piégées dans la fissure ATK 09.
- Planche 39.** – Observations au MEB de particules de poussières déposées dans la niche de névé de l'Illamane.
- Planche 40.** – Lames-minces observées au M. Pol. de sédiments limoneux piégés dans des fissures du basalte de la Culata del Roque.
- Planche 41.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 64.
- Planche 42.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 67.
- Planche 43.** – Lames-minces observées au M. Pol. de la calcitisation pelliculaire IF 91 (A) et pulvérulente IF 69 (B).
- Planche 44.** – Lames-minces observées au M. Pol. des calcitisations IF 68 et IF 69.
- Planche 45.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 79.
- Planche 46.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 51.
- Planche 47.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 61.
- Planche 48.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation diffuse IF 60.
- Planche 49.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 59.
- Planche 50.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la croûte IF 62.
- Planche 51.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 37.
- Planche 52.** – Lames-minces de sables biodétritiques de Fuerteventura observées au M. Pol.
- Planche 53.** – Observations au MEB de quartz et de grains divers prélevés dans les limons de Fuerteventura.
- Planche 54.** – Observations au MEB de grains éolisés de palygorskite prélevés dans les dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Planche 55.** – Encroûtement et paléosols à l'Est de la Montaña Blanca.
- Planche 56.** – Lames minces de maaders marocains observées au M. Pol.
- Planche 57.** – Lame-mince du maader ATK 32 observée au M. Pol.
- Planche 58.** – Lames-minces de maaders des Canaries observées au M. Pol.
- Planche 59.** – Observations au MEB de grains de quartz éolisés des maaders des Canaries.
- Planche 60.** – Lames-minces d'échantillons de la Sebkhá Areg el Markhezen observées au M. Pol.
- Planche 61.** – Les plaisirs du fech-fech...
- Planche 62.** – Etude au MEB du fech-fech de la Koudia d'Idjill.
- Planche 63.** – Etude au MEB du fech-fech FF 01.
- Planche 64.** – Microphotographies au MEB de particules de divers fech-fech.
- Planche 65.** – Quelques paysages des Matmata.
- Planche 66.** – Les coupes de Téchine et de Zmertène.
- Planche 67.** – La fabrique des loess des Matmata.
- Planche 68.** – Les grains de quartz des loess des Matmata et leur pellicule superficielle.
- Planche 69.** – L'attaque chimique d'origine pédologique et le polissage hydrique des grains de quartz des loess des Matmata.
- Planche 70.** – Les grains détritiques des loess des Matmata.

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** – Les régions étudiées et la localisation de l'échantillonnage.
- Figure 2.** – Piémont atlasique et Grand Erg Occidental : localisation et échantillonnage.
- Figure 3.** – Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des sédiments du Grand Erg Occidental.
- Figure 4.** – Quelques exemples de pellicule rousse prélevée dans les dépressions méridionales.
- Figure 5.** – Profil de la dépression d'Hassi Mejna I.
- Figure 6.** – Quelques exemples de pellicule rousse dans les dépressions septentrionales.
- Figure 7.** – La discordance minéralogique de la pellicule rousse sur les sols évaporitiques à Dayet el Mellah.
- Figure 8.** – Le massif dunaire du Cap Sim (Maroc).
- Figure 9.** – L'Erg Ine Koussamène (Nord-Mali).
- Figure 10.** – L'Erg Ine Koussamène : transect ENE-WSW et localisation des échantillons.
- Figure 11.** – Evolution de la minéralogie de l'Erg Ine Koussamène.
- Figure 12.** – Affinement du tri granulométrique du matériel sableux de l'Erg Ine Koussamène.
- Figure 13.** – Accroissement de la proportion des grains de quartz en fonction de la distance parcourue depuis le centre du paléolac.
- Figure 14.** – Limites méridionales des régions où la température du sol peut descendre au-dessous de 0° (d'après Dubief, 1959).
- Figure 15.** – Courbes granulométriques cumulatives des débris libérés par la gélifraction expérimentale pour les échantillons 6 et 90.
- Figure 16.** – Courbes granulométriques cumulatives des débris libérés par la gélifraction expérimentale pour les échantillons 4² et 6 (deuxième expérience).
- Figure 17.** – Schéma du wind-tunnel de l'Université de Leuven.
- Figure 18.** – Sortie graphique du croisement des axes I et II dans l'AFC des expériences 5V et 7G.
- Figure 19.** – Les types de comminution des sables désertiques.
- Figure 20.** – Types de sols et substrats du Maghreb, du Sahara septentrional et central.
- Figure 21.** – Les milieux naturels du Maghreb et du Sahara septentrional et central.
- Figure 22.** – Classification des zones potentielles de fourniture de poussières.
- Figure 23.** – Classification des zones-sources de poussières entre 1925 et 1950.
- Figure 24.** – Les courbes granulométriques cumulatives de trois poussières locales.
- Figure 25.** – Courbes granulométriques cumulatives des poussières prélevées à El Abiodh en mars 1985.
- Figure 26.** – Les populations granulométriques mises en évidence au Coulter dans les poussières locales de Tessalit et du Tanezrouft.
- Figure 27.** – L'évolution de la minéralogie des poudres et des argiles lors de deux transects.
- Figure 28.** – Répartition géographique des groupes d'attributions minéralogiques proposés par l'AFC.
- Figure 29.** – La zonation de la palygorskite et de la smectite dans les poussières du Sahara central et septentrional.
- Figure 30.** – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières proximales prélevées au Maghreb.
- Figure 31.** – L'expulsion de poussières du 6 avril 1984 d'après NOAA 7 et Météosat 2.
- Figure 32.** – La variation de concentration des éléments chimiques (Ca, Si, Al, Fe, Ti, P) des poussières prélevées à Fuerteventura pendant l'épisode du 12 au 19 avril 1984.
- Figure 33.** – Trajectographies commençantes calculées du 6 au 12 avril 1984.
- Figure 34.** – Trajectographies finissantes arrivant au large de Fuerteventura (Canaries) calculées pour le 18 avril 1984.
- Figure 35.** – Trajectographies finissantes pour les deux niveaux barométriques (925 et 850 hPa) calculées du 16 au 31 juillet 1985.
- Figure 36.** – Sectorisation des concentrations des éléments chimiques à partir des trajectographies à 850 hPa.
- Figure 37.** – Sectorisation sur le nord de l'Afrique des concentrations de Si et de S en fonction des trajectographies indiquant une origine africaine.

- Figure 38.** – Taux de recouvrement et taille des poussières prélevées sur filtres totaux du 18 au 31 juillet 1985 à Fuerteventura.
- Figure 39.** – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières distales prélevées en France.
- Figure 40.** – Trajectographie finissante du 4 XI au 8 XI 1984 à 12h TU à 925 hPa reconstituant le trajet de la masse d'air saharien responsable de la "pluie rouge" sur Paris.
- Figure 41.** – Mise en évidence des poussières sahariennes au-dessus de Paris par l'opposition des évolutions de Al (critère crustal) et de Na (critère d'origine océanique).
- Figure 42.** – L'étude séquentielle des constituants minéralogiques des filtrats de la "pluie rouge" du 8 novembre 1984 sur Paris.
- Figure 43.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Vic de Bigorre (26-27 juillet 1983).
- Figure 44.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Montaud (31 mai-1^{er} juin 1983).
- Figure 45.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Oran (25-27 octobre 1987).
- Figure 46.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Trappes-Amiens (7 mai 1988).
- Figure 47.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Paris (5-15 novembre 1984).
- Figure 48.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Poitiers (23 avril 1985).
- Figure 49.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Villefranche sur Mer (3 juillet 1981).
- Figure 49** (suite)
- Figure 50.** – La situation météorologique des vents de sable à El Abiodh Sidi Cheikh (avril 1986).
- Figure 51.** – La situation météorologique de la tempête désertique sur le Tanezrouft (10 décembre 1980).
- Figure 52.** – La situation météorologique des vents de sable du 29 mars au 4 avril 1985 à El Abiodh Sidi Cheikh.
- Figure 53.** – La situation météorologique de la chute de poussières sur Lisbonne et Madrid (20 février 1985).
- Figure 54.** – La situation météorologique de la chute de poussières sur Caen (17 août 1987).
- Figure 55.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries d'avril 1984.
- Figure 56.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries du 12 au 30 juillet 1985.
- Figure 57.** – Déplacement de lithométéores successifs sur l'Atlantique en juin 1979.
- Figure 58.** – Fréquence des lithométéores au large de l'Afrique occidentale en 1979 d'après Goes-Est et Météosat.
- Figure 59.** – Corrélation (?) entre les expulsions de poussières et la cyclogenèse tropicale sur l'Atlantique en 1979 d'après les images de Goes-Est.
- Figure 60.** – Localisation des prélèvements dans la Péninsule du Sinaï.
- Figure 61.** – Les poussières piégées en Sinaï oriental.
- Figure 62.** – Courbes granulométriques cumulatives de poussières piégées en Sinaï oriental.
- Figure 63.** – Localisation des prélèvements effectués dans l'Atakor.
- Figure 64.** – Poussières piégées et limons de l'Atakor.
- Figure 65.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor.
- Figure 66.** – Poussières piégées et limons de l'Atakor : cuvette d'Iteghen.
- Figure 67.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor.
- Figure 68.** – Les poussières piégées dans le cratère de l'Ouksem, sur l'inselberg granitique de l'Ouest du Tché n'Tsita.
- Figure 69.** – Les courbes granulométriques cumulatives des poussières piégées de l'Ouksem et de la surface du Tché n'Tsita (Atakor).
- Figure 70.** – Les poussières piégées à la Culata del Roque (Fuerteventura).
- Figure 71.** – Carte de localisation dans le Sud-Marocain.
- Figure 72.** – La coupe sur granite proche d'Ifni
- Figure 73.** – La coupe sur rhyolite au Sud-Ouest d'Ifni.
- Figure 74.** – Localisation des prélèvements dans le Nord de Fuerteventura.

- Figure 75.** – Calcitisation pelliculaire pénétrant une fissure (TF 72A).
- Figure 76.** – Le versant sur grès précambiens du Massif du Kerdouss.
- Figure 77.** – Un exemple d'encroûtement sur granite à l'Est d'Ifni (Sud-Marocain).
- Figure 78.** – La coupe du col à l'est de Souk el Arba n'Sahel.
- Figure 79.** – La croûte calcaire IF 20. d'après une lame-mince.
- Figure 80.** – Les coupes sur versants dolomitiques de Souk el Arba Irhir Méloulène et de Tizi Micht.
- Figure 81.** – La coupe sur calcaire lacustre à l'ouest de Tiznit et les courbes granulométriques cumulatives de IF 02 et IF 03.
- Figure 82.** – Les valeurs isotopiques des carbonates des sables biodétritiques de plages ou dunes mobiles actuelles de dunes anté-holocènes meubles ou légèrement grésifiées et de croûtes calcaires.
- Figure 83.** – Le cycle des poussières carbonatées dans le Sud-Marocain : production, soulèvement et précipitation des poussières au pléistocène.
- Figure 84.** – Carte des principales formations volcaniques et sédimentaires du nord de Fuerteventura.
- Figure 85.** – Logs pétrographiques des sept sondages.
- Figure 86.** – Trois coupes de sables biodétritiques de Fuerteventura.
- Figure 87.** – La Péninsule de Jandia.
- Figure 88.** – Composition des sables biodétritiques actuels, des sables dunaires consolidés et des limons bruns dans la presqu'île de Jandia (Fuerteventura).
- Figure 89.** – Spectres minéralogiques des poudres de deux échantillons de sable de Fuerteventura.
- Figure 90.** – Variations de la composition minéralogique des sables le long de sondages de Fuerteventura.
- Figure 91.** – Distribution de l'ensemble illite+kaolinite par rapport à la smectite et aux argiles fibreuses dans la fraction argileuse des formations superficielles du nord de Fuerteventura et de la Presqu'île de Jandia.
- Figure 92.** – Le recouvrement des sables et de leur croûte sommitale par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.
- Figure 93.** – Le recouvrement d'une croûte calcaire développée sur substrat volcanique par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.
- Figure 94.** – Les limons à faciès loessique de l'île de Fuerteventura.
- Figure 95.** – Les placages limoneux sur les versants dans l'île de Fuerteventura.
- Figure 96.** – Variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles et la composition chimique des loess de Lajarès.
- Figure 97.** – Les spectres minéralogiques des poudres de trois limons prélevés à Fuerteventura.
- Figure 98.** – Les types de distribution modale dans la granulométrie des limons de Fuerteventura.
- Figure 99.** – Les courbes granulométriques cumulatives des limons à faciès loessique de Fuerteventura.
- Figure 100.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons représentatifs des trois types de limons à distribution modale différente.
- Figure 101.** – La distribution granulométrique-type des différents dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Figure 102.** – La composition chimique moyenne des formations limoneuses de Fuerteventura.
- Figure 103.** – L'indépendance de la composition chimique des dépôts limoneux par rapport aux variations de site et de substrat.
- Figure 104.** – Composition chimique moyenne des divers dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Figure 105.** – Cas de paléosols interstratifiés dans les sables dunaires à Fuerteventura (groupe A).
- Figure 106.** – Cas de paléosols en position superficielle au sommet des coupes à Fuerteventura (groupe B).
- Figure 107.** – Cas de paléosols reposant directement sur le substrat volcanique à Fuerteventura (groupe C).
- Figure 108.** – Les deux cycles de poussière à Fuerteventura.
- Figure 109.** – Le maader Aït Brahim ou Salah.
- Figure 110.** – Courbes granulométriques cumulatives de trois échantillons de maaders de l'Atakor.
- Figure 111.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de maaders des Canaries.
- Figure 112.** – Les courbes granulométriques cumulatives du takyr de la Moon Valley.
- Figure 113.** – Log et composition minéralogique globale de la tranchée de Tnine Rharbia.
- Figure 114.** – Les coupes et l'échantillonnage de la Sebkhia Areg el Markhezen.
- Figure 115.** – Reconstitution de l'évolution de la Sebkhia Areg el Markhezen.

- Figure 116.** – Localisation des prélèvements de fech-fech de la série FF.
- Figure 117.** – Croquis de localisation de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 118.** – Localisation des prélèvements de fech-fech de l'Aïr.
- Figure 119.** – Variations de la proportion des quartz dans les différentes fractions granulométriques des fech-fech du sud au nord de l'Atakor.
- Figure 120.** – Les deux types de courbes granulométriques cumulatives des fech-fech de l'Atakor et de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 121.** – Les courbes granulométriques cumulatives des fech-fech du Tadémaït de l'Aïr.
- Figure 122.** – Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des fech-fech sahariens. A) graphique global, B) population dominante et populations secondaires.
- Figure 123.** – Quelques fech-fech du nord-est de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 124.** – La régionalisation des fech-fech sahariens.
- Figure 125.** – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech SA 22 (première région septentrionale).
- Figure 126.** – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech FF 02 et FF 06 (deuxième région, Tadémaït et Nord-Hoggar).
- Figure 127.** – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech ATK 52, Aïr 30 et MEK 49, (troisième région).
- Figure 128.** – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech MEK 15 (quatrième région).
- Figure 129.** – Localisation des sites de prélèvements dans les Matmata (Sud-Tunisien).
- Figure 130.** – Quelques accumulations de loess sur les hauts versants.
- Figure 131.** – Quelques sites du piémont occidental montrant la transition des loess aux sables.
- Figure 132.** – Le remaniement des loess en terrasses le long des oueds de la Djéffara.
- Figure 133.** – Logs simplifiés des principales coupes de loess des Matmata et essai de corrélation.
- Figure 134.** – Les courbes cumulatives et les indices granulométriques des trois séries de Téchine.
- Figure 135.** – Les distributions granulométriques-types des échantillons de Téchine.
- Figure 136.** – Les variations de la composition chimique dans les fractions < 2 mm, $< 63 \mu\text{m}$ et $< 2 \mu\text{m}$ le long de la coupe de Téchine.
- Figure 137.** – Les variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles le long de la coupe de Téchine.
- Figure 138.** – Les caractéristiques granulométriques de la coupe de Zmertène.
- Figure 139.** – Les variations de la composition chimique dans la fraction < 2 mm le long de la coupe de Zmertène et des coupes de Lella Tekouasset.
- Figure 140.** – Les variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles le long de la coupe de Zmertène.
- Figure 141.** – Comparaison des courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata, des poussières actuelles prélevées à Gabès et des sables du Grand Erg Oriental.
- Figure 142.** – Variation régionale de la médiane granulométrique des loess des Matmata.
- Figure 143.** – La place de loess péri-désertiques dans la classification dynamique des sédiments détritiques en fonction de \bar{X} et N de A. Rivière.
- Figure 144.** – Les variations des teneurs en CaCO_3 dans les coupes de Téchine et Zmertène.
- Figure 145.** – Courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata et des dépôts dérivés.
- Figure 146.** – La basse terrasse et son environnement morphosédimentaire. Schéma théorique.
- Figure 147.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Téchine.
- Figure 148.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Lella Tekouasset.
- Figure 149.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Ouest-Toujane.
- Figure 150.** – Comparaison des valeurs isotopiques des carbonates de la fraction fine et des concrétions des loess des Matmata avec celles d'autres dépôts.
- Figure 151.** – Le modèle sédimentaire des loess péri-désertiques dans le paléoenvironnement pluvial du Pléistocène supérieur des Matmata.
- Figure 152.** – Position stratigraphique des concrétions datées dans les coupes de loess des Matmata.

Figure 153. – Distribution granulométrique des loess et dépôts apparentés de part et d'autre de la Méditerranée occidentale.

Figure 154. – Comparaison des conditions paléoclimatiques des sédimentations loessiques en Europe méridionale et en Afrique du Nord pendant un cycle théorique Glaciaire/Interglaciaire.

Figure 155. – Organigramme du traitement CAO des données granulométriques, chimiques, minéralogiques et morphométriques.

L O U I S - J E A N
avenue d'Embrun, 05003 GAP cedex
Tél. : 92.53.17.00
Dépôt légal : 694 — Septembre 1991
Imprimé en France



SCIENCES EN MARCHÉ

LES POUSSIÈRES SAHARIENNES

CYCLE SÉDIMENTAIRE
ET PLACE DANS LES ENVIRONNEMENTS
ET PALÉOENVIRONNEMENTS DÉSERTIQUES

Universités francophones est la collection de l'Université des Réseaux d'Expressions Françaises (UREF). Cette dernière, qui fonctionne au sein de l'AUPELF comme une Université sans murs, a été choisie par le Sommet des Chefs d'Etat et de Gouvernement des pays ayant en commun l'usage du français comme l'opérateur privilégié du Sommet en matière d'enseignement supérieur et de recherche. Cette collection de manuels universitaires et d'ouvrages de référence s'adresse à tous les étudiants francophones. Elle est appelée à constituer une bibliothèque universitaire en langue française dont les ouvrages sont proposés à des prix modérés.

300,00 FF

80,00 FF — UREF / Prix préférentiel : Afrique, Asie, Amérique du Sud, Haïti

REF 59.4319.6



AUPELF

