

PARTIE II

LE RÔLE DES POUSSIÈRES SAHARIENNES DANS LES SÉDIMENTATIONS DÉSERTIQUES ET PÉRIDÉSERTIQUES

Introduction

Après leur phase de mobilisation et de transport, les poussières désertiques se déposent et participent à la constitution des sols, dépôts et sédiments. Par le passé, une telle contribution a également été importante, parfois massive, au Sahara même et sur ses marges septentrionales où il a été particulièrement possible de l'apprécier.

Quand elle était partielle, cette participation a pu s'adjoindre à d'autres apports, voire s'y diluer de façon telle que l'appréciation du rôle sédimentaire réel joué par les poussières a été fort négligée sinon ignorée jusqu'à présent. Pourtant, les poussières expliquent bien des particularités des sols et sédiments que leur apport a enrichis et modifiés et on peut désormais affirmer qu'elles ont contribué à la plupart des sédimentations désertiques et péri-désertiques. Ainsi les poussières sont intervenues dans la formation de calcitisations et encroûtements discordants sur les substrats non carbonatés, dans celles de limons, de nombreux dépôts hydro-éoliens comme les maaders, takyrs, tirs et sols de sebkha. Elles expliquent bien des caractères énigmatiques des fech-fech. Enfin, quand les conditions locales étaient très favorables à l'accumulation, leur contribution exclusive a été à l'origine de loess péri-désertiques.

Dans tous ces sols, dépôts et sédiments se retrouvent des traits sédimentologiques déjà établis par les développements antérieurs comme critères de l'identification des poussières sahariennes. Ils apparaissent ainsi comme autant d'arguments prouvant la réalité et l'ampleur de cette contribution éolienne fine aux sédimentations désertiques et péri-désertiques.

A

**Les poussières déposées
et le rôle des poussières carbonatées
dans la sédimentation**

9

Du transport à la sédimentation : les poussières déposées

Après leur transport en suspension, les poussières tombent et participent désormais aux sédimentations désertiques et péri-désertiques. Dans une recherche sur l'importance et la nature de cette contribution, *il faut savoir si les caractères sédimentologiques mis en évidence pour les poussières en vol se retrouvent dans les sols et sédiments*. En effet, leur validité comme critères d'éolisation serait remise en cause si une transformation post-dépositionnelle radicale venait à les oblitérer totalement, nuisant à l'identification d'apports de poussières, surtout lors de chutes lointaines où le matériel a nécessairement été dilué dans le reste du sédiment.

Or, dans le *cycle sédimentaire des poussières désertiques*, entre les phases pré-dépositionnelle de transport et post-dépositionnelle d'intégration aux sols et sédiments, la phase des *poussières déposées à la surface du sol* fait transition. Parfois insuffisamment stabilisées sur le support topographique ou du fait de l'insuffisance du couvert végétal, ces poussières remobilisées par les vents désertiques et mêlées aux sables mobiles participent alors à la dynamique de remaniement décrite pour la *pellicule rousse*. Les poussières déposées sont également fréquentes sur les regs dont les couvertures caillouteuses semblent propices à leur immobilisation. Toutefois, la relation entre les poussières et les regs est ambivalente car ces derniers fournissent aussi des poussières, soit par libération lente de particules fines par leur matériel caillouteux, soit par remobilisation de poussières mal stabilisées. Dans un tel contexte, le bilan sédimentaire des poussières est bien délicat à apprécier.

En revanche, les poussières déposées peuvent être aussi retenues dans des *pièges topographiques*, soit par sédimentation éolienne directe soit par concentration depuis les surfaces rocheuses proches. Ces pièges sont divers, souvent de dimension mineure : fissures ouvertes, vasques et cuvettes, accumulations caillouteuses *open-work*, auxquelles s'ajoutent toutes les inégalités topographiques imaginables susceptibles de retenir les poussières.

Dans des régions désertiques et péri-désertiques variées (Sahara central, Sinaï, Sud-Marocain, Canaries), on a examiné et échantillonné des poussières piégées. Malgré la diversité des

contextes géographiques et des substrats, *deux composantes communes* ont toujours authentifié la sédimentation et le piégeage des poussières sur les sites :

— une *situation topographique élevée*, souvent sommitale, excluant tout autre transport des particules fines que le vent. Un autre facteur géographique, l'*insularité*, a la même signification

— une *allochtonie minéralogique* totale ou partielle du matériel éolien par rapport au substrat. Cet argument trouve un renfort précieux dans l'examen de lames-minces au microscope polarisant (M. Pol.) des relations pédologiques et sédimentaires entre matériel éolien et substrat, et dans l'observation au MEB des formes, états de surface et microfaçonnements des particules de poussières.

Les poussières piégées en Sinaï oriental

Sur la côte orientale du Sinaï (Fig. 60), un très fin sédiment jaunâtre et homogène est partout présent dans les fissures de granites et migmatites fortement tectonisés du bord du rift d'Aqaba [1]. D'après la fraîcheur des roches affleurantes et l'effervescence à l'acide de ce matériel limoneux, l'hypothèse d'une altération des parois des fissures est exclue, permettant en premier lieu de retenir le *principe d'allochtonie*. La situation de ce sédiment au sommet d'inselbergs fait éliminer l'éventualité d'un apport autre qu'éolien, conformément au *principe*

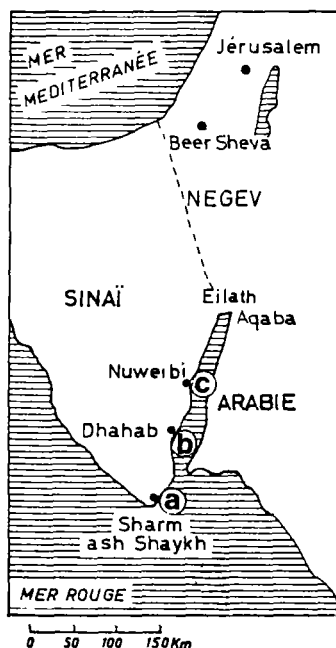


Figure 60. — Localisation des prélèvements dans la Péninsule du Sinaï.

de position géographique élevée. Une explication de ce matériel par des chutes de poussières désertiques paraît s'imposer et ces fissures des granites et migmatites lui ont donc fourni d'excellents pièges topographiques.

Les observations

Le cas de Sharm ash Shaykh

Au Sud de la presqu'île du Sinaï, de petits inselbergs de roche très fissurée (IS69b, 71) dominant la terrasse marine de Sharm ash Shaykh (Fig. 61-A). La surface des pointements est propre mais, dans les fissures, de fins remplissages pulvérulents (couleur 10 YR) se désagrègent si on fracture la roche au marteau (IS 69). Un matériel limoneux (IS 70) se mélange aux gravillons granitiques (IS 70b) dans des creux en contrebas.

Les caractères de la roche encaissante sont induits de l'examen de lames-minces au M. Pol. L'échantillon IS 69b est un granite constitué de 26 % de quartz, 43 % d'orthose perthitique, 29 % de plagioclases, de biotite et de hornblende verte. Les hornblendes sont presque toutes altérées et les clivages marqués de ferruginisations filamenteuses sans doute issues d'un début d'altération des biotites. En lumière normale (LN), les orthoclases ont un aspect moiré avec une perte de biréfringence due, à fort grossissement, à un voile d'altération en petites particules opaques. Les plagioclases ne paraissent pas altérés. L'analyse chimique des IS 69b, IS 71 et des graviers IS 70b confirme ces caractères : fortes proportions en silice (> 70 %), potassium (> 5,4 %) et sodium (> 3,5 %) du granite, mais teneurs infimes en CaO (< 0,6 %).

Pour le matériel limoneux, d'après l'observation micromorphologique au M. Pol., de fines fissures en réseau incomplet s'élargissent sur le bord de la roche (Pl. 34). Etroites, elles sont tapissées de minces ferruginisations noires (quelques dizaines de μm) liées à la libération de fer et de manganèse par altération modérée des biotites. Elargies en cavités vers les bordures, elles ont reçu les produits effondrés et déplacés d'altération des hornblendes voire des biotites. Dans les fissures s'ajoutent des grains de carbonates (taille limon fin/moyen) et quelques quartz anguleux (taille limon moyen/grossier). Ces grains sont plus nombreux vers l'ouverture de la fissure, ce qui est un nouvel argument d'allochtonie. En lame-mince, au contact de la roche (IS 69), un lit de 100 μm d'argile limoneuse carbonatée emboîte des particules 30 μm de minéraux opaques, quartz et fragments ferrugineux. Sur ce lit, vers le centre du remplissage, repose un entassement régulier de carbonates (30 % du mélange), quartz (40 %), feldspaths difficiles à différencier, opaques (10 %), biotite (5 %) et de hornblende fraîche, matériel de taille sable fin. La pellicule d'argile limoneuse pénètre les cavités et les plus larges fissures de la roche, mais les plus grossières particules limoneuses y disparaissent alors au profit de grains n'excédant pas 5-10 μm . Parfois en position de revêtement, ces dépôts cavitaires marrons colmatent le plus souvent les fissures.

Dans la minéralogie des poudres du sédiment limoneux (IS69,70), la richesse en calcite (respectivement 16 et 23 %) et la présence d'ankérite ne peuvent être attribuées à l'encaissant. Dans la minéralogie des argiles, les taux de smectite sont importants (> 60 %) et la kaolinite notable (15 %). D'après les analyses chimiques, le remplissage IS 69 est moins siliceux (SiO_2 : 56 %) que le granite encaissant, mais beaucoup plus riche en Fe_2O_3 (6,4 %), MgO (2,3 %) et CaO (5,6 %). Sa perte au feu est aussi bien plus considérable (7 % contre 0,5). Par

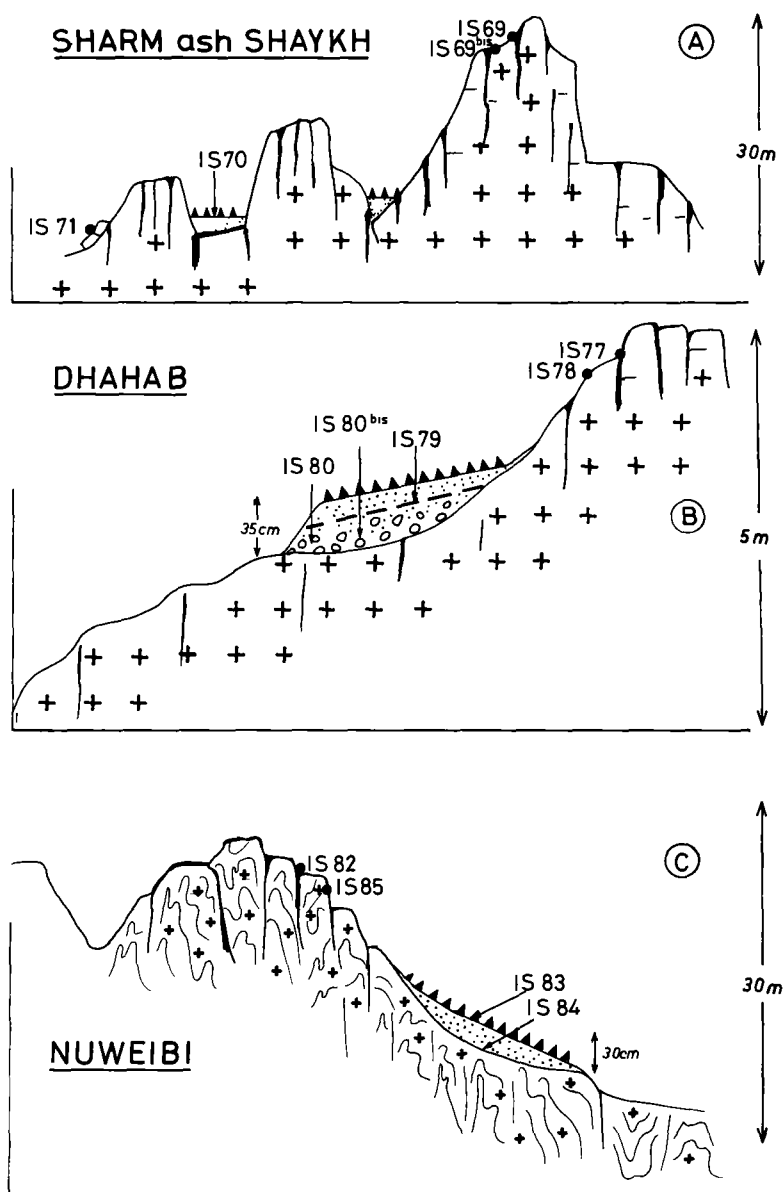


Figure 61. – Les poussières piégées en Sinaï oriental.

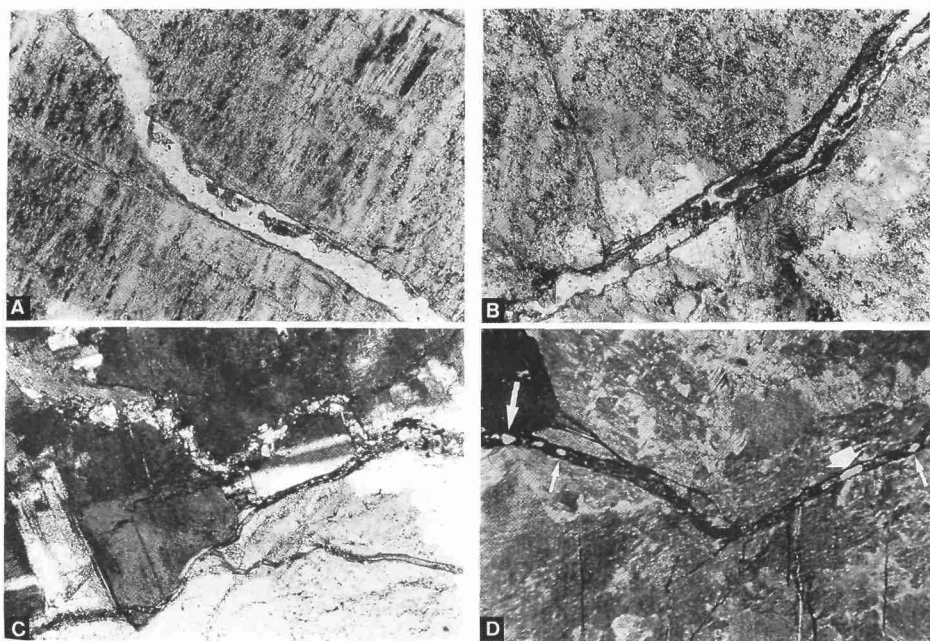


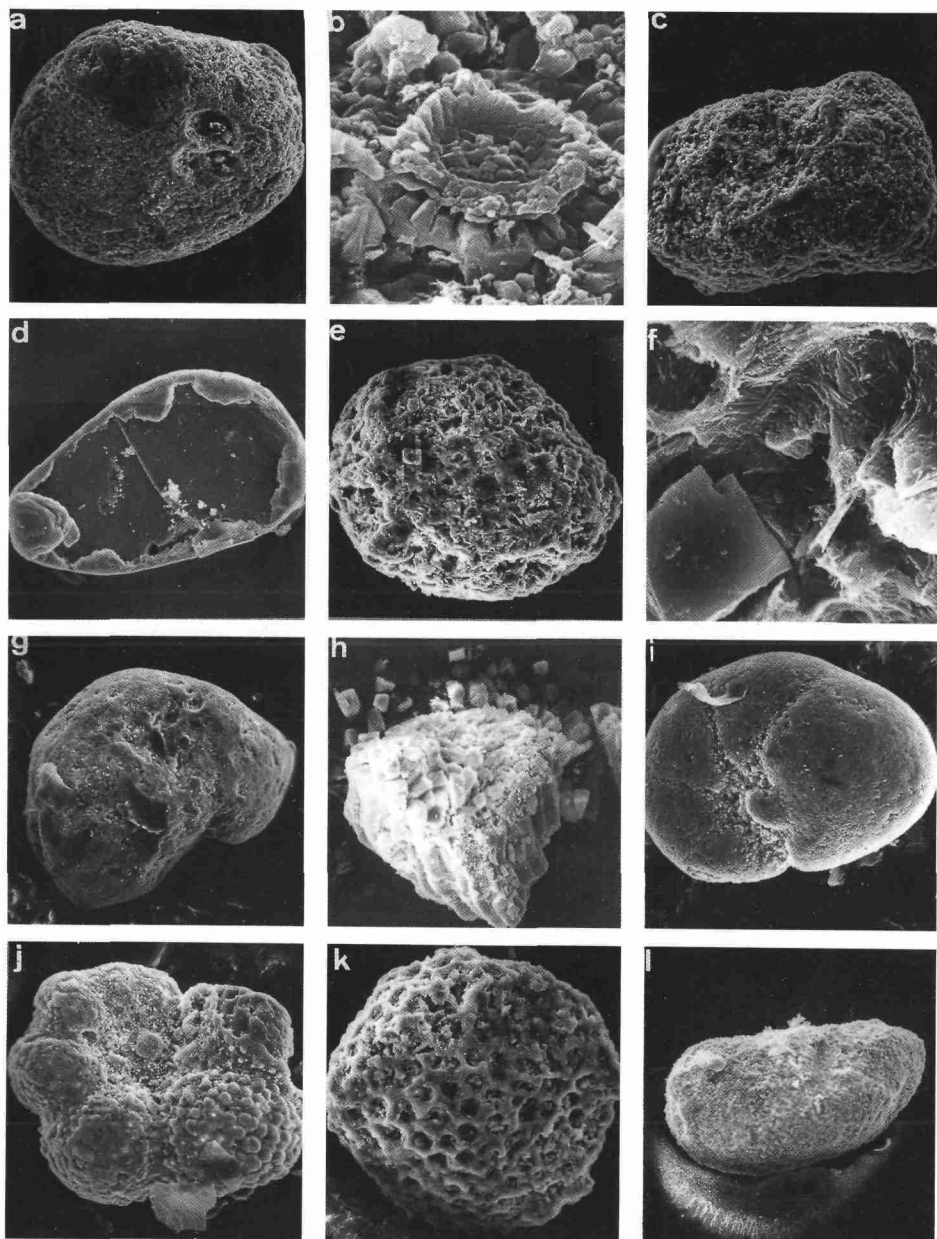
Planche 34. — Lames-minces observées au M. Pol. de granite encaissant à Sharm ash Shaykh : noter les poussières dont les petits quartz blancs piégés dans les fissures (D : flèches).

ailleurs IS 70 s'avère mieux trié que IS 69, ce qui suggère une concentration par ruissellement de poussières déposées sur les surfaces rocheuses voisines (Fig. 62-A).

A l'examen au MEB/EDS du matériel pulvérulent IS 69, grande est la diversité d'éléments étrangers au granite. Même chez ceux qui minéralogiquement pourraient en provenir, les formes et microfaçonnements laissent peu de doute sur une mise en place éolienne. Plusieurs traceurs ont été mis en évidence (Pl. 35) :

- *les traceurs minéralogiques*

La palygorskite, absente des spectres de RX (poudres et argiles), se rencontre dans la fraction 100-200 μm , affichant sa morphologie éolisée bien connue de grains arrondis à fibres superficiellement feutrées (Pl. 35-e). Quelques-uns emballent des rhomboèdres de dolomite (Pl. 35-f). Dans les fissures minces de la roche, les carbonates adoptent la forme de micrite voire de microsparite aciculaire, cristallisation secondaire postérieure à l'apport carbonaté éolien. Dans les fentes plus larges, les carbonates détritiques sont de taille comparable aux autres allochtones et leurs grains polycristallins doivent leur forme arrondie à l'éolisation antérieure. Des associations variées de coccolites se voient en surface (Pl. 35-a,b,c).



D'autres allogènes sont plus occasionnels, grains à dominante de phosphate de Ca, de monazite et parfois de terres rares (Pl. 35-g).

- les traceurs d'origine biologique

De nombreux micro-organismes, aberrants dans un contexte granitique, ne se comprennent que par transport éolien depuis le littoral proche, principalement foraminifères (Pl. 35-i,j) aux tests peu altérés, radiolaires (Pl. 35-k) et ostracodes (Pl. 35-l). On a noté des cellules de *microcodium* (Pl. 35-h).

- les minéraux identiques à ceux du granite

Parmi les quartz du limon pulvérulent, certains proviennent du substrat granitique. Mais beaucoup ont une taille 100-150 μm comparable à celle des allochtones. De même, des feldspaths répondent aux mêmes normes et les micas (surtout biotite) sont abondants dans les fractions 50-100 μm et surtout 100-200 μm (Pl. 35-d), expliquant les teneurs en Fe_2O_3 et MgO supérieures au granite peu riche en biotite. En soi, une telle concentration de micas dans le matériel limoneux serait anormale sans faire appel à la sédimentation par le vent. Au MEB, il y a certes des micas locaux aux paillettes anguleuses et non altérées, mais la plupart ont des caractères micromorphologiques éoliens : traces d'impact, stries sur les feuillets et bords rebroussés.

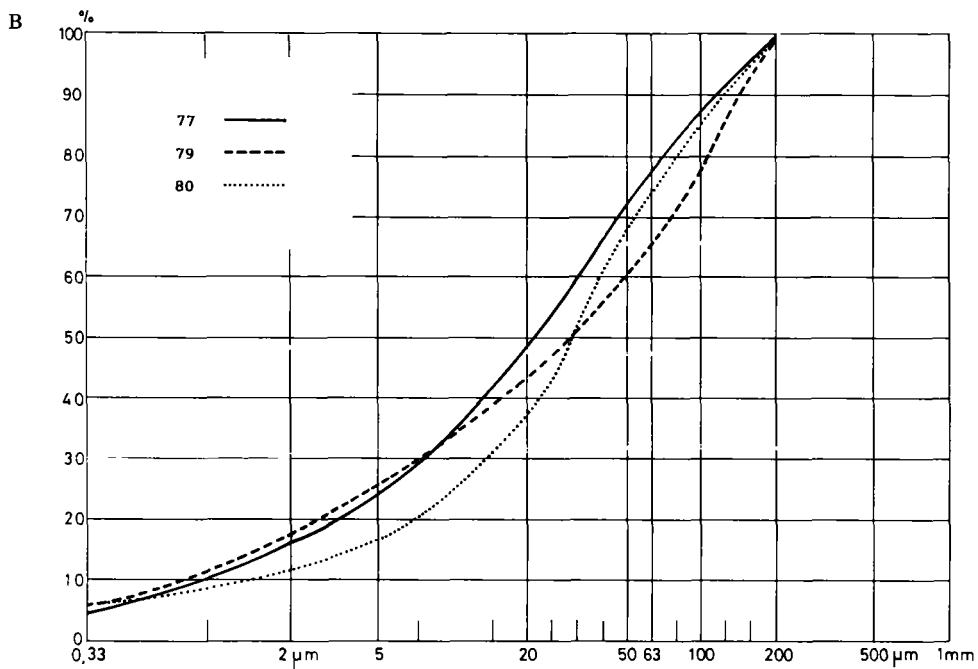
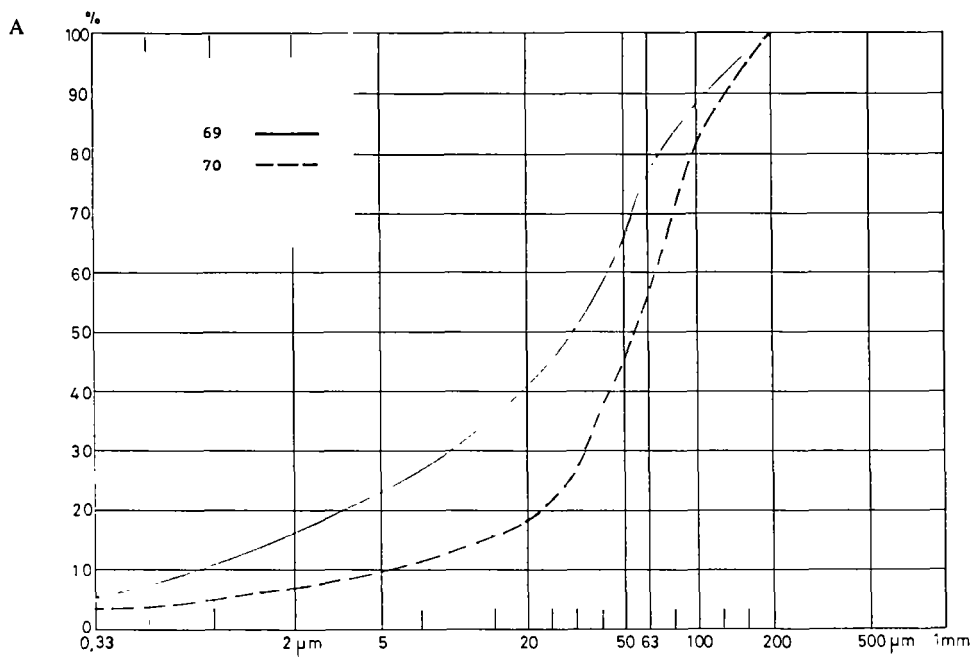
L'exemple de Dhahab

Ce site se trouve 100 km au Nord, à 700 m d'altitude au Nord de Dhahab, après l'embranchement de la piste vers S^{te} Catherine. Les prélèvements ont été effectués sur un piton granitique dominant de 30 m une large dépression sableuse (Fig. 61-B). Un matériel jaune pulvérulent (IS77) est piégé au sommet dans une fissure; IS78 est le granite encaissant. Quelques mètres plus bas sur un replat, s'étend un dépôt caillouteux mélangé à une poudre jaune (IS79) en surface, plus rouge et peu caillouteuse (IS80) dessous. Le tout repose sur un granite altéré où une matrice rougeâtre (IS80b) remplit des poches.

La **roche encaissante**, le granite est formé de quartz (37,5 %), de feldspaths alcalins (39,5 %), de plagioclases (22 %), de quelques opaques, de peu de mica et de traces de hornblende. Les indices d'altération sont comparables à ceux du granite de Sharm ash Shaykh avec une ferruginisation plus marquée. Dans le réseau régulier de microfissures, l'observation au M. Pol. n'a pas révélé d'effondrement de minéraux altérés. La composition chimique confirme la nature siliceuse (SiO_2 : 73 %) et potassique (K_2O : 5,6 %) du granite, sa carence relative en fer et manganèse et l'absence de CaO .

Le **remplissage limoneux des fissures** (IS78) observé en lame-mince, est composé d'argiles souvent non carbonatées, souvent sous forme de revêtements irréguliers. Les carbonates sont

Planche 35. - Observations au MEB des poussières piégées de IS 69. - a) grain roulé de carbonate de Ca, $e = 40 \mu\text{m}$, b) détail du précédent, coccolites, $e = 1,5 \mu\text{m}$, c) grain roulé de carbonate de Ca, $e = 40 \mu\text{m}$, d) paillette de mica à bords rebroussés, $e = 40 \mu\text{m}$, e) grain éolisé de palygorskite, $e = 40 \mu\text{m}$, f) détail du précédent, texture fibreuse et rhomboédre de dolomite, $e = 3 \mu\text{m}$, g) grain de phosphate de terres rares, $e = 40 \mu\text{m}$, h) cellules de *microcodium*, $e = 45 \mu\text{m}$, i) foraminifère, $e = 35 \mu\text{m}$, j) idem, $e = 35 \mu\text{m}$, k) radiolaire, $e = 35 \mu\text{m}$, l) ostracode, $e = 35 \mu\text{m}$.



parfois recristallisés soit en surface du bloc, soit dans les fissures. L'analyse minéralogique des poudres montre la richesse en carbonates (calcite : 20 %; présence d'ankérite) de IS77, à côté de proportions dominantes en quartz (56 %) et notables en plagioclases (12 %) et feldspaths potassiques (7 %). Dans le spectre argileux, la smectite (40 %) domine et les kaolinite (20 %) et palygorskite (20 %) sont abondantes. Dans les analyses chimiques, la silice est plus faible (58 %) et le CaO (6,6 %) plus important que dans le granite. On est frappé par les similitudes chimiques et minéralogiques de ce sédiment pulvérulent avec son homologue de Sharm ash Shaykh (IS69).

L'examen au MEB/EDS de ce remplissage IS77 apporte de nouvelles preuves d'allochtonie, avec les mêmes arguments que ceux de Sharm ash Shaykh (Pl. 36). A côté de fréquents grains phosphatés et grains titanés, on retrouve les grains roulés de carbonate de Ca (Pl. 36-c), quelques foraminifères (Pl. 36-i) et des fragments de chert (Pl. 36-h). Quelques particules éolisées de schistes sédimentaires (Pl. 36-a,b) et d'argiles vermiculitiques (Pl. 36-d,e,f,g) paraissent des observations plus nouvelles.

Dans le **dépôt en contrebas**, par certains traits, l'échantillon graveleux de surface (IS79) s'apparente au remplissage de fissure avec la présence de calcite dans les poudres et, à moindre degré, les palygorskite et kaolinite dans la phase argileuse. Mais, si le quartz (37 %) est moins

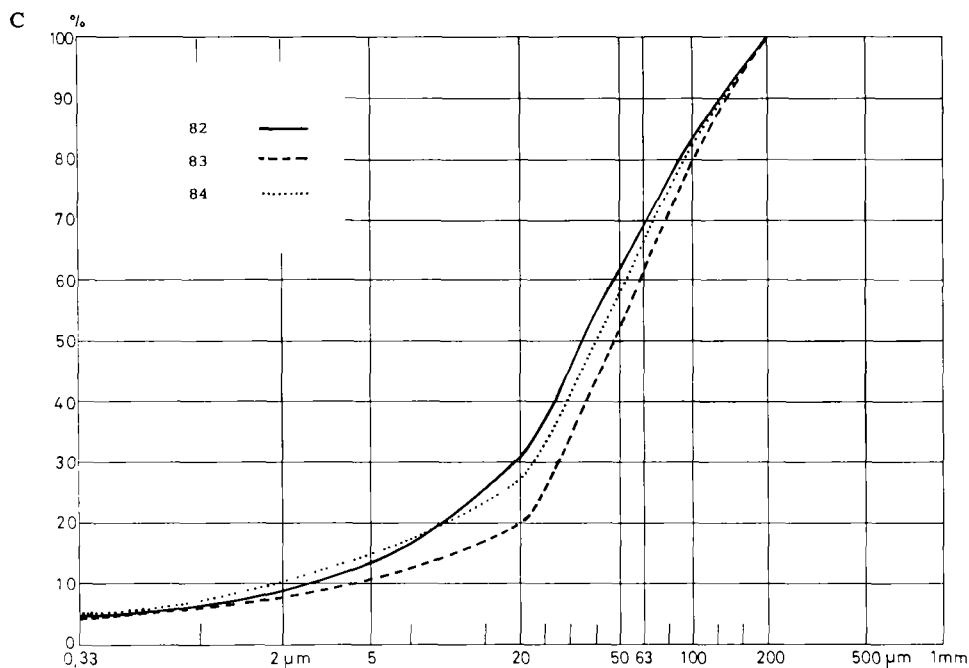


Figure 62. — Courbes granulométriques cumulatives de poussières piégées en Sinaï oriental. A) Sharm ash Shaykh; B) Dhahab; C) Nuweibi.

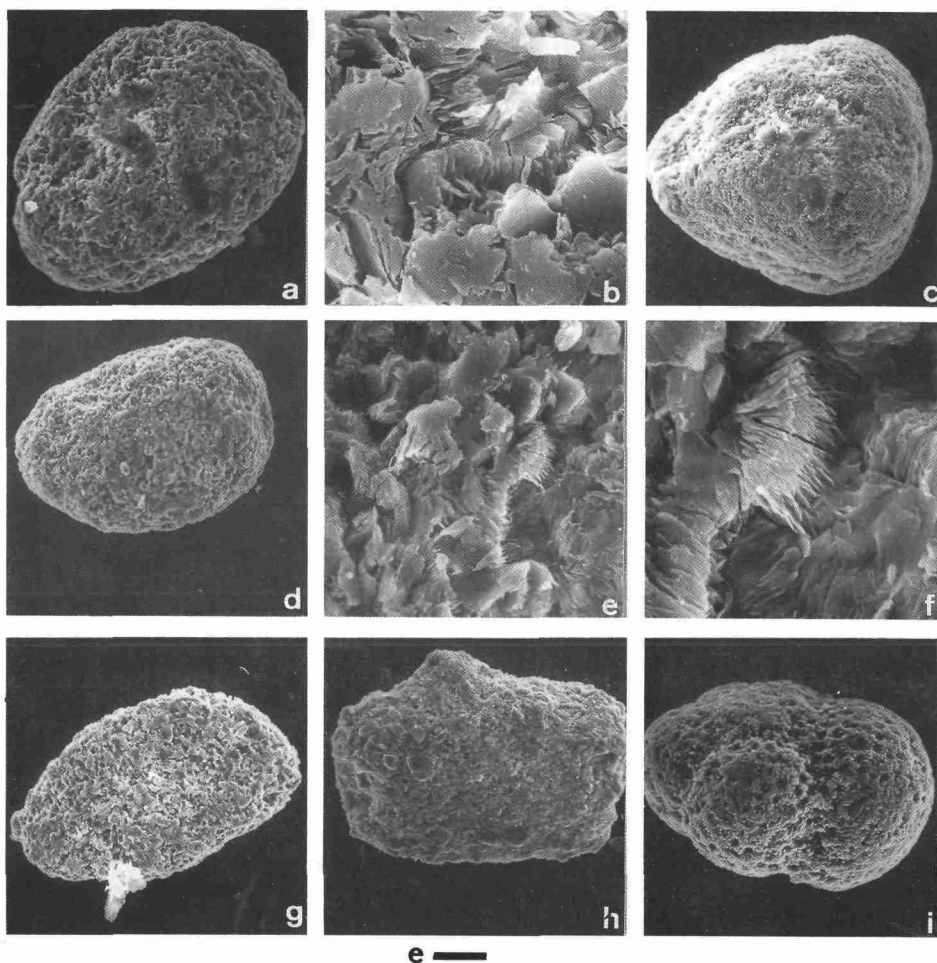


Planche 36. – Observations au MEB des poussières piégées de IS 77. - a) grain roulé de schiste, $e = 40\ \mu\text{m}$, b) détail du précédent, $e = 5\ \mu\text{m}$, c) grain roulé de carbonate de Ca, $e = 35\ \mu\text{m}$, d) grain roulé d'argile, $e = 40\ \mu\text{m}$, e) détail du précédent, $e = 10\ \mu\text{m}$, f) détail du précédent, argile vermiculitique, $e = 5\ \mu\text{m}$, g) grain façonné d'argile vermiculitique (?), $e = 40\ \mu\text{m}$, h) particule façonnée de chert, $e = 40\ \mu\text{m}$, i) foraminifère, $e = 35\ \mu\text{m}$.

fréquent, les feldspaths (plagioclases : 35 %; FK : 18 %) le sont bien plus. Parallèlement, l'échantillon est très smectitique (80 %). Pour la composition chimique, ses traits sont analogues au granite, mais avec une teneur plus forte en CaO (1,3 %). Tout ceci suggère une origine mixte du niveau superficiel du dépôt, avec une contribution allochtone faible et une préon-

dérance de matériel local confirmée au MEB, malgré l'observation occasionnelle de grains titanés et d'agréats carbonatés. Il s'agit donc d'un dépôt de versant actuel, principalement alimenté par la désagrégation du versant granitique surplombant, même s'il y a quelques preuves de contamination par les chutes de poussières.

Sous ce niveau superficiel, IS80 a de grandes analogies minéralogiques et chimiques avec le remplissage de fissure (IS77) : même richesse en calcite (27 %) et proportions appréciables de palygorskite (10 %) et kaolinite (15 %). Au MEB, IS80 possède des grains roulés de palygorskite et carbonates, des micas éolisés, foraminifères et grains titanés. Ces particules ont les tailles habituelles 100-200 μm , comme nombre de quartz et de feldspaths. Ces points communs suggèrent une origine éolienne pour les deux sédiments. Mais IS80 semble avoir connu une évolution pédologique à qui il doit sa couleur accentuée, liée à la richesse en fer (Fe_2O_3 : 2,6 %) et en manganèse (MgO : 1,2 %), et quelques traits d'hydromorphie évoquant parfois un pseudogley. Sa teneur en smectite (60 %) est un argument supplémentaire. De plus, il est mieux trié que le remplissage de fissure et le matériel du niveau graveleux superficiel, d'où l'idée d'une intervention de dynamiques hydriques de versant (Fig. 62-B). En conséquence, il s'agit d'un dépôt éolien vraisemblablement plus ancien, attestant de chutes de poussières par le passé. A la base, le granite arénisé (IS80b) doit son surcroît de silice (SiO_2 : 77 %) à la baisse relative en CaO , K_2O et Na_2O des feldspaths altérés.

L'exemple de Nuweibi

Un pointement de migmatites dans les falaises du golfe d'Aqaba près du delta de Nuweibi al Muzayyinah constitue ce dernier site (Fig. 61-C). IS85 est un échantillon de roche et IS82, le remplissage pulvérulent d'une fissure proche. Quelques mètres dessous, un dépôt de versant est formé d'un limon clair à tapis caillouteux superficiel (IS83) reposant sur un limon plus foncé (IS84).

La roche en place, la migmatite (IS85) est moins quartzreuse que les granites. Elle est composée de quartz (19,5 %), plagioclases (44 %), feldspaths alcalins (17 %), biotite (17 %) et d'opakes (> 2 %). En lame-mince, l'altération est modérée, exploitant la trame de microfissuration et la fluidalité planaire de la roche. Les biotites sont les minéraux les plus évolués avec des ferruginisations et plusieurs sont chloritisées.

Les **limons piégés** dans les fissures ouvertes comportent des carbonates abondants. Ils se présentent sous forme de particules détritiques mais aussi en recristallisations. La minéralogie du remplissage pulvérulent (IS82) se caractérise par l'importance des carbonates (calcite : 25 %; ankérite : 6 %) et la prépondérance du quartz (54 %). Dans la fraction argileuse, outre la smectite (50 %) dominante, il faut noter les proportions de kaolinite (15 %) et de palygorskite (10 %). En comparant la composition chimique de ce dépôt et celle de la migmatite, on note l'importance du CaO dans le premier (10,3 % contre 1,4). L'observation au MEB expose le cortège désormais classique d'éléments allochtones : grains de carbonates roulés avec des coccolites, particules de chert, foraminifères, radiolaires à côté des quartz, feldspaths et micas.

Dans le **dépôt**, le limon clair mélangé aux gravillons (IS83) est un peu plus riche en quartz (63 %) que le remplissage de la fissure. Toutefois, les proportions de calcite (18 %) et d'ankérite (4 %) sont encore respectables. Dans les argiles, les teneurs sont strictement identiques dans les deux échantillons, faits largement corroborés par les analyses chimiques où IS83 est un

peu moins riche en CaO (9,2 %) et un peu plus riche en SiO₂ (53,4 %). Son examen au MEB a également montré de nombreux foraminifères, des radiolaires, des ostracodes, tous traits confirmant l'allochtonie d'une partie du matériel. En définitive ce niveau, à la fois limoneux et graveleux, a donc une origine mixte, alimenté à l'amont en débris rocheux et pourvu en fines par les apports de poussière.

Le limon plus foncé (IS84) est comparable par ses caractères minéralogiques et chimiques au remplissage de la fente, avec des taux proches de quartz (51 %), de carbonates (calcite :27 %; ankérite :6 %), de feldspaths (Fk :5 %; plagioclases :9 %) et exactement les mêmes proportions d'argiles minéralogiques. La composition chimique est aussi identique. Au MEB, de beaux exemplaires de grains éolisés de palygorskite ont pu être observés (*Pl. 37,a,b,c*) accompagnés, fait notable, par des grains détritiques de kaolin (*Pl. 37-d,e*). D'après les courbes granulométriques, IS84 est mieux classé que IS82 d'où l'idée qu'une action hydrique l'a légèrement lavé sur le versant (*Fig. 62-C*). Ainsi ce niveau représente certainement un apport allochtone de poussières mais un peu plus ancien que le remplissage de fissure, avec un faible remaniement sur le versant. Il évoque le dépôt IS80 de la coupe de Dhahab, à la différence qu'il n'y a pas ici de pédogenèse très affirmée.

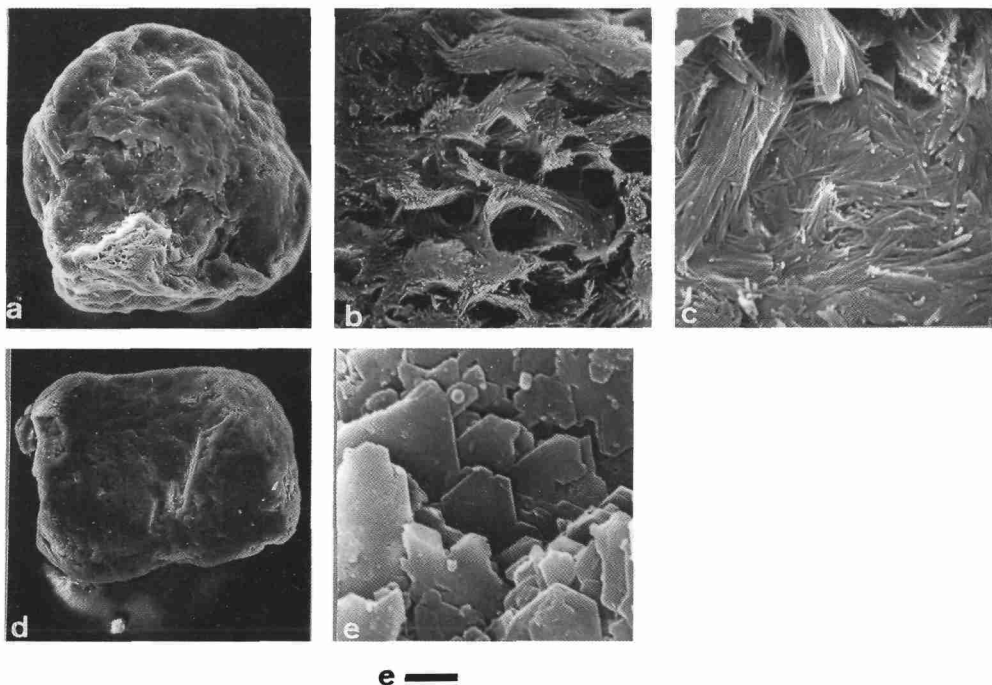


Planche 37. — Observations au MEB de particules éolisées dans IS 84. - a) grain éolisé de palygorskite, e = 40 µm, b) détail du précédent, feutrage superficiel de la texture fibreuse, e = 3 µm, c) détail du précédent, e = 2 µm, d) grain façonné de kaolinite, e = 45 µm, e) détail du précédent, e = 2 µm.

Discussion

Grâce à ces exemples, on peut comprendre quels sont les caractères sédimentologiques des poussières déposées, piégées dans les fissures ou légèrement remaniées sur les versants. Il s'agit de dépôts de fraction principalement limoneuse glissant parfois vers la fraction sable fin.

Ces caractères granulométriques sont ceux de poussières locales, ce qui n'étonnera pas vu le contexte désertique des 3 sites. En fait, les courbes granulométriques montrent un classement très moyen ($Qd\Phi$ entre 1,8-2,6 pour le sédiment $< 2\text{mm}$).

L'étude morphoscopique des différentes fractions (25-50 μm , 50-100 μm , 100-200 μm et 200-500 μm) révèle la coexistence de 2 stocks de particules : les plus petites, les plus émoussées et souvent les plus altérées sont les poussières *sensu stricto*, alors que le matériel $> 200\text{ }\mu\text{m}$ est presque exclusivement formé des fragments de désagrégation superficielle du granite. Aussi les courbes granulométriques excluant la fraction $> 200\text{ }\mu\text{m}$ (Fig. 63-A) sont mieux classées ($Qd\Phi$ entre 1,3-1,8) et sont assez comparables à celles de poussières prélevées en Israël à Be'er Sheva et Jerusalem [2, 3] et au-dessus de la Mer Rouge [4] (Fig. 63-B).

Les caractères minéralogiques et chimiques de ces différents sédiments sont étonnamment semblables malgré l'éloignement et la diversité topographique et géologique des sites. Ils sont conformes aux normes des poussières locales précédemment définies au Sahara dont le Sinaï est évidemment l'extension orientale.

Les proportions de quartz, de feldspaths, de micas tirent leur origine de la composition globale du socle régional ce qui ne facilite pas l'identification de leurs caractères éoliens dans les sédiments piégés, vu les risques de confusion dus à la convergence minéralogique avec l'encaissant.

Toutefois, la taille et l'homométrie de ces particules avec d'autres éléments indubitablement allochtones sont des arguments favorables à leur participation aux apports de poussière.

Au sein du cortège habituel aux poussières locales sahariennes, on a retrouvé dans ces sédiments les classiques particules roulées. Parmi elles, les grains de palygorskite et de kaolin sont des arguments importants pour arguer du caractère détritique de ces argiles. Par rapport à la composition des poussières sahariennes, la grande originalité des poussières déposées du Sinaï réside en l'abondance des micro-organismes d'origine marine.

On avait déjà montré que, dans le désert du Thar, des foraminifères ont parcouru 800km depuis l'Océan Indien [5]; de même, leur transport par le vent a été signalé en Israël [6]. Dans les cas présentés ici, la proximité des rivages du Golfe d'Aqaba donne à cette particularité des poussières un caractère vraiment très local.

Les exemples de Dhahab et de Nuweibi laissent déjà entrevoir que les poussières déposées participent à la constitution de dépôts. Dans les 2 cas, ce degré d'insertion est élémentaire et l'évolution post-dépositionnelle ne leur a pas fait perdre leurs traits distinctifs. Mais il est clair que, remobilisées par les ruissellements sporadiques du désert, elles sont déjà légèrement remaniées sur les versants et mélangées à du matériel local non éolien. De plus, ces exemples montrent que des chutes de poussière ont eu lieu par le passé, ce qui augure de la dimension géologique du phénomène.

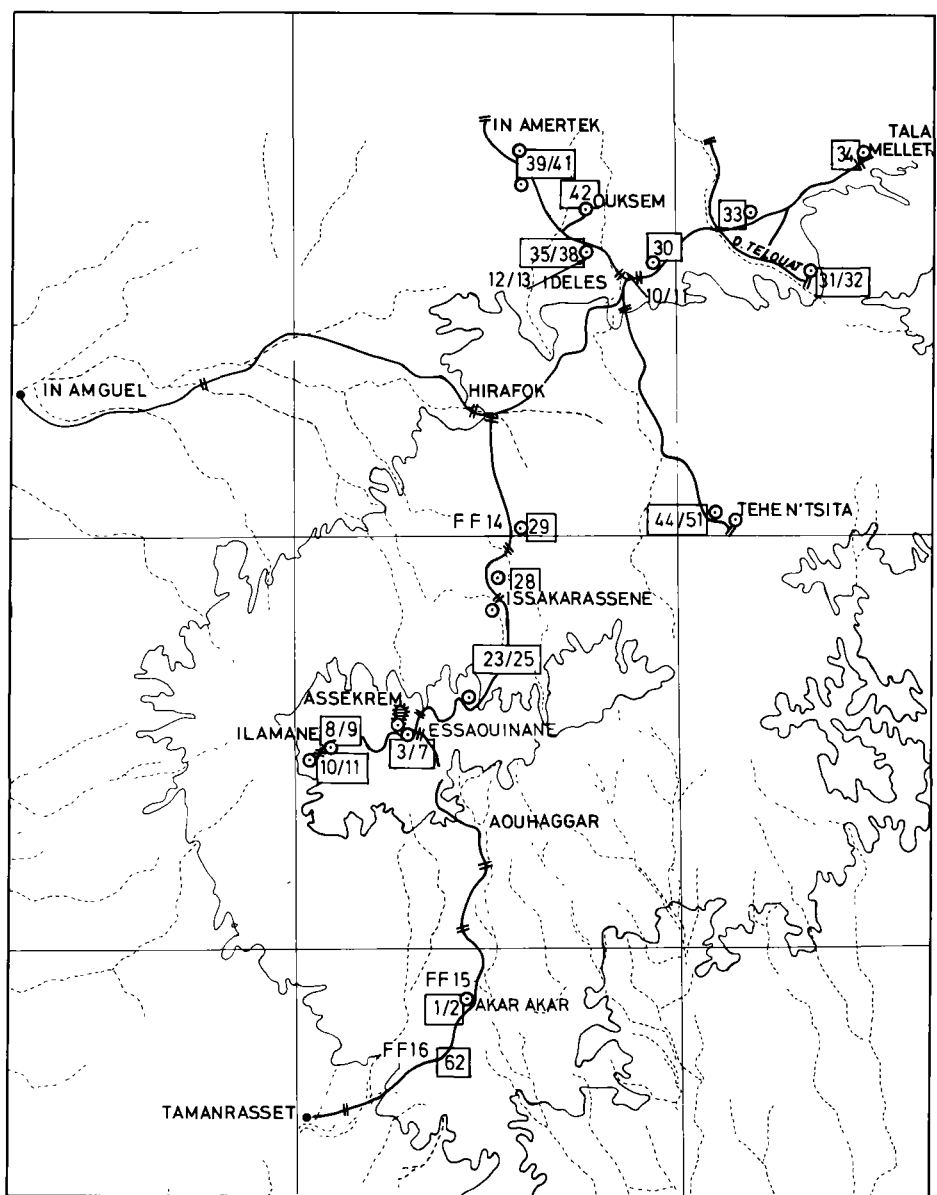


Figure 63. - Localisation des prélèvements effectués dans l'Atakor.

— itinéraires
 --- oueds
 ——— courbe de niveau de 1400 et 2000m

0 5 25 Km

Les poussières déposées de l'Atakor

Si les poussières sont en permanence mobilisées par les vents dans les zones-sources, leur cycle sédimentaire ne les conduit pas à se déposer seulement sur les marges désertiques ou au-delà. En effet, au cœur même du désert, il y a des domaines où les conditions topographiques locales ou régionales et les modifications du climat qui les accompagnent sont propices à leur sédimentation. Il s'agit des grandes unités orographiques comme le Hoggar, le Tibesti ou l'Aïr qui, à plus d'un titre, jouent et ont joué le rôle de *montagnes-pièges* pour les poussières. Ce comportement particulier des montagnes sahariennes explique ainsi dans l'Atakor, au centre du Hoggar, la présence de dépôts limoneux superficiels dont on a confirmé une origine éolienne pressentie dès 1967 par P. Rognon [7].

Les observations

Les poussières sur reliefs phonolitiques

Les poussières piégées de l'Assekrem

Ce haut plateau volcanique culmine à 2 728 m (Fig. 63). A l'Est du plateau, un prélèvement a porté sur un limon jaunâtre (ATK09) piégé dans des fissures ouvertes et sur un sédiment comparable (ATK08) recueilli dans un «trou à chameaux», dégagé dans les dalles phonolitiques quand ces animaux s'ébrouent pour se débarrasser de leurs parasites (Fig. 64-A). La minéralogie de ces dépôts indique dans les poudres une nette participation des quartz (>45 %), feldspaths alcalins (>20 %) et plagioclases (≈15 %). Dans la fraction inférieure à 2 µm, les quartz et feldspaths sont signalés, outre une forte kaolinite (25 %) et une smectite surtout dominante dans le remplissage de la fente (60 %). D'après des données granulométriques identiques (Fig. 65-A), 70 % du sédiment sont argilo-limoneux, avec 2 modes (8 µm et 100 µm) suggérant la coexistence d'un stock grossier local et d'un autre beaucoup plus fin lointain.

L'étude micromorphologique au M. Pol. d'une lame de ATK09 montre une matrice argileuse englobant de minuscules particules de quartz, feldspaths et minéraux volcaniques, à côté de fragments de roche phonolitique aux dimensions parfois millimétriques. Cette matrice est dotée d'une très forte porosité vésiculaire : les pores fermés subsistent en vides circulaires et les pores ouverts sont imparfaitement colmatés par un matériel de particules fines détritiques mais moins argileux que la matrice. On observe aussi des microlaminations d'argiles orientées. Cette microstructure suggère un remplissage de la fissure par des poussières sous l'influence d'un ruissellement élémentaire. La porosité provient de la dessiccation ultérieure et son remplissage éventuel résulte du remaniement du matériel par de nouvelles et faibles humectations (rosée, pluies occasionnelles ?). Les observations au MEB confirment l'importance de la contribution des poussières éoliennes à ce dépôt avec de nombreux quartz, les uns de type arénique enrobés d'une pellicule argileuse (Pl. 38-a,b), les autres arrondis de type rond-mat désertique (Pl. 38-c,d,e). De nombreux grains argileux roulés (Pl. 38-f), les accompagnent ainsi que des fragments du substrat volcanique local (Pl. 38-g,h).

Les poussières déposées dans une niche de névé de l'Illamane

Très original dans le contexte désertique du Sahara central, ce site se localise en contrebas du piton phonolitique de l'Illamane (2 760 m), à l'Ouest de l'Atakor. Le modelé d'origine froide

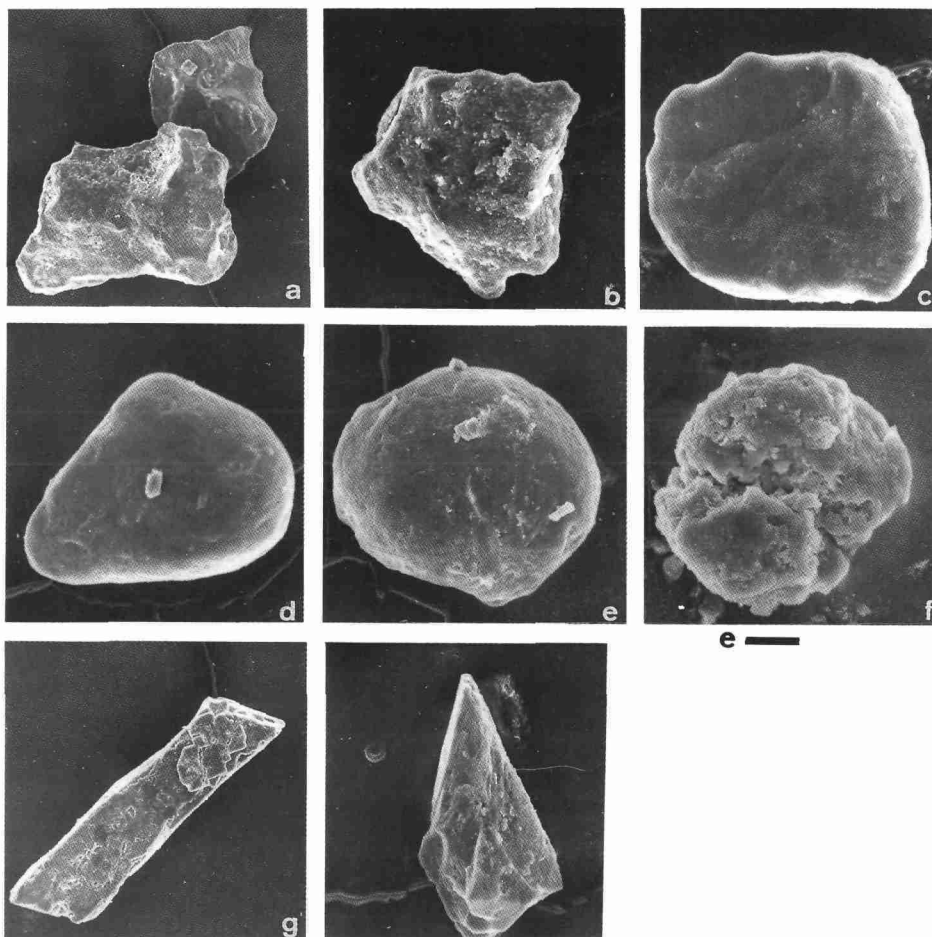


Planche 38. — Observations au MEB de particules de poussières piégées dans la fissure ATK 09. a) grain de quartz de type arénique, $e = 70 \mu\text{m}$, b) idem, $e = 45 \mu\text{m}$, c, d et e) quartz ronds désertiques, noter la très forte pellicule superficielle, $e = 25 \mu\text{m}$, f) grain roulé d'argile (Al, Si, K, Fe), $e = 20 \mu\text{m}$, g et h) fragments de phonolite, $e = 100 \mu\text{m}$.

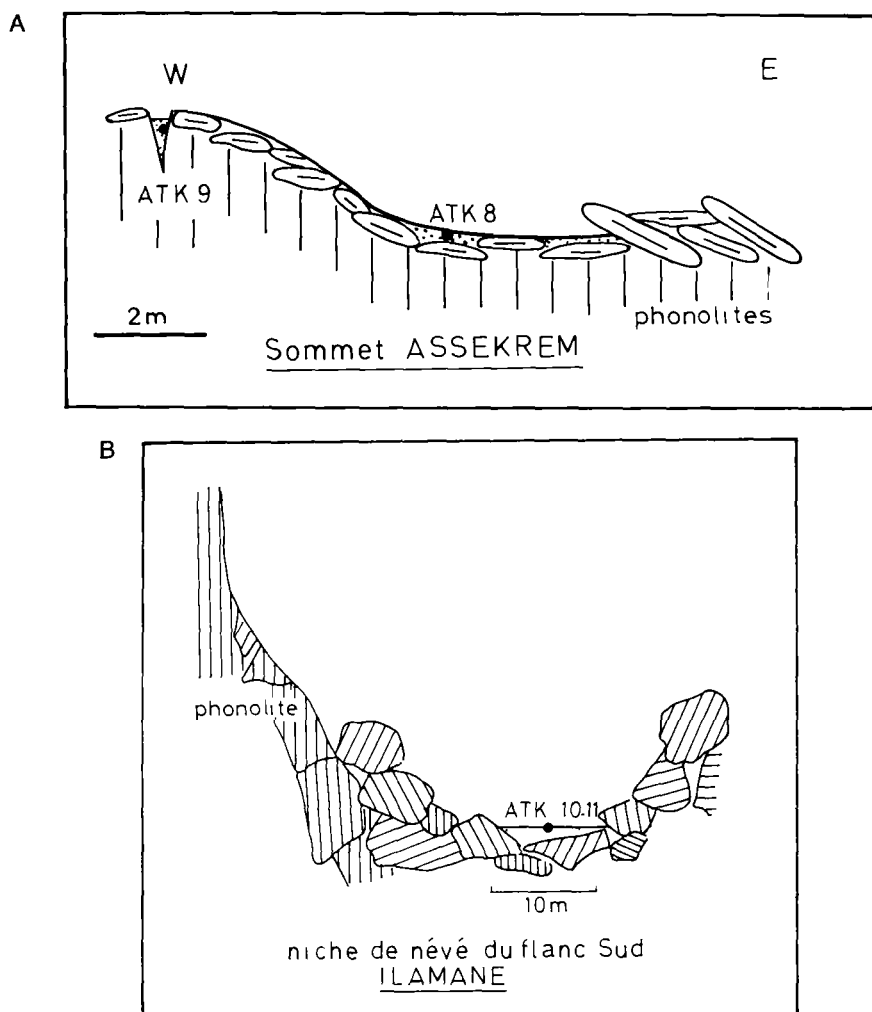


Figure 64. – Poussières piégées et limons de l'Atakor.

remonte aux *périodes pluviales pléistocènes* où des neiges voire quelques petits glaciers se sont accrochés aux plus hauts sommets [7]. Sous la muraille phonolitique (Fig. 64-B), la niche est encombrée d'énormes blocs à structure *open-work*. Dans le creux est piégé, sur quelques dizaines de centimètres d'épaisseur, un sédiment limoneux homogène et compacté, visible aussi entre les blocs. ATK10 provient de la surface jaune-clair du dépôt et ATK11, de teinte plus foncée, a été prélevé 20-30 cm dessous. Dans la minéralogie des poudres, la partie supérieure

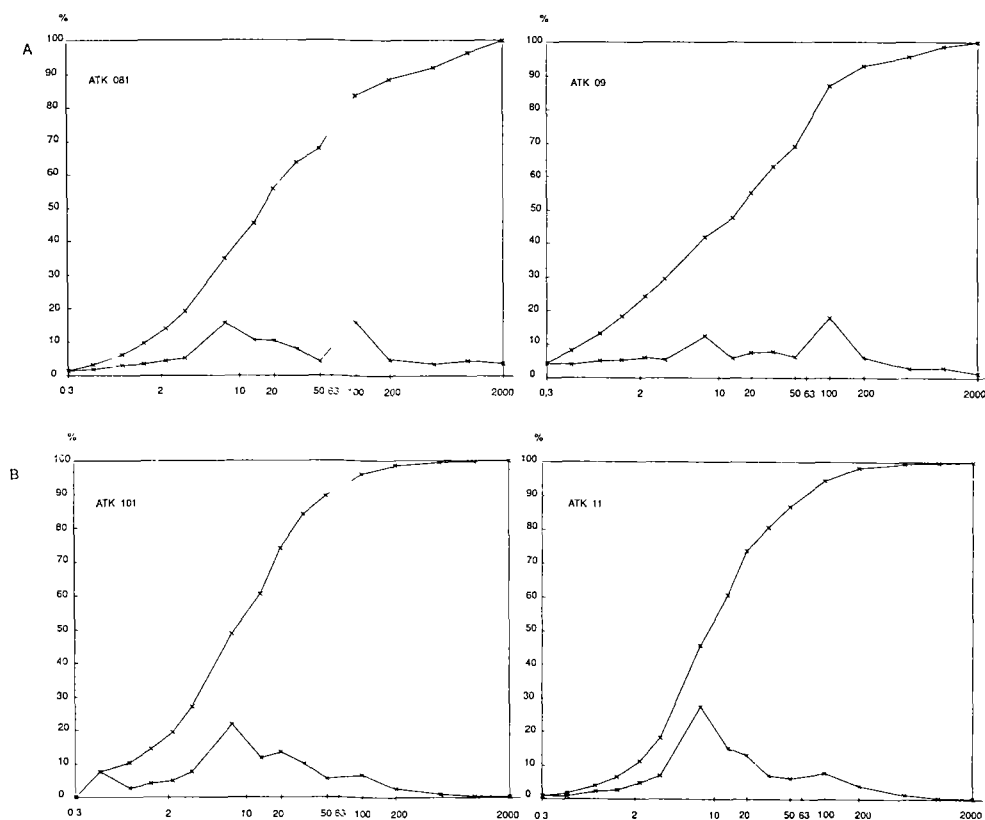
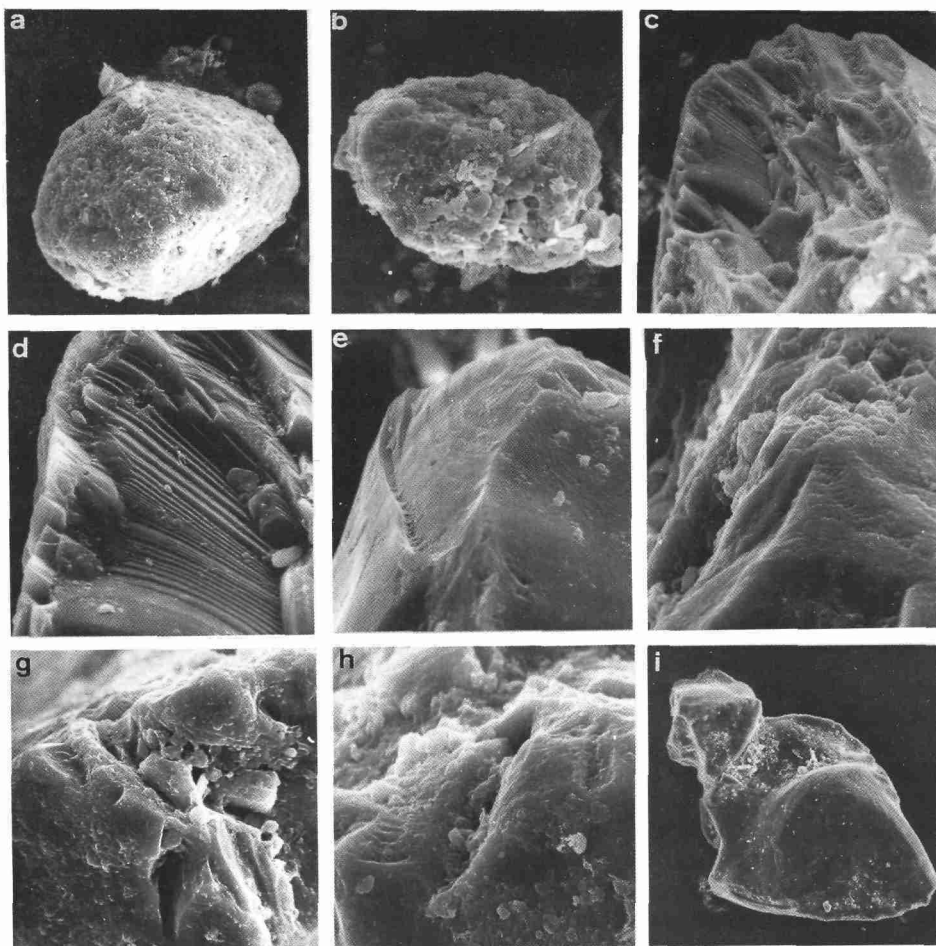


Figure 65. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor. A) sommet de l'Assékrem; B) niche de névé de l'Ilamane.

du sédiment est sensiblement plus riche en quartz que l'autre (54 contre 29 %) alors que ATK11 est plus fournie en feldspaths alcalins (43 contre 18 %). Parallèlement, ATK10 est un peu plus riche en illite (20 contre 15 %) et kaolinite (40 contre 35 %) et ATK11 a plus de smectite (50 contre 40 %). La granulométrie des 2 échantillons est proche (fraction argilo-limoneuse > 80 %). Les modes à 8 et 100 μm apparaissent à nouveau, avec le premier dominant (Fig. 65-B); ATK11 s'individualise par un mode ultra-fin (< 1 μm). Ces légères différences minéralogiques et granulométriques s'expliquent par une vraisemblable illuviation argileuse en profondeur et par un caractère plus local des poussières de ATK11.

L'observation au MEB révèle le désormais habituel apport allochtone avec des grains parfois bien roulés (Pl. 39-a,b). Toutefois le plus intéressant a concerné les états de surface de particules



e —

Planche 39. — Observations au MEB de particules de poussières déposées dans la niche de névé de l'Ilamane. - a) grain roulé d'argile (Al, Si, Ca, Fe), $e = 20\ \mu\text{m}$, b) grain roulé d'argile (Al, Si, K, Ca, Ti, Fe) $e = 20\ \mu\text{m}$, c) cassure conchoïdale sur un quartz, $e = 20\ \mu\text{m}$, d) détail du précédent, $e = 6\ \mu\text{m}$, e) cicatrice d'éclat sur l'arête d'un quartz façonné, $e = 6\ \mu\text{m}$, f) traces d'abrasion des arêtes sur un feldspath potassique, $e = 6\ \mu\text{m}$, g) poinçonnement (?) d'un sommet sur un quartz, $e = 8\ \mu\text{m}$, h) figure de broutage (?), $e = 6\ \mu\text{m}$, i) grain de quartz éolisé cassé, $e = 30\ \mu\text{m}$.

de quartz (éventuellement de feldspath) très anguleuses et sans pellicule d'altération. Les cassures conchoïdales sont abondantes (*Pl. 39-c,d,e*) accompagnées de traces d'abrasion et d'écrasement des arêtes (*Pl. 39-f,g*), et de figures de broutage (*Pl. 39-h*). Ces microfaçonnements

des quartz ont nécessité des *processus froids*, certainement *cryoclastiques*, voire *glaciaires* pour certains. De plus, ils affectent souvent d'anciens ronds-mats désertiques (Pl. 39-i), évidemment allochtones compte-tenu de leur nature quartzreuse. Ces observations suggèrent une évolution complexe de ces grains, et à travers eux, du sédiment limoneux piégé au fond de la niche. En effet, pour avoir été retouchés par les actions froides, il a fallu que ces grains, préalablement façonnés par le vent en milieu désertique aient été saupoudrés sous forme de poussière sur le névé de l'Illamane ou les parois qui le dominaient. Ayant acquis ce façonnement cryoclastique ou glaciaire, ils ont été remobilisés localement et intégrés aux poussières déposées dans la niche. *On peut en conclure que des vents de poussière désertique existaient donc lors des pluviaux quaternaires sur ces sommets.*

Les poussières déposées sur basaltes

«...il existe presque toujours, surtout dans les parties centrales de ces hamadas, de petites dépressions sans écoulement, enfoncées parfois de quelques dizaines de centimètres seulement, et remplies de particules fines, brunes ou beiges, ayant l'aspect d'un loess... Le diamètre de ces microdépressions varie de quelques mètres à plus de cent» [7 p. 190].

Un gisement de limons beiges sur basaltes récents, à l'écart de tout apport depuis les versants bordiers, a été prélevé au Nord de l'Issakarassène (ATK28). D'autres prélèvements ont eu lieu à Iteghem sur basaltes anciens à l'Ouest du Manzaz (piémont nord de l'Atakor) vers 1500m d'altitude (Fig. 66). ATK39 y est un limon piégé dans une cuvette sur une coulée de lave. On s'est demandé sur le terrain si ATK41, sédiment rougeâtre à demi enterré sous des blocs, était une altération du basalte ou formé de poussières piégées. Enfin, entre les blocs à côté de la cuvette, une pellicule de sables roux (ATK40) gisait, abandonnée par les chasse-sables.

Le sédiment sur basaltes récents (ATK28) a les caractères sédimentologiques classiques d'une poussière déposée. Dans la fraction poudre, le quartz (52 %) domine avec les feldspaths (24 %). Si la kaolinite est abondante (30 %) avec l'illite (10 %), la smectite domine (60 %), du fait du contexte volcanique local. La courbe granulométrique (Fig. 67-A) ne dément pas les normes habituelles aux poussières dans ce domaine d'altitude avec sa fraction argilo-li-

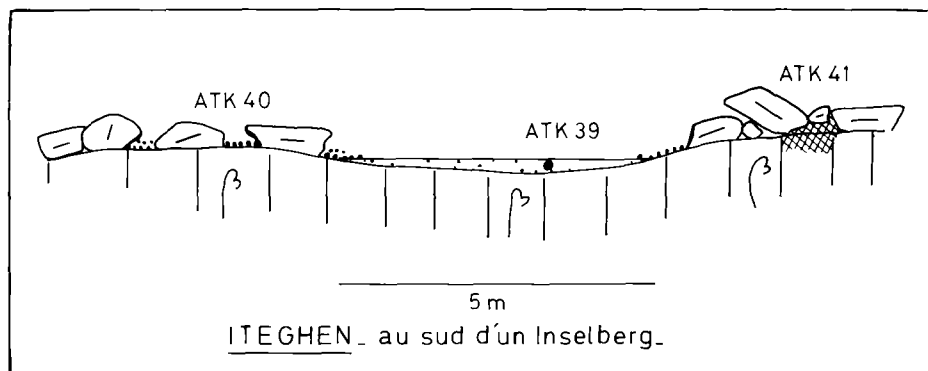


Figure 66. – Poussières piégées et limons de l'Atakor : cuvette d'Iteghen.

moneuse proche de 80 % et ses 2 modes granulométriques. Le plus important (8 μm) atteste d'apports éoliens très fins; le grossier (100 μm) est de signification plus locale mais sa relative modestie confirme l'absence de pollution du dépôt par l'environnement immédiat, notée lors de l'observation du terrain.

L'échantillon d'Iteghen sur basaltes anciens est plus original. L'étude minéralogique indique que ATK41 n'est pas une altération du basalte mais une poussière piégée sous les blocs. En effet, sa minéralogie incompatible avec un basalte est identique à celle d'ATK39 : en particulier richesse en quartz (71 et 75 %) et en kaolinite (20 %), même si la smectite (75 %) domine à nouveau la fraction argileuse. En revanche, les courbes granulométriques des 2 sédiments sont différentes de celles des poussières déposées déjà observées dans l'Atakor, avec 70-80 % de matériel sableux (Fig. 67-B). Le mode à 8 μm est tout juste sensible et celui à 100 μm est noyé dans un pic majeur à 200 μm inconnu jusqu'alors.

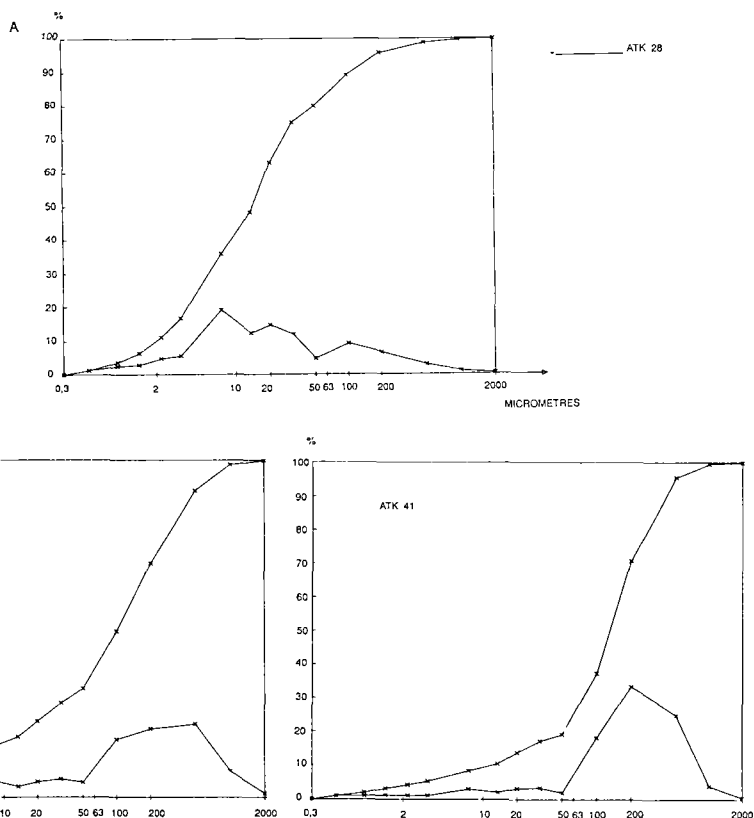


Figure 67. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor. A) poussière piégée de l'Issakarassène; B) formations superficielles de l'Iteghen.

L'analyse en lame-mince de ATK41 permet d'expliquer cette particularité granulométrique. On y observe une matrice argileuse chargée en matière organique englobant des particules détritiques de quartz, feldspaths, micas etc... d'une taille de 50-100 μm assurant de la certitude des apports de poussières. La matrice argileuse adopte une structure nodulaire. De gros nodules (200-300 μm) de matrice argileuse chargée de particules détritiques fines y sont isolés par des vides interstitiels parfois remplis de nodules plus petits d'argile pure et de particules détritiques fines sans liant matriciel enrobées d'un revêtement d'argiles. Des cristallisations de sparite existent sur ces particules. Le plus original est la présence, à côté de gros fragments anguleux de roche volcanique locale, de grains de sables quartzeux de plusieurs centaines de microns. L'interprétation de cette microstructure complexe laisse entrevoir les processus ayant conduit au piégeage d'une poussière déposée et à sa contamination par des éléments allochtones ne lui appartenant pas :

— Le piégeage sous les blocs basaltiques s'est manifesté par l'apparition d'une structure nodulaire exprimant, selon nous, un remaniement post-dépositionnel de la poussière par des dynamiques de décohérence, de glissement, de roulement au sein-même de la matrice argileuse. Du fait de pentes mineures et d'humectations occasionnelles (rosée voire pluie sporadique), cette matrice a connu une migration de type colluvial, même si le déplacement du matériel a été en soi des plus réduits. Un revêtement argileux s'est alors formé autour des particules fines. Le processus a été favorisé par les retraits-gonflements et foisonnements dus à la richesse en smectite. La présence, à côté des gros nodules chargés de particules détritiques allochtones, de petits nodules argileux non contaminés fait envisager une origine essentiellement locale de cette smectite, sans doute issue de l'altération du basalte suggérée par l'observation de ATK41 sur le terrain.

— Les grains de quartz tirent certainement leur origine de la contamination du sédiment fin par la pellicule rousse (ATK40) reposant en bordure de la flaque limoneuse (Fig. 66). S'infiltrant sous les blocs, les grains quartzeux se sont intégrés à la matrice argileuse pendant les remaniements colluviaux.

Les poussières déposées sur granite

Des sédiments limoneux analogues, beiges et plus ou moins pulvérulents, ont été recueillis sur granites au Nord de l'Atakor. Le cratère d'explosion de l'Ouksem est l'un des plus curieux pièges à poussières jusqu'à présent décrits (Fig. 68-A).

Vers 1 350 m, le fond de cette dépression volcano-tectonique est formé d'un granite grossier rose alors qu'un granite fin gris affleure sur ses versants occidentaux, sous une corniche de pyroclastites. A l'aval d'un glacis, des limons clairs occupent le fond du cratère. ATK42 provient de la bordure et ATK42b du centre du dépôt. A l'Est, sur le flanc ouest du Téhé n'Tsita, un inselberg granitique a permis d'autres prélèvements (Fig. 68-B). ATK44 est un limon beige épais de 1 cm au fond d'une vasque de 80 cm de diamètre proche du sommet, site comparable à celui de poussières piégées dans les vasques rocheuses des Eglab [8].

Dans une fissure, quelques graminées (*Cymbropogon*) poussent sur un limon beige compacté (ATK45) et, plus bas, une autre vasque de 50 cm a recueilli des limons (ATK46). Au Nord de la haute surface de granite migmatitique du Téhé n'Tsita, vers 2000 m d'altitude, des plaques limoneuses de moins d'un mètre de diamètre sont établies le long d'éboulis (ATK49). Plus

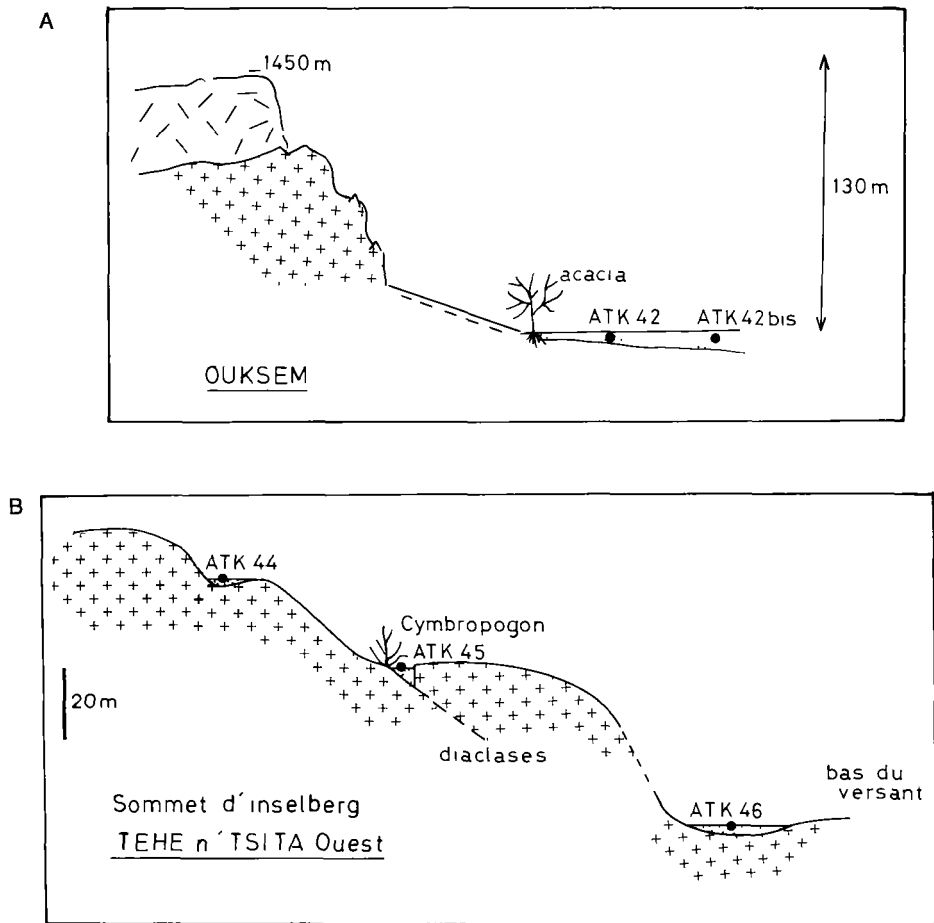


Figure 68. – Les poussières piégées A) dans le cratère de l'Ouksem, B) sur l'inselberg granitique de l'Ouest du Téhé n'Tsita.

bas sur la pente, ces affleurements atteignent 5 à 10 m (ATK50). Au Sud de l'interfluve, une autre plage limoneuse a aussi été échantillonnée (ATK51).

Tous ces sédiments limoneux sont très proches. Le quartz domine (54-65 %) accompagné des feldspaths (Plagio :11-19 %; Fk :6-16 %). Si, sur des granites, ces minéraux n'assurent pas de l'allochtonie du dépôt, les amphibole, augite et calcite sont en revanche de bons traceurs pour ces poussières déposées.

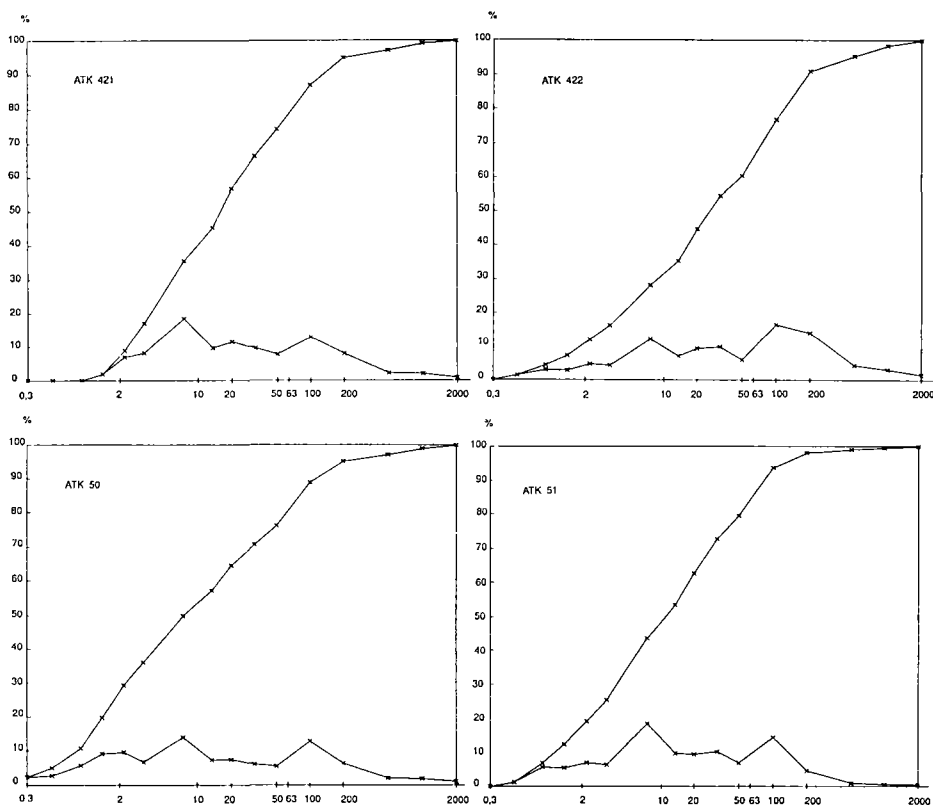


Figure 69. – Les courbes granulométriques cumulatives des poussières piégées de l'Ouksem (en haut) et de la surface du Téhé n'Tsita (en bas).

Outre les proportions notables de kaolinite (10-20 %), d'illite (10-15 %) et chlorite (5-10 %) habituelles dans les poussières désertiques, l'abondance de la smectite répond évidemment à la proximité des altérations issues du volcanisme de l'Atakor. La granulométrie des sédiments est conforme à ce que l'on connaît par ailleurs avec une phase argilo-limoneuse atteignant 60-80, voire 90 % du matériel. Les modes classiques de 8 et 100 μm sont représentés (Fig. 69). Dans la *catena* du versant de l'inselberg du Téhé n'Tsita, de mineures variations granulométriques montrent l'incidence précise du site sur la texture du sédiment : dans la vasque sommitale, ATK44 n'a subi aucune pollution détritique locale d'où un mode à 8 μm très net. Dans la fissure un peu plus bas, la fraction argilo-limoneuse d'ATK45 ne forme plus que la moitié du sédiment et le mode grossier se dilate du fait de l'apport de fragments rocheux au remplissage. A la base du versant, le matériel superficiellement désagrégé de la roche, concentré par les ruissellements sporadiques sur les dalles granitiques, a enrichi en particules grossières les poussières piégées dans la vasque (ATK46), d'où l'équilibre des 2 modes.

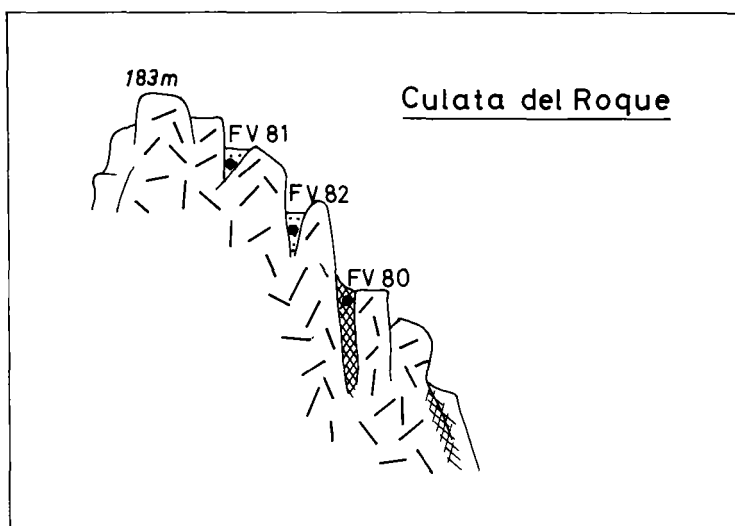


Figure 70. – Les poussières piégées à la Culata del Roque (Fuerteventura).

Discussion

En comparant ces sédiments limoneux des hauteurs de l'Atakor, on est frappé par une indiscutable parenté, indépendante des différentes conditions locales de site et de substrat. Sur laves acides, basiques, ou sur granites, que le piège topographique soit la vasque, la fissure ou la cuvette plus vaste, on retrouve globalement les mêmes traits physionomiques, minéralogiques, granulométriques et micromorphologiques. *Cette homogénéité plaide en faveur de l'interprétation des sédiments limoneux comme poussières déposées.*

Les différences minéralogiques mineures se comprennent par les inévitables pollutions détritiques et altérolologiques issues des supports rocheux. Ainsi, les taux de quartz sont moins fournis dans les poudres des poussières sur roches volcaniques (30-55 %) que dans les poussières sur granites (55-65 %). Mais dans la fraction argileuse, les différences sont ténues et peu significatives. Or à cette fraction se manifeste essentiellement l'apport des poussières fines dont on connaît l'homogénéité du fond minéralogique à l'échelle régionale. Ainsi, la smectite dont on a pressenti parfois l'origine locale stricte sur substrat basaltique, n'en caractérise pas moins fondamentalement les poussières désertiques actuelles au-dessus du Hoggar, comme on l'a déjà vu dans la régionalisation des poussières actuelles : on saisit donc les multiples raisons, locales mais aussi régionales, de sa participation massive (45-90 %) dans les argiles des sédiments limoneux. De même, l'homogénéité des taux en kaolinite, illite et chlorite est remarquable dans les échantillons. Ces teneurs sont aussi conformes aux valeurs moyennes connues pour les poussières sahariennes. Pour la kaolinite toutefois, on ne peut pas exclure une *signature* locale car il y a dans l'Atakor des paléo-altérations tropicales qui en sont riches [7]. Les

données chimiques des limons des hautes hamadas basaltiques des Tassa n'Djena sud et nord [7] comparables à ceux étudiés ici montrent des différences importantes avec les valeurs moyennes des basaltes de l'Atakor et illustrent bien la composition chimique des poussières déposées sur la région.

L'homogénéité des poussières déposées de l'Atakor apparaît aussi dans leur granulométrie. Toutefois, bien que l'on soit en plein domaine désertique, *les caractères granulométriques ne sont pas typiques de poussières locales*. En effet, ces sédiments contiennent une fraction fine (argile/limon fin) considérable et peu de particules très grossières (exception faite des débris issus de l'encaissant local). La présence d'un mode souvent dominant à 8 µm est inhabituelle dans le centre du désert et rappelle plutôt les traits granulométriques de *poussières proximales*, voire *distales*. Cette finesse des poussières déposées s'explique en fait par *l'influence de l'altitude sur le tri granulométrique* lors du transport éolien préalable. C'est une observation de portée générale montrant l'originalité des montagnes-pièges désertiques parmi les aires de sédimentation de poussières.

Les observations sur les marges occidentales du Sahara

Les poussières piégées dans le Sud-Marocain

Les poussières piégées dans les fissures de rhyolites

Dans les rhyolites précambriennes du Massif d'Ifni (Fig. 71), sur le versant à l'Est de Souk el Arba n'Sahel, les poussières IF08 et IF11 (Fig. 78) sont piégées dans des fissures. La végétation développée dans certaines fissures a pu contribuer au piégeage du matériel fin (IF09). Pour comparaison, on a échantillonné la roche saine IF10 et un sol de pente actuel IF21.

Tableau XXVII. – La composition minéralogique des échantillons de la coupe de Souk el Arba n'Sahel. (A) poudres, (B) argiles et (C) composition chimique de l'échantillon IF08.

A/											
	Ech.	Paly	Arg	Q	Pla	Fk	Mic	Cal			
	IF 08	—	5	73	11	8	—	—			
	IF 09	—	6	68	9	13	—	—			
	IF 11	—	3	68	12	15	—	—			
	IF 10	—	—	70	—	28	—	—			
	IF 21	—	12	63	10	15	—	—			
B/											
	Ech.	Kao	Sme	Int.G	Ill	Chl	Int	Pal	Q		
	IF 08	25	—	10	40	25	—	—	+		
	IF 09	30	—	10	35	25	—	—	+		
	IF 11	25	—	10	45	20	—	—	—		
	IF 21	30	—	10	60	—	—	—	—		
C/											
Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O	P. feu
IF 08	66.4	11.44	6.3	1.1	1.0	3.7	0.92	0.95	0.06	1.1	5.4

Les 3 remplissages se manifestent par des taux de quartz parfois supérieurs à ceux du substrat rhyolithique. Dans ces matériels, des plagioclases et argiles minéralogiques sont, par ailleurs, absents de la roche (*Tableau XXVII-A*). De même, si la rhyolite *in situ* ne montre strictement aucune altération aux RX, on retrouve dans les 3 fissures le cortège maintenant classique de fortes illite, chlorite et kaolinite accompagnées des interstratifiés gonflants (*Tableau XXVII-B*). D'après ces différences minéralogiques avec l'encaissant, l'allochtonie du remplissage des fissures est évidente, en accord avec les données chimiques de IF08 (*Tableau XXVII-C*). D'autre part, vu l'analogie minéralogique avec le sol de pente (IF21), on peut envisager pour lui une forte contribution éolienne.

La granulométrie de IF08 et IF09 montre une proportion argilo-limoneuse supérieure à 70 %. A côté d'un mode atténué à 100-200 μm de signification locale, le mode principal s'établit à 20 μm . Un troisième mode caractérise des particules ultra-fines vers 0,5 μm .

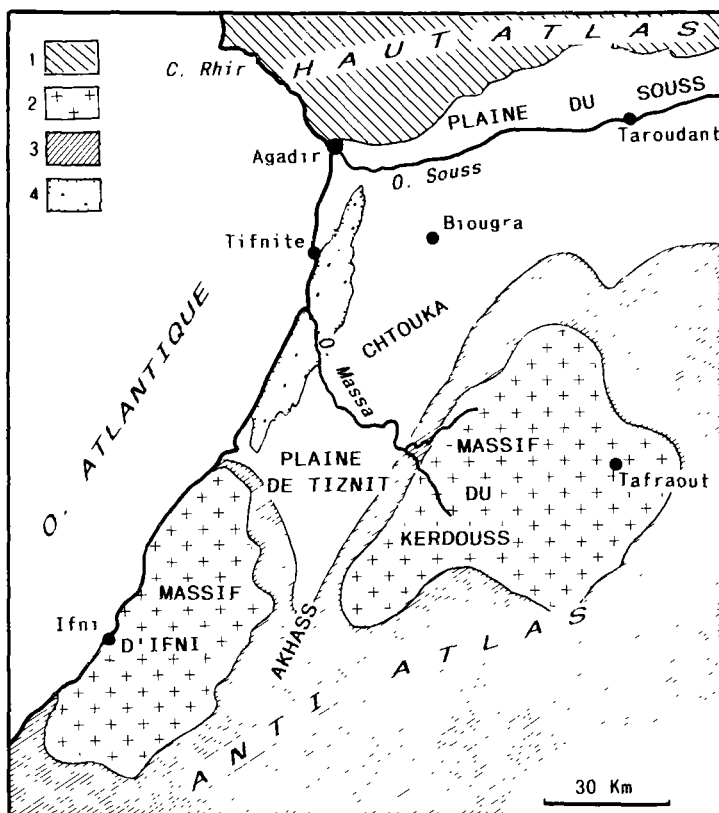


Figure 71. – Carte de localisation dans le Sud-Marocain. 1) Haut Atlas, 2) boutons des massifs d'Ifrni et du Kerdouss, 3) Anti Atlas, 4) massif dunaire du Massa.

Les poussières piégées par une croûte démantelée

A l'Est de la rasa d'Ifni, un des sommets mous de roche volcanique précambrienne est recouvert d'une croûte calcaire, celle-ci est démantelée en une sorte de reg résiduel. Un limon est piégé par ce pavage (IF55), s'infiltrant parfois sous les dalles. Il a été concentré plus bas dans les vallons du versant, y formant la terre arable.

Dans la minéralogie, on retrouve quartz (73 %) et feldspaths (16 %). La contribution du substrat est représentée par les amphiboles du volcanisme et la calcite issue de la croûte. Dans la fraction argileuse, la présence de quartz et les proportions importantes de kaolinite (15 %), illite (55 %) et chlorite (25 %) confirment le caractère allochtone du sédiment. Dans la granulométrie, le matériel est très argilo-limoneux (> 60 %) et un mode à 8 μm atteste de l'apport le plus fin. Un second mode grossier (100-200 μm) est de signification locale.

Les poussières piégées dans des basaltes aux Iles Canaries

La Culata del Roque (183 m) est un sommet basaltique du Nord-Ouest de Fuerteventura (Fig. 70). Près du sommet, à l'écart de tout ruissellement, des fentes ouvertes sont remplies d'un limon beige (FV81 et FV82). Plus bas, des filonnets de calcite colmatent les fissures (FV80) passant latéralement à la surface de la roche à des croûtes zonaires. Les caractères opposés de ces remplissages impliquaient qu'on les comparât. Par ailleurs, au Sud de l'île de Lanzarote, près des marais salants, il existe aussi des poussières déposées dans les fentes du rebord du plateau basaltique (FV97).

A la Culata del Roque, les caractères minéralogiques de la fraction < 2 mm des deux remplissages limoneux supérieurs (FV81, FV82) sont analogues, s'opposant à ceux de la calcitisation (FV80). Dans celle-ci, les minéraux volcaniques (surtout l'augite) et la calcite (78 %) paraissent résulter d'un apport local de poussières, évident pour les premiers et dominant pour la seconde qui trouve sa source dans les carbonates des sables biodétritiques s'étendant en contrebas. *A contrario*, les remplissages limoneux (où calcite et minéraux volcaniques ne sont pas totalement absents) ont un spectre minéralogique surtout allochtone avec des proportions notables de quartz (24-26 %), feldspaths (20-28 %), palygorskite (7-10 %) et argiles minéralogiques (10-16 %). Dans la fraction < 2 μm , le contraste est également affirmé entre FV80, où abonde la smectite, et les 2 remplissages limoneux dont le cortège de kaolinite (10 %), illite (20-25 %) et chlorite (10 %) est habituel. De plus, ils ont 2 fois plus de palygorskite (45 %) que la calcitisation (20 %). L'échantillon de Lanzarote (FV97) a les mêmes tendances. Enfin l'analyse granulométrique souligne pour FV82 un mode dominant à 20 μm et un mode secondaire grossier très étalé.

L'examen au M. Pol. confirme la similitude des sédiments limoneux piégés (FV81, FV82), constitués de nodules argileux, parfois micritiques, riches en matière organique. Dans ces nodules apparaissent de petits quartz et des débris volcaniques (Pl. 40-A). Quelques vides sont frangés de calcitisations sparitiques. L'organisation microstructurale de FV80 est différente. Le fond matriciel de micrite beige est parfois profondément transformé par des *microcodium* (Pl. 40-B). Des macronodules micritiques regroupant de petits nodules, petits quartz et fragments de roche sont séparés ou disloqués par un dense chevelu de vides remplis ou non de

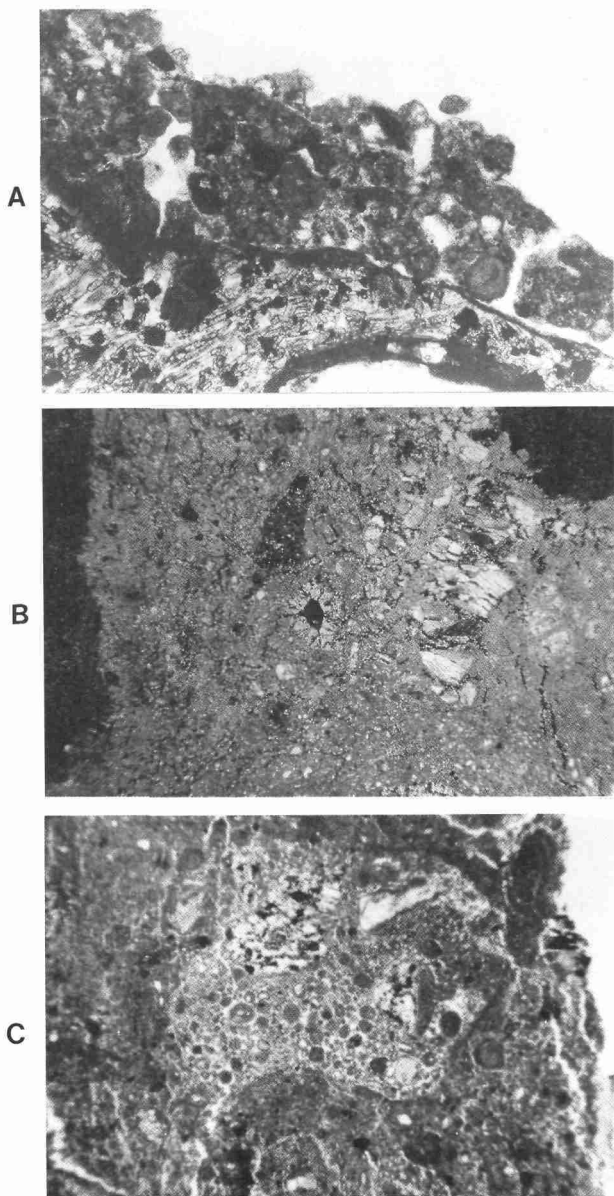


Planche 40. — Lames-minces observées au M. Pol de sédiments limoneux piégés dans des fissures du basalte de la Culata del Roque.

sparite. Certaines poches entre les macronodules sont occupées par un colmatage secondaire de petits nodules (Pl. 40-C) souvent organisés autour de nucleus de quartz, minéraux volcaniques ou calcite détritique.

L'étude au MEB et à l'EDS portant sur l'échantillon FV81 a confirmé la forte contribution allochtone aux limons des fissures. Il s'agit tout d'abord de quartz ($< 150 \mu\text{m}$) anguleux à sub-anguleux couverts d'un épais revêtement siliceux et argileux. Cette pellicule agglomère en surface des particules adhérentes souvent argileuses. Il y a aussi de nombreux grains d'argiles aux formes arrondies dont des grains éolisés de palygorskite. Si les carbonates et fragments de coquilles de gastéropodes ont une provenance vraisemblablement locale, tel n'est pas le cas des olivines visibles dans ces dépôts car elles n'existent pas dans les terrains volcaniques de Fuerteventura. En revanche elles abondent dans l'île de Lanzarote au Nord-Est et en sont provenues, obligatoirement transportées en suspension par le vent, en accord avec la direction des alizés.

Discussion

Dans le Sud-Marocain comme aux Iles Canaries orientales, les dépôts limoneux piégés dans les fissures et pavages caillouteux ont des traits minéralogiques, granulométriques et micromorphologiques prouvant leur allochtonie. Ils résultent, d'après ces données, de chutes de poussières sahariennes sachant que, dans le cas des observations de Fuerteventura, le *facteur d'insularité* vient ajouter un argument peu discutable à ce caractère d'allochtonie.

En comparant ces diverses poussières déposées, on peut établir leur *signature saharienne*. Dans le domaine minéralogique, l'origine saharienne des poussières déposées est ainsi identifiée par les quartz, feldspaths, grains de palygorskite. Les formes et microfaçonnements observés au MEB confirment la réalité des actions éoliennes enregistrées par ces constituants. Dans le cortège argileux, on doit souligner la permanence du *couple kaolinite-illite* et sa fréquence primauté sur la smectite locale, ce qui est très significatif de l'allochtonie des limons.

La présence d'un mode granulométrique dominant à $20 \mu\text{m}$ est l'un des points communs les plus remarquables de ces poussières déposées au Sud-Ouest du Maroc et surtout aux Canaries quand on sait que c'est la taille typique des particules des *poussières proximales*. C'est conforme avec la situation géographique de ces prélèvements sur les marges occidentales du Sahara.

D'après ces exemples pris dans diverses régions désertiques et péri-désertiques, il y a un caractère général du phénomène de piégeage de poussières tombées au sol, sur des sites et substrats très variés. La parenté entre les sédiments limoneux qui en résultent et les poussières en suspension s'est manifestée en permanence dans les traits granulométriques, micromorphologiques, minéralogiques et chimiques. Toutefois, ces données sédimentologiques ont laissé aussi entrevoir quelques différences, parfois simples nuances dans les critères d'appréciation, mais qui augurent cependant des premières transformations de la phase post-dépositionnelle des poussières. Aussi, avant d'aborder l'étude de la contribution des poussières sahariennes aux différentes sédimentations, il semble utile de dresser un bilan comparatif des traits sédimentologiques de poussières déposées et de poussières en suspension.

La caractérisation micromorphologique des poussières déposées

Dans le cadre de la caractérisation micromorphométrique de particules éoliennes par Analyse d'images et traitement numérique des données, on a examiné 375 particules provenant de remplissages de fissures dans des reliefs rhyolitiques, quartzitiques et schisteux du Sud-Marocain. L'Analyse d'images a été faite conformément à la procédure habituelle et les mesures obtenues ont été traitées par Analyse factorielle des correspondances.

D'après leur attribution aux différents axes de l'AFC, il résulte que les particules piégées sur substrat rhyolitique sont pour la plupart des grains circulaires et réguliers dont les dimensions vont de 80 à 140 μm de diamètre. Par ailleurs, de gros grains (150-170 μm) assez irréguliers y sont également signalés. Compte-tenu de la nature quartzreuse et donc allochtone de ces différents grains, on peut interpréter l'essentiel de ce stock comme un matériel sableux fin (où abondent les ronds-mats désertiques) saupoudré par le vent sur le relief rhyolitique. Par contre, la morphométrie assez irrégulière des gros grains évoque la contribution d'un matériel quartzeux moins évolué et plus vraisemblablement d'origine locale.

D'après l'AFC, les particules piégées dans les quartzites sont également régulières, circulaires et très peu allongées. Leur taille varie entre 80-140 μm . Il s'agit, là aussi, de sables fins désertiques apportés en suspension. Un autre stock très minoritaire apparaît, dans la classe 100-120 μm , formé de grains peu circulaires, apports très locaux issus des quartzites encaissants. Dans les deux cas précédents, la mise en évidence de grains de forme arrondie, par ailleurs connus dans les poussières désertiques grossières, est donc un bon indicateur d'une contribution éolienne au comblement des fissures, contribution indépendante de la nature des substrats encaissants.

En revanche, le matériel remplissant des fissures des schistes pose des problèmes différents. Suivant l'AFC, les tailles des particules sont très variables, étalées de 80 à plus de 170 μm . De plus, elles sont très peu circulaires, très allongées et plus ou moins irrégulières. Ces caractères morphométriques n'indiquent pas de façonnement éolien, évoquant au contraire un remplissage fissural par un matériel surtout local, dérivé de la météorisation actuelle des affleurements schisteux sur le versant et sans apport de poussières lointaines.

Une distinction d'ordre minéralogique entre poussières en suspension et poussières déposées

Deux AFC concernant la minéralogie des Argiles et celle des Poudres ont permis de comparer les poussières en suspension et les poussières déposées. L'AFC Argiles a porté sur 86 échantillons : poussières en suspension des deux transects sahariens, Oran-Hoggar et Tripoli-Hoggar, et poussières piégées dans des fissures ou reposant sur des substrats rocheux variés (Canaries, Sinaï, Sud-Marocain, Sud-Tunisien). Les 7 premiers axes de l'AFC portent 65 % de l'information (35 % pour les 3 premiers). Les 61 échantillons traités par l'AFC Poudres sont issus du transect Oran-Hoggar pour les poussières en suspension; les poussières déposées proviennent des Canaries, Sinaï, Sud-Marocain et Sud-Tunisien. Les 7 premiers axes fournissent 67 % de l'explication (39 % pour les 3 premiers).

De la comparaison des groupements de caractères sur les axes des 2 AFC, il ressort tout d'abord une différenciation des poussières «en vol» liée à leur distribution macrorégionale,

confirmant ce qui a déjà été décrit à ce sujet. A propos des poussières déposées, les poussières des fissures du Sud-Marocain (axe III+ signalant > 25 % d'illite et absence de palygorskite) s'individualisent par rapport à toutes les autres poussières déposées d'origines variées, Tunisie, Canaries etc. (axe I+ signalant 10-15 % de kaolinite et > 40 % de palygorskite). Ces distinctions au sein des poussières déposées suggèrent d'une part des apports différents d'un domaine à l'autre du fait de la diversité des zones-sources; d'autre part des évolutions différentes ayant pu s'amorcer dès la chute du fait de la diversité régionale des contextes pédologiques et altérologiques récepteurs.

Cependant le trait le plus original, indépendamment de toute notion de régionalisation, est l'opposition s'imposant sur de nombreux axes des 2 AFC entre les poussières «en vol» d'une part, et les poussières déposées d'autre part. A plusieurs reprises, le traitement informatique a ainsi imposé des groupements d'échantillons dont les caractères sédimentologiques et les provenances géographiques étaient fort différents, mais en privilégiant suivant le cas leur appartenance aux poussières en suspension ou aux poussières déposées. Ainsi sur l'AFC Argiles, on note sur l'axe I, en positif, un groupement de poussières piégées très riches en palygorskite (> 40 %) et assez riches en kaolinite (10-15 %) qui s'oppose en négatif à un groupement de poussières en suspension à fortes teneurs en kaolinite (> 15 %), mais à palygorskite plus faible (< 20 %). Les poussières piégées de l'axe III+ (illite > 25 %) s'opposent aux poussières «en vol» de l'axe III- moins riches en illite (15-25 %) et bien dotées en palygorskite (20-40 %). Sur l'AFC Poudres, les poussières déposées se regroupent sur les axes I+ et II- alors que les poussières en suspension dépendent des axes I- et II+. Ces dernières, caractérisées par d'assez faibles teneurs en calcite (10-30 %) et plus de 3 % d'argiles minéralogiques, s'opposent à des poussières déposées, soit très fortement calcitiques (> 45 %), soit très riches en quartz (> 65 %) et à faible calcite s.s. (< 10 %). Comme on le voit, cette incontestable discrimination s'appuyant sur des critères minéralogiques variés, suggère qu'une évolution immédiate affecte les poussières dès leur dépôt les distinguant des poussières en suspension. En particulier, cela laisse penser qu'à côté d'une palygorskite héritée d'origine éolienne, il y a une palygorskite de néoformation se développant immédiatement après le dépôt de la poussière.

D'autre part, il existe au sein des poussières déposées une nette opposition entre les poussières quartzeuses et très faiblement calcitiques piégées dans des fissures de roches diverses (rhyolites, granites, andésites, basaltes, quartzites, schistes, grès,) et celles, très carbonatées, qui participent ailleurs aux calciisations superficielles des mêmes substrats souvent non carbonatés. Ce dernier enseignement du traitement informatique des données anticipe sur une distinction capitale d'ordre chronologique et génétique qui apparaîtra dans les développements suivants entre des chutes de poussières anciennes carbonatées et des chutes de poussières plus récentes ou actuelles qui ne le sont pas.

Bibliographie

- [1] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Fédoroff N. (1984). Piégeage de poussières éoliennes dans des fissures de granitoïdes du Sinaï oriental. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 298; 2, 8 : 369-374.
- [2] Yaalon D.H., Ginzbourg D. (1966). Sedimentary characteristics and climatic analysis of easterly dust storms in the Negev (Israel). *Sedimentology*, 6 : 315-332.
- [3] Yaalon D.H., Ganor E. (1979). East Mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai. in Morales C. Ed., *Saharan Dust : Mobilization, Transport, Deposition*. Wiley, Chichester, UK., pp. 187-193.
- [4] Cailleux A. (1961). Sur une poussière transportée par le vent en Mer Rouge. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 252 : 905-907.
- [5] Goudie A.S., Sperling C.H.B. (1977). Long distance transport of foraminiferal tests by wind in the Thar desert, Northwest India. *J. Sed. Petrol.*, 47, 2 : 630-633.
- [6] Ganor E. (1975). Atmospheric dust in Israël : Sedimentological and Meteorological Analysis of Dust Deposition. PhD. Thesis, Jerusalem Univ., 213p.
- [7] Rognon P. (1967). Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. CRZA-CNRS, série Géologie, 9, 559p.
- [8] Derruau M. (1963). Quelques analyses granulométriques de limons du Sahara occidental. *Trav. I.R.S.*, 22 : 155-162.

10

La question des calcitisations

Dans les régions péri-désertiques au Nord du Sahara, les poussières se sont intégrées de multiples façons aux sols et l'une des questions essentielles est d'apprécier l'importance de cette participation et de comprendre les modalités de l'insertion de l'apport éolien aux pédogénèses. Au Nord du Sahara, il n'y a pas, à notre connaissance, d'évolution de ce type ayant abouti à des silicifications. En revanche, le rôle des poussières paraît plus certain dans les sols gypseux et carbonatés. Ainsi, diverses observations nous ont permis de préciser, au Maroc ou aux Iles Canaries, le rôle des poussières dans les calcitisations superficielles, ainsi que dans les encroûtements qui seront abordés dans le chapitre suivant.

Les calcitisations sur roches non carbonatées sont désormais classiques dans le Sud du Maroc même si peu de travaux s'y sont jusqu'à présent consacrés. L'hypothèse d'une origine éolienne des carbonates a été envisagée [1, 2]. Par ailleurs, pour Millot *et al.* [3] la présence de calcite ne résulterait pas du remplissage des diaclases par des apports allochtones mais de l'épigénie calcaire, mais ces auteurs n'ont pas pris position sur la question énigmatique de l'origine du Ca sur des substrats siliceux qui en sont dépourvus. Il a donc paru souhaitable d'étudier les calcitisations sur de nombreux substrats non carbonatés du Sud du Maroc (Massif d'Ifni et Anti-Atlas occidental). En effet, les dépôts carbonatés discordants y répondent à deux notions apparues fondamentales pour authentifier les poussières actuelles déposées : *l'allochtone sédimentologique par rapport au substrat* et la *position topographique élevée* excluant une mise en place autre que par le vent.

L'étude des calcitisations s'est faite comparativement à celles des substrats sous-jacents et sols sus-jacents. A côté d'observations de terrain et analyses sédimentologiques classiques, on a consacré une part importante aux examens micromorphologiques de lames-minces aptes à caractériser les états de la calcite et autres minéraux et à suggérer les dynamiques post-dépotionnelles. Il est apparu, sur le terrain, plusieurs types de calcitisation suivant leur position par rapport au substrat :

— une *calcitisation pelliculaire* constituée de fines plaquettes de carbonates de 1 ou 2mm d'épaisseur formant un revêtement blanc, beige ou rosé, plus ou moins continu à la surface de la roche. Cette pellicule cohérente, parfois assez friable, peut recouvrir l'affleurement ro-

cheux mais aussi pénétrer dans des fentes dont elle tapisse les parois et se prolonger dans le plan de fissure qu'elle peut contribuer à élargir dans les roches fissiles.

— une *calcitisation de fente* qui occupe les diaclases et joints ouverts. Comme la précédente, elle tapisse les parois d'un film de plaquettes indurées, mais en plus colmate le vide interstitiel par un matériel plus pulvérulent. Elle occupe des fentes ayant parfois plusieurs centimètres d'épaisseur et peut se prolonger aussi, du fait de la fracturation mineure de la roche, par des liserés clairs extrêmement fins.

— une *calcitisation diffuse* qui pénètre la roche dans la masse. Comme la précédente, elle exploite le maillage des fissures mais, en outre, une *calcification pénétrante* atteint «à cœur» les volumes interfissuraux.

— une *calcitisation pulvérulente* qui comble les dépressions du crypto-relief rocheux. C'est une accumulation de teinte claire assez peu consolidée, parfois nettement poudreuse, où flottent des blocs de la roche encaissante. Son épaisseur variable peut avoir plusieurs dizaines de centimètres.

Ces calcitisations élémentaires sont très fréquentes dans le Sud-Marocain dont sont tirés les principaux exemples. On les a aussi souvent rencontrées aux Iles Canaries.

Les calcitisations sur roches magmatiques

Les calcitisations sur substrat granitique

Les calcitisations existent sur les granites précambriens des massifs d'Ifni et du Kerdouss (Fig. 71).

L'exemple d'une coupe proche d'Ifni

A un kilomètre à l'Est d'Ifni, quelques collines granitiques dominent la *rasa* littorale. La coupe se situe quelques mètres en contrebas d'un sommet (Fig. 72-A). Des boules de granite affleurent (IF65), entourées par un cortex de roche plus altérée, argileuse et rougeâtre (IF66). Des carbonates (IF64) colmatent les fissures séparant les boules (*calcitisation de fente*). Des accumulations blanchâtres (IF67) emballant par endroit des fragments de granite recouvrent la roche (*calcitisation pulvérulente*).

Le granite sain et son cortex altéré sont de caractères proches dans la minéralogie des poudres (Tableau XXVIII-A). Toutefois la minéralogie des argiles (Tableau XXVIII-B) montre que l'altération est plus riche en kaolinite, en illite et surtout en smectite. La composition chimique (Tableau XXVIII-C) confirme le caractère peu accentué de l'altération de cortex. Dans les poudres, la calcitisation de fente est pourvue de taux de quartz et feldspaths moindres, alors que la calcite devient majoritaire.

Dans les argiles, à côté des kaolinite, interstratifiés gonflants et illite assez abondants, la palygorskite domine. Malgré une certaine abondance en Ca, la silice est toujours l'élément chimique principal. La calcitisation pulvérulente expose une carbonatation plus poussée. Si le quartz est peu abondant dans les poudres, la calcite domine très largement.

Tableau XXVIII. – La composition minéralogique (A) poudres, (B) argiles et la composition chimique (C) des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des granites du Sud-Marocain.

A/								
Ech.	Paly	Arg	Q	Pla	Fk	Mic	Cal	
IF 91	–	–	20	7	–	2	71	
IF 92	–	23	39	2	–	9	27	
IF 93	–	16	37	32	15	–	–	
IF 64	–	–	29	11	5	2	53	
IF 65	–	28	36	19	16	–	–	
IF 66	–	16	35	24	25	–	–	
IF 67	3	–	13	8	8	–	68	

B/								
	Kao	Sme	Int.G	Ill	Chl	Int	Pal	Q
IF 92	5	95	–	–	–	–	–	–
IF 93	–	–	–	–	–	–	–	–
IF 64	10	–	20	20	–	–	50	–
IF 65	–	–	–	11	9	8	–	–
IF 66	25	40	–	35	–	–	–	–
IF 67	5	–	10	–	–	–	85	–

C/											
Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O	P. feu
IF 91	15,3	3,73	1,9	0,9	38,9	0,6	0,51	0,15	0,03	0,9	35,1
IF 92	46,6	11,68	1,7	0,9	15,4	1,5	0,32	0,04	0,03	3,4	16,6
IF 93	72,2	14,12	2,4	0,3	0,5	3,6	3,80	0,14	0,02	0,1	1,3
IF 64	31,6	8,26	3,6	1,5	25,5	2,1	1,42	0,55	0,06	0,8	23,7
IF 65	66,9	14,84	3,5	0,9	1,9	4,8	3,61	0,55	0,08	0,1	1,2
IF 66	60,9	14,85	6,2	1,9	2,1	4,3	2,79	1,01	0,13	1,1	3,5
IF 67	20,1	5,09	2,4	1,9	33,9	1,1	1,02	0,29	0,04	2,2	30,9

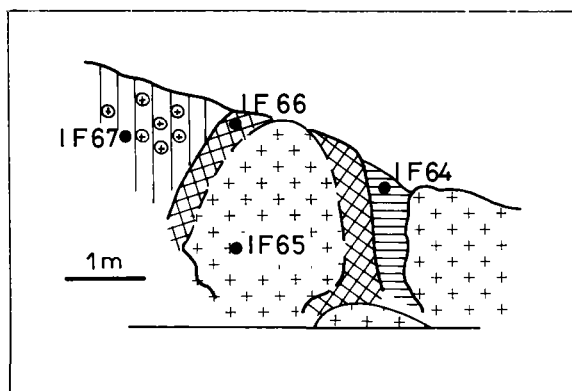
Dans les argiles, outre les kaolinites et interstratifiés gonflants, la part essentielle est jouée par la palygorskite. Ces tendances s'expriment dans la composition chimique où le Ca a une prépondérance relative.

Dans la granulométrie (*Fig. 72-B*), le matériel de la calcitisation pulvérulente (IF67) est sensiblement moins classé que celui de l'altération rougeâtre (IF66).

Les *observations micromorphologiques* montrent que bien que, peu altéré minéralogiquement, le granite présente une calcitisation élémentaire interne, invisible à l'oeil nu, sous forme d'un liseré de cristallisations sparitiques en éventail tapissant la paroi des fissures. La calcitisation de fente (*Pl. 41*) est formée d'une matrice micritique et argileuse de couleur marron-rouge en LN. De nombreux vides et pores sont tapissés d'un liseré de sparite secondaire. La micrite s'organise en nodules (comparables aux glaebules de Brewer [4]) de tailles variées (100 à > 500 µm de diamètre). La disposition et les contours circonscrits de ces nodules suggèrent le remaniement mécanique de la matrice micritique lors du remplissage de la fente.

Enfin, la matrice contient aussi des esquilles de quartz et autres minéraux. La calcitisation pulvérulente (*Pl. 42*) a une micromorphologie très complexe impliquant une *évolution polyphasée*. Le fond matriciel est constitué de micrite brune, mélangée parfois à des argiles orangées. On y distingue une double structuration :

A



B

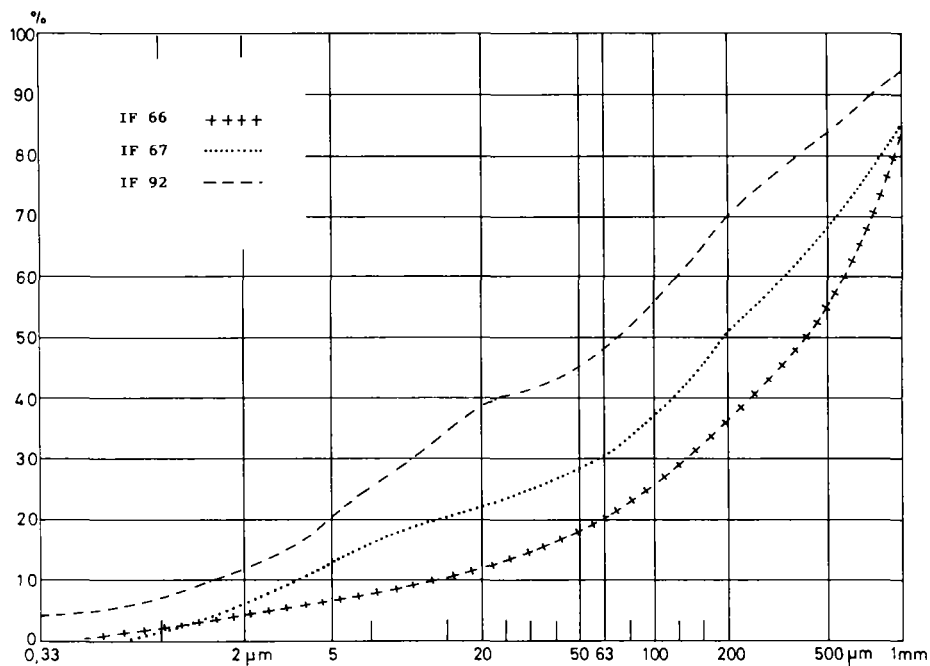


Figure 72. – La coupe sur granite proche d’Ifni. A) les calcitisations, B) les courbes granulométriques cumulatives de calcitisations sur granite (IF 67 et IF 92) et d’une altération granitique (IF 66).

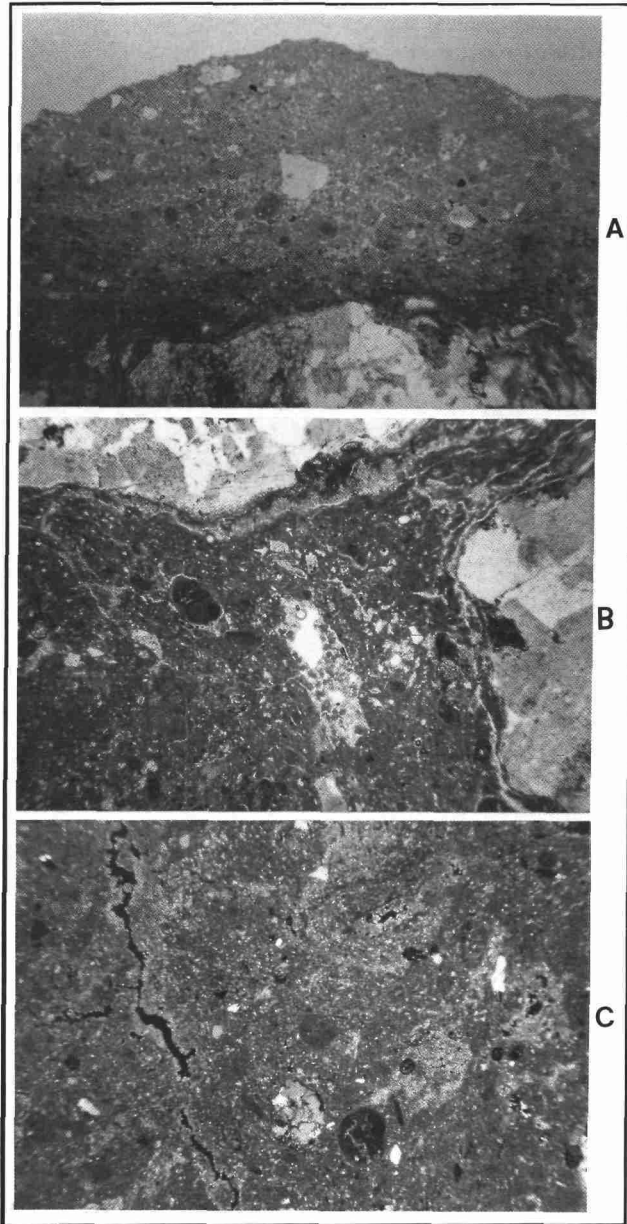


Planche 41. – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 64 (lumière naturelle : A et B; lumière polarisée : C).

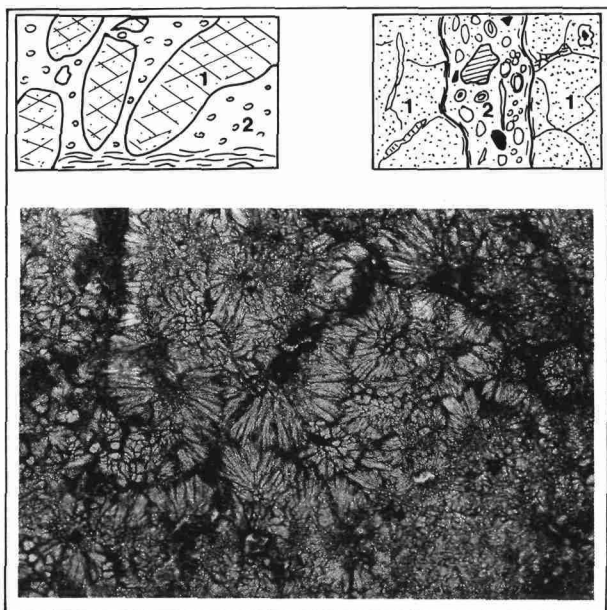


Planche 42. — Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 67 (LN).

— d'une part, de gros amas de matrice micritique brune (1). A la faveur d'une forte porosité, s'y sont développées une cristallisation secondaire de sparite en épis de maïs (éventualité de *microcodium* ?) et une cristallisation microsparitique en liseré sur les parois des vides. On note dans certains vides de petites accumulations manganifères (?). Ces amas bordés par une pellicule argileuse orangée paraissent disjoints, fragmentés et isolés les uns des autres.

— d'autre part, un remplissage intercalaire hétérogène (2) composé de nodules micritiques bruns emballant des quartz, esquilles de roche et nodules plus petits. Le tout est très poreux.

D'après cette structure complexe, il apparaît que la matrice micritique brune, préalablement homogène, s'est fragmentée (fentes de retrait par dessiccation, étirements et remaniements mécaniques... ?). Dans un 2^{ème} temps a eu lieu le remplissage des vides. Ces observations suggèrent que la calcitisation pulvérulente s'est comportée comme un dépôt sédimentaire dont la dynamique interne a été indépendante du substrat sur lequel elle reposait.

Les calcitisations sur granite à l'Est du Massif du Kerdouss

Auprès de Tafraoute, une pellicule fine de calcite (IF91) a été recueillie le long d'une fente ouverte sur un versant granitique. Un prélèvement proche a été fait dans une calcitisation diffuse (IF92) ayant pénétré le granite altéré et dans le granite sain (IF93).

D'après les *analyses minéralogiques*, la calcitisation diffuse ne s'est pas traduite par une perte en quartz (*Tableau XXVIII-A*). Mais les feldspaths ont pratiquement disparu et la calcite est notable au sein de l'altération. La calcitisation pelliculaire, avec peu de quartz, est très riche en calcite. Alors que le granite ne présente pas de spectre d'argiles, la calcitisation diffuse montre, outre la kaolinite, une proportion considérable de smectite (*Tableau XXVIII-B*). La composition chimique (*Tableau XXVIII-C*) indique entre les calcitisations diffuse et pelliculaire des proportions croissantes en CaO, en raison inverse de l'évolution de SiO₂.

D'après les *observations micromorphologiques*, la lame-mince de la calcitisation pelliculaire montre à nouveau une matrice micritique structurée en nodules, emballant de nombreux grains et esquilles de roche (*Pl. 43-A*). De même des fissures sont remplies de micrite fine dans le granite sain.

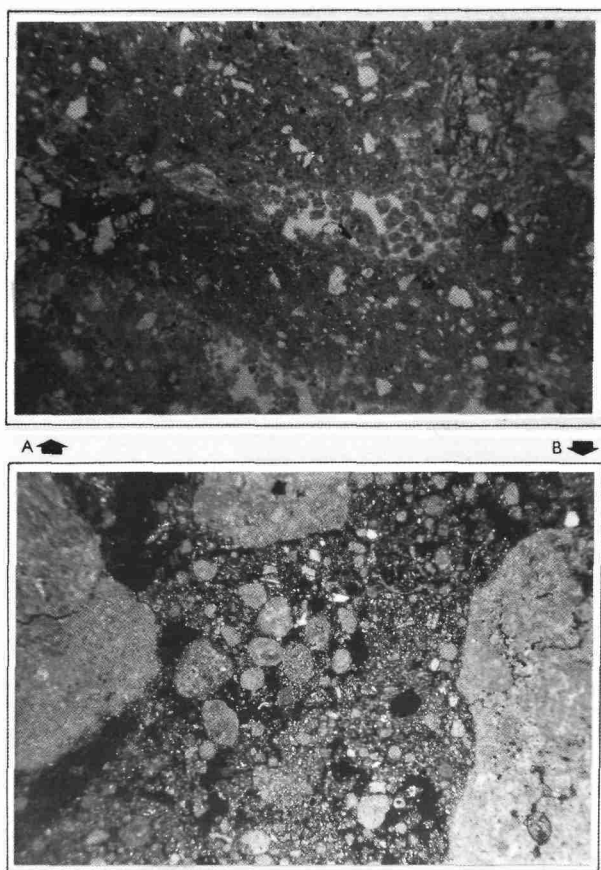


Planche 43. – Lames-minces observées au M. Pol. de A) la calcitisation pelliculaire IF 91 (LN) et B) de la calcitisation pulvérulente IF 69 (LP).

Commentaire

Le premier point à souligner est l'évidente *allochtonie de la matière carbonatée dans ces milieux granitiques*. En effet, elle ne peut provenir de l'altération des plagioclases puisque ceux-ci sont principalement sodiques d'après leur composition chimique. Compte-tenu de l'*allochtonie du Ca* et de la *position topographique élevée* des coupes, il est évident que les calcitisations sont d'origine éolienne et dérivent de chutes de poussières carbonatées.

La présence dans les diverses calcifications de taux, même réduits, de quartz, plagioclases, feldspaths potassiques et micas pose le problème de leur attribution génétique. En effet, ces minéraux appartiennent au cortège minéralogique habituel des poussières sahariennes, ce qui pourrait incliner à les attribuer, comme le Ca, à l'apport éolien. D'un autre côté, ils sont aussi des minéraux constitutifs des granites et, à ce titre, ils peuvent en provenir. L'observation micromorphologique confirme d'ailleurs la présence de fragments polycristallins de roche dans les calcitisations. Mais elle a montré aussi des fines particules de quartz (50-100 μm) de dimensions et formes comparables à celles des quartz des poussières désertiques.

Sur ces granites, la calcitisation ne se traduit pas par une épigénie de la roche, sauf peut-être pour la calcitisation diffuse s'opérant aux dépens du granite altéré. Mais une autre roche altérée, le cortex de la boule, n'est nullement affectée par le phénomène de calcitisation. Dans les cas de calcitisation de fente et de calcitisation pulvérulente, les indices micromorphologiques suggèrent un remplissage ou un dépôt issus d'une *mise en place sédimentaire* avec d'éventuels remaniements ultérieurs et non une altération *in situ* par épigénie de la roche.

Les calcitisations sur substrats volcaniques

Les calcitisations sur faciès rhyolitiques à l'Ouest du Massif d'Ifni

Le massif rhyolitique du Djebel Asijar est encapuchonné d'épaisses calcitisations. Vers 150-200 m d'altitude (*Fig. 73-A*), des fissures sont remplies d'une calcitisation de fente formée d'un mélange carbonaté et de limons de couleur rose pâle (IF68). Une mince calcitisation pelliculaire recouvre les parois de la fente (IF70). Une calcitisation pulvérulente blanche (IF69), riche en limons coiffe ces rhyolites. Le versant est également couvert d'un sol : sa partie superficielle (IF71) est un limon beige clair, peu structuré qui passe, en profondeur, à un limon plus aggloméré, argileux et rougeâtre.

Dans les faciès ignimbritiques, les lits cendreaux (IF74) ont guidé une calcitisation pelliculaire pénétrante (IF72) en lamelles peu durcies parallèles à leur stratification. Un sol limoneux brun surmonte le tout (IF73).

Par rapport à l'échantillon IF74 donnant une bonne image de la roche saine, les calcitisations se caractérisent par leur calcite surabondante et leurs faibles taux de quartz (*Tableau XXIX-A*). Les différences sont très accusées pour la calcitisation de fente (IF68) et la calcitisation pelliculaire (IF70). Les sols tranchent radicalement avec les calcitisations par leur absence totale de calcite, des teneurs élevées en quartz et notables en feldspaths et mica. Le matériel rhyolitique est totalement constitué de muscovite alors que les taux d'argiles micacées sont moindres dans les calcitisations (*Tableau XXIX-B*). Si les smectites ou interstratifiés gonflants abondent dans

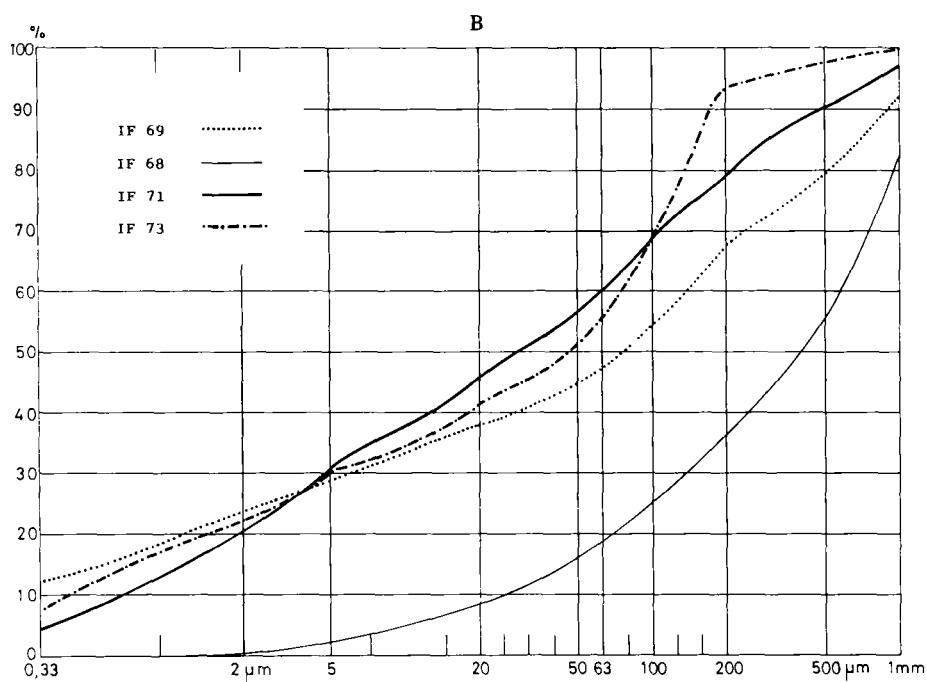
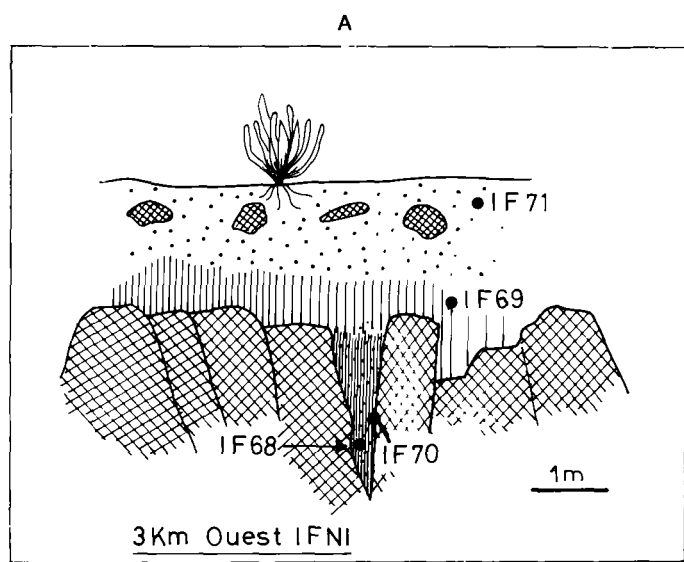


Figure 73. – La coupe sur rhyolite au Sud-Ouest d'Ifni. A) la coupe, B) les courbes granulométriques cumulatives de calcitisations et de sols.

Tableau XXIX. – La composition minéralogique (A) poudres, (B) argiles et la composition chimique (C) des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des roches volcaniques du Sud-Marocain et de Fuerteventura (Iles Canaries).

A/												
	Ech.	Paly	Arg	Q	Pla	Fk	Mic	Cal				
	IF 68	–	2	3	3	–	–	92				
	IF 69	–	3	15	6	6	–	76				
	IF 70	–	–	5	–	–	–	95				
	IF 71	–	2	59	25	7	4	–				
	IF 72	–	3	13	–	–	4	80				
	IF 73	–	7	67	11	5	5	–				
	IF 74	–	–	74	7	2	17	–				
	TF 72a	9	–	2	6	–	–	83				
	TF 72b	–	–	9	9	–	–	77				
B/												
		Kao	Sme	Int.G	Ill	Chl	Int	Pal	Q			
	IF 68	10	85	–	5	–	–	–	–			
	IF 69	15	–	40	30	15	–	–	+			
	IF 70	–	70	–	20	10	–	–	–			
	IF 71	20	–	–	60	15	5	–	+			
	IF 72	+	–	–	30	–	70	–	–			
	IF 73	15	–	10	55	20	–	–	+			
	IF 74	–	–	–	100	–	–	55	–			
	TF 72a	5	20	–	–	15	10	15	–			
	TF 72b	5	–	–	–	–	80	–	–			
C/												
	Ech.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O	P. feu
	IF 68	6,1	1,92	1,2	1,3	46,3	0,3	0,84	0,08	0,02	1,7	40,2
	IF 69	21,4	7,37	3,3	1,6	30,4	1,3	0,80	0,30	0,02	3,1	29,1
	IF 70	13,1	3,61	2,1	1,3	40,5	0,8	1,05	0,19	0,02	0,9	35,4
	IF 71	61,2	14,11	6,2	2,1	0,8	3,1	2,36	0,88	0,09	1,9	5,8

les calcitisations poussées, ils n'existent pas dans IF72 ni la roche. La kaolinite apparaît dans l'accumulation pulvérulente et la calcitisation de fente. De même, les sols en sont riches. Les données chimiques (*Tableau XXIX-C*) confirment l'importance de CaO dans les calcitisations et leur faiblesse en silice, à l'inverse du sol. Les traits granulométriques (*Fig. 73-B*) sont ceux de matériaux non triés. Pour les sols, la fraction argileuse est importante et la courbe redressée de IF73 s'explique par la contribution de la texture sableuse des ignimbrites au sol.

D'après les *observations micromorphologiques*, les calcitisations sont constituées d'un fond matriciel micritique brun où apparaissent des petits quartz, feldspaths et esquilles de roches. La structure montre deux niveaux d'organisation (*Pl. 43-B*) avec, d'une part, des plages importantes du fond matriciel séparées par un maillage de vides et, d'autre part, de petits nodules occupant ces espaces intercalaires. Dans la calcitisation de fente (IF68), les plages s'organisent en amas sub-arrondis entourés d'un liseré de matrice plus rouge (goethite) parfois décollé en écailles concentriques. Près des lèvres de la fente, se distinguent 2 remplissages matriciels chargés de nodules (*Pl. 44-A*) : l'un, plus foncé et proche de la roche (1), semble plus ancien; l'autre, plus clair et moins compact (2), forme l'essentiel de la poudre contenue dans la fente. Dans la calcitisation pulvérulente (IF69) très riche en fragments rocheux, les gros amas de micrite brune flottent dans une boue de nodules plus petits (*Pl. 44-B*). La calcitisation pelli-

culaire pénétrante (IF72) offre des traits voisins. Dans la calcitisation pelliculaire (IF70), ces petits nodules s'agrègent en macronodules composites (*Pl. 44-C et M*) où subsistent des vides résiduels.

S'il est peu utile de revenir longuement sur l'argumentation *allochtonie sédimentologique et position élevée* pour retenir l'idée de l'origine éolienne des carbonates de Ca, il existe toutefois des nuances minéralogiques entre ces calcitisations sur rhyolites. Celles n'ayant pas profondément pénétré semblent minéralogiquement les plus distinctes de la roche mais l'examen micromorphologique n'a pas mis en évidence, même pour les calcitisations les plus profondes, de phénomène d'épigénie. Par ailleurs, les deux niveaux d'organisation de la structure des calcitisations suggèrent l'intervention de processus mécaniques dans la mise en place du matériel avec une dislocation d'un dépôt initial suivie d'un remplissage ultérieur dans les vides ainsi créés. L'existence de nodules peut ainsi résulter du déplacement colluvionnaire sur les versants ou le long des fissures d'un matériel micritique préalablement sédimenté sous forme de poussières. Les sols actuels de ce domaine rhyolitique sont fort différents des calcitisations où ils reposent parfois. Sols de pente, ils s'apparentent beaucoup plus, par leurs caractères minéralogiques, à la roche en place. Toutefois les teneurs en kaolinite y sont très fortes et la fraction granulométrique très fine importante ce qui suggère leur enrichissement par des poussières récentes à actuelles.

Comparaison avec les calcitisations sur basalte à Los Molinos (Fuerteventura)

Au Nord-Ouest de Fuerteventura (Canaries), près du port de Los Molinos (*Fig. 74*), des calcitisations ont été recueillies dans de vieux basaltes plio-pléistocènes : une calcitisation pelliculaire pénétrant le long d'une fissure (TF72A) et une calcitisation de fente (TF72B) avec un remplissage poudreux blanc.

Dans la *minéralogie des poudres* (*Tableau XXIX-A*), ces calcitisations se caractérisent par une calcite abondante et la présence de quartz. La palygorskite existe dans la calcitisation pelliculaire. Dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ (*Tableau XXIX-B*), les points communs sont richesse en palygorskite et présence de kaolinite. Si la calcitisation pelliculaire s'individualise par sa smectite, la calcitisation de fente est riche en interstratifiés (10.14_c)Cg.

L'*examen micromorphologique* de la calcitisation pelliculaire (TF72A) s'est avéré très intéressant. Le remplissage carbonaté de la fissure s'est effectué en 2 séquences successives (*Fig. 75*) :

— le long de la paroi basaltique, un 1^{er} revêtement brun est formé d'une matrice micritique riche en matière organique noire (1). Il renferme des éléments variés en nature comme en taille : abondantes esquilles de basalte, nombreux minéraux volcaniques, rares fragments coquilliers, rares quartz, enfin très nombreux nodules évoquant des observations dans les vertisols des Canaries occidentales [5]. Tous ces éléments sont entourés d'un revêtement plus ou moins épais de palygorskite. La porosité est forte, les vides étant tapissés de sparite claire ou plus ou moins remplis de calcite aciculaire. La limite externe de ce 1^{er} revêtement se matérialise par des laminations micritiques (2) fortement chargées de matière organique ébauchant une micro-croûte zonaire.

— un remplissage central (3) à dominante micritique de couleur plus claire composé de nodules jointifs aux limites moins contrastées que dans le 1^{er} revêtement. Des quartz plus

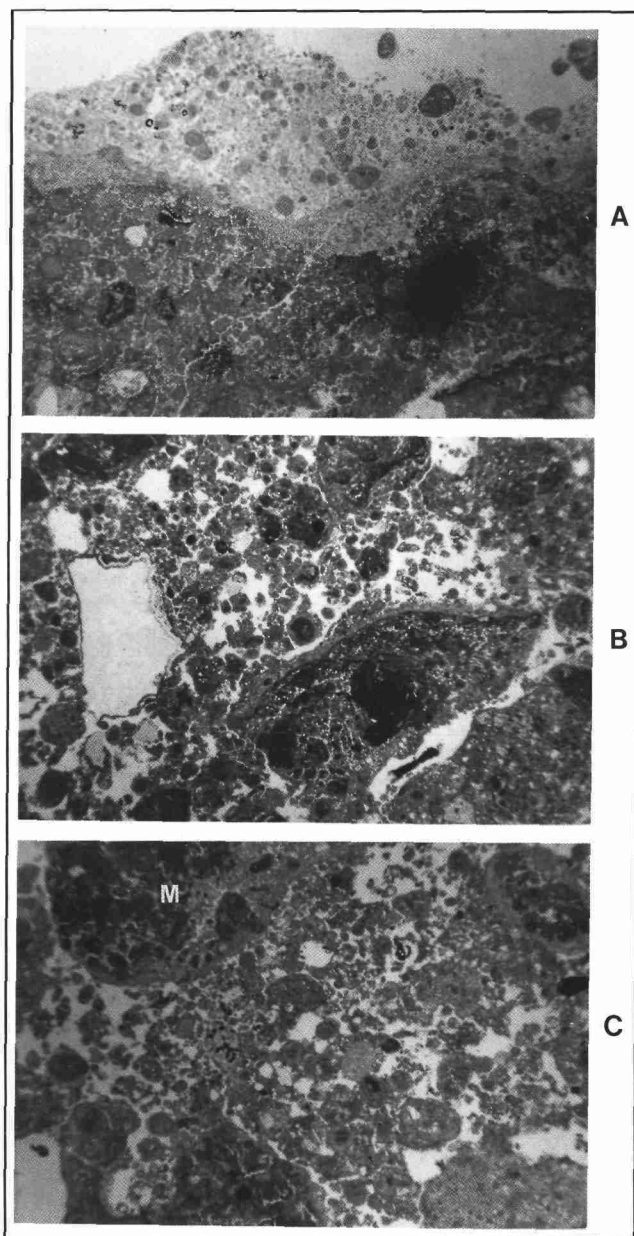


Planche 44. – Lames-minces observées au M. Pol. des calcitisations IF 68 et IF 69. - A) IF 68(LN) B) IF 69(LN) C) IF 69(LP) M : méganodule composite.

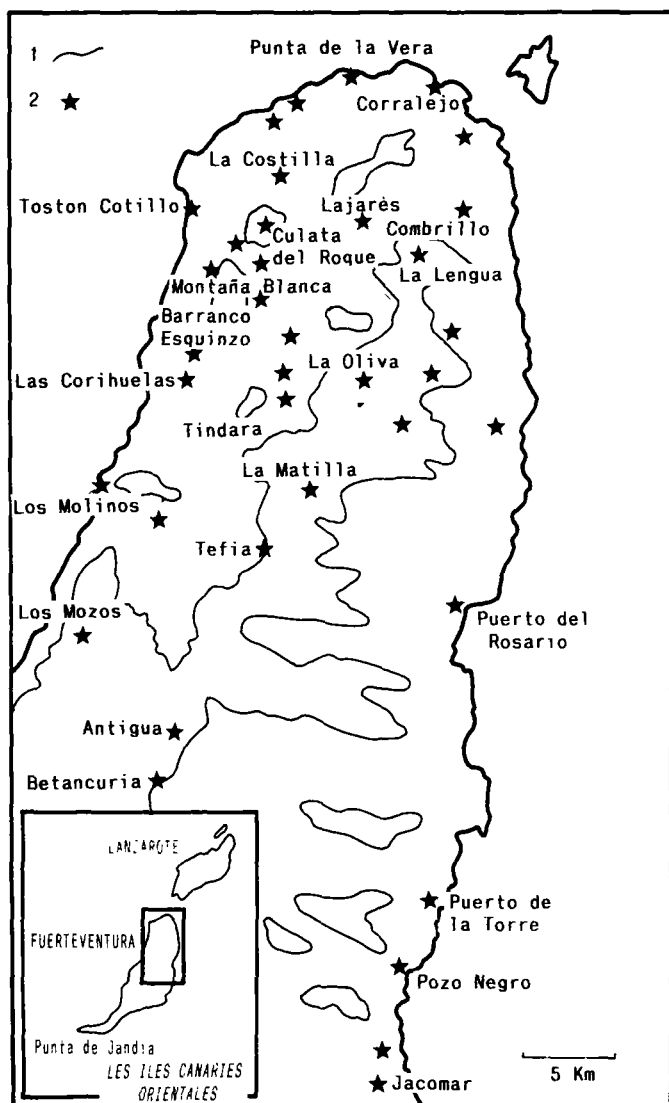


Figure 74. – Localisation des prélèvements dans le Nord de Fuerteventura. 1) isohypse de 250 m, 2) les sites de prélèvements.

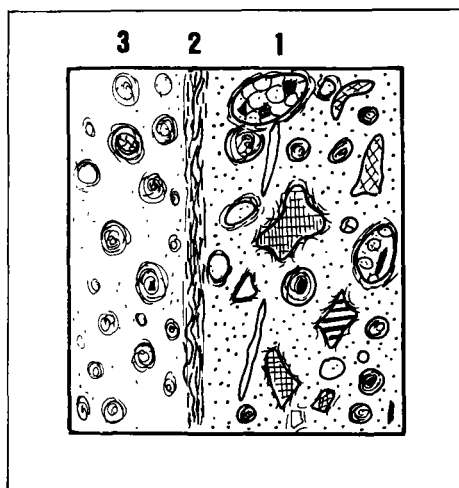


Figure 75. — Calcitisation pelliculaire pénétrant une fissure (TF 72A), schéma interprétatif d'après lame-mince.

petits et plus abondants y sont aussi visibles. Des calcitisations sparitiques secondaires sont développées dans les espaces polyconcaves internodulaires.

Les nodules ont des dimensions et des constitutions variées. De gros nodules composites caractérisent le 1^{er} revêtement, formés de nodules élémentaires et de fragments détritiques. Les nodules élémentaires peuvent être constitués de matrice micritique brune, chargée de filaments noirs de matière organique. Une sparite ou un grain de roche peut en former le noyau.

Toutefois le plus original est le rôle joué par la palygorskite dans ces nodules :

— elle forme un *coating* autour des nodules. Ses assemblages fibreux jaune-orangé sont disposés concentriquement, à la périphérie des nodules dont ils forment l'enveloppe. Dans le cas des noyaux détritiques anguleux, ce film est suffisamment épais pour donner une allure émoussée, voire arrondie aux nodules.

— plus remarquable encore est l'occurrence, prépondérante dans le remplissage central, de nodules entièrement constitués par une structure concentrique de palygorskite.

La présence dans la calcitisation pelliculaire de 2 revêtements distincts implique 2 deux phases successives de remplissage de la fissure que confirme la surabondance du matériel détritique local dans le 1^{er} revêtement. La calcitisation ne s'est pas traduite par une épigénie du basalte le long des parois de la fissure et le matériel la colmatant a une origine externe.

Les observations sur la palygorskite sont à rapprocher de travaux antérieurs sur les Canaries [6] concernant les états micromorphologiques qu'elle adopte dans les limons holocènes.

En effet, observée au MEB, elle s'était alors présentée soit comme un revêtement fibreux sur des minéraux *porteurs*, soit sous forme de grains qu'elle constituait entièrement, à la surface lissée et compactée, héritée d'un façonnement éolien de phase pré-dépositionnelle. Tout laisse à penser que les nodules de palygorskite contenus dans la fissure calcitisée ont connu une

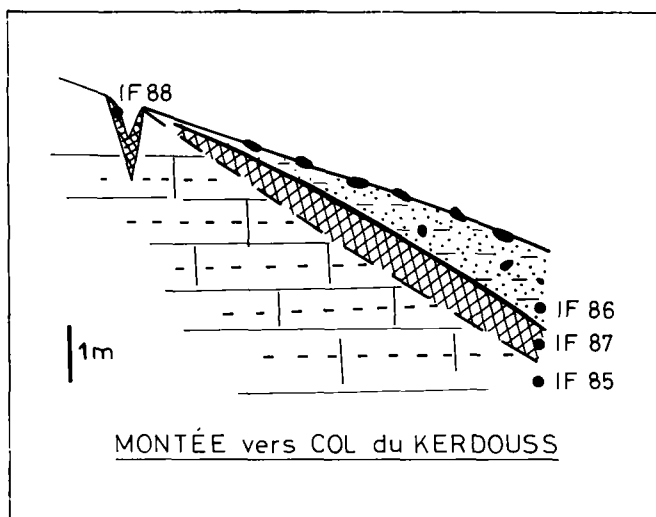


Figure 76. – Le versant sur grès précambriens du Massif du Kerdouss.

genèse identique et donc que, grains éolisés de palygorskite piégés, ils sont un argument supplémentaire pour arguer de l'origine allochtone du remplissage.

Les calcitisations sur substrats sédimentaires et métamorphiques

Les calcitisations sur grès

Des calcitisations ont été prélevées sur un versant de grès précambriens du Massif du Kerdouss au Nord de Tafraoute (Fig. 76) : calcitisation pulvérulente (IF87) reposant sur le grès (IF85); sol argilo-limoneux brun-rouge la recouvrant (IF86). En amont sur le versant, des fentes sont tapissées de calcitisation pelliculaire (IF88).

Dans la *minéralogie des poudres*, les calcitisations ont de forts taux de calcite (80-90 %) à la différence des sol (6 %) et roche en place (2 %) de leur côté riches en quartz (63-71 % contre 8-15 %) et mieux pourvus en feldspaths (11-12 % contre 0-2 %) et micas (8-9 % contre 2 %). Les argiles du grès sont peu évoluées. Les calcitisations ont une importante teneur en smectite (50-55 %) et la calcitisation pulvérulente a en plus de la palygorskite (25 %). Le sol est riche en kaolinite (20 %) qui se retrouve, en proportions moindres (5-10 %), dans les calcitisations. La composition chimique des calcitisations montre des taux de CaO (42-50 %) bien plus importants que ceux de la roche (<1 %) et du sol (<3 %); mais ces derniers sont riches en SiO₂ (76-59 %) et le sol a une forte proportion d'alumine (15 %).

Si l'examen au *M. Pol.* en lame mince du grès confirme son caractère sain, la calcite n'est pas absente de l'échantillon, se présentant comme un mince liseré de cristaux sparitiques perpendiculaires à une face de la roche. De plus, une micrite rose pénètre les microfissures suscitant une épigénie. Une lame dans IF87 présente une structure et une composition très hétérogènes. La porosité y est très forte avec des vides tapissés de micrite. Dans le fond micritique, on observe de nombreux fragments de grès ainsi que des esquilles de matériel volcanique, provenant sans doute du socle proche. Ces morceaux de roche, de forme anguleuse, sont souvent épigénisés par la micrite et les *microcodium* y sont bien développés. La structure du matériel est très hétérogène, avec des plages de micrite brune résultant de l'accrétion et du remaniement de nodules élémentaires. Ces nodules sont soit totalement formés de micrite pure, soit d'amas plus grossiers de micrite emballant de petits fragments de roche. De plus des taches de goéthite et des accumulations de manganèse concourent à la coloration soutenue du tout. Observée en lame-mince, la calcitisation pelliculaire (IF88) a une organisation microstructurale et une composition proches de ce qui vient d'être décrit. Dans une fine matrice brune carbonatée, on retrouve la structure nodulaire et de moins nombreux fragments de roche, à l'épigénie poussée, ne se manifestant parfois que par des fantômes plus ou moins digérés. Enfin, le sol (IF86) est composé d'une matrice argileuse brun-rouge très poreuse dont la calcite est absente.

Les fragments de roche, de toutes tailles, sont nombreux et parfois très émoussés. Le fond matriciel est disloqué en blocs anguleux à sub-anguleux séparés par des vides. Cette structure manifeste parfois une tendance à la nodulation par déformation des amas et effritement mécanique des sommets polyédriques.

Les carbonates de Ca sont nécessairement d'origine éolienne sur un grès siliceux. La calcitisation pulvérulente reposant sur la pente gréseuse a été soumise à des dynamiques de versant de type colluvial. Le sol superficiel a enregistré les mêmes contraintes de pente, bien indiquées par l'absence de classement granulométrique. Mais on remarque à nouveau l'indépendance minéralogique et chimique d'un tel sol par rapport aux calcitisations sous-jacentes. Par ailleurs, si des traces d'épigénie sont apparues aux dépens des fragments rocheux contenus dans les calcitisations, le phénomène est resté assez mineur et ne s'est pas massivement développé dans la roche. Enfin, alors qu'elle est absente de la roche-mère, l'abondance de kaolinite dans le sol y repose la question générale d'apports éoliens allochtones.

Les calcitisations sur schistes

Des recouvrements blancs carbonatés sont très fréquents sur les reliefs schisteux de l'arrière-pays de Tiznit et de la boutonnière du Kerdouss.

Les calcitisations sur les schistes verts du primaire

A l'Est de la plaine de Tiznit, un ravin tourné au Sud entaillant des schistes verts qui sont, au sommet, injectés de CaCO_3 mêlé à des limons (IF51). Ces calcitisations de fissure occasionnent des plications dans les schistes. Après Imi ou Guemma, le versant de l'Anti Atlas occidental est tapissé de dépôts blancs pulvérulents masqués de limons de pente bruns-rouges. Les fissures des schistes verts sont souvent calcitisées (IF78). Dans la vallée proche d'Aït

Chrif, la roche de couleur foncée (IF81) est recouverte d'une calcitisation pelliculaire en fines lamelles contenant des débris schisteux (IF79). Un remplissage carbonaté (IF80) y occupe une fente.

Les calcitisations sont moins riches en quartz (10-28 %) que la roche-mère (57 %) et la calcite (59-80 %) y est prépondérante. A l'exception de IF79 (12 %), les calcitisations ont des taux faibles de plagioclases (4-5 %) par rapport au substrat schisteux (14 %) mais les feldspaths alcalins (26 % dans la roche) ont disparu. Les micas sont plus abondants dans les calcitisations (4-6 %) que dans les schistes (2 %). Alors que la roche saine est bien fournie en chlorite (70 %), les forts taux d'illite (20-55 %) et surtout kaolinite (5-25 %) et smectite (25-50 %) ou interstratifiés gonflants (5-35 %) caractérisent les calcitisations. Les injections carbonatées dans le schiste (IF 51) sont riches en palygorskite (70 %). La composition chimique confirme le rôle du CaO dans les calcitisations (25-43 % contre < 1 % dans les schistes) et leur teneur plus basse en SiO₂ (13-32 % contre 76 %). Ces calcitisations sont granulométriquement assez mal classées, d'une finesse notable pour IF 51.

Sur lames-minces, au contact entre calcitisations et roche, on peut observer la pénétration de liserés micritiques dans les microfissures (IF51). D'après une lame dans IF79, une micrite brune très poreuse pénètre aussi, en coin, dans la structure phylliteuse des schistes; des plages de calcite secondaire s'y développent exploitant les cassures obliques à la schistosité (*Pl. 45*). De plus, cette lame a révélé une micro-épigénie différentielle, entre des feuillets schisteux sains et d'autres envahis d'une micrite diffuse. Ces lames des calcitisations (*Pl. 46*) exposent généralement une matrice micritique s'organisant en nodules. Il y a coexistence de nodules marron-beige à matrice très peu chargée en éléments détritiques et de nodules brun-rouge où abondent particules de quartz, feldspaths, micas et fragments polyminéaux. Des phénomènes d'épigénie affectent ces débris, parfois réduits à l'état de fantômes. Dans les vides polycavés, des cristallisations sparitiques sont installées. Des liserés d'illuviation argileuse occupent des conduits interstitiels, surtout sur la lame de IF51.

Les calcitisations des schistes du Massif du Kerdouss

Dans le Bassin de Tighmi, à l'entrée du village, des pélites précambriennes délitées en plaquettes sont totalement calcarifiées (IF44). Au col de Taфраoute, vers l'Ouest, des calcitisations de fissure (IF94) recueillies dans des schistes métamorphiques (IF95), sont analogues aux calcitisations sur schistes cristallins rencontrées à plus basse altitude, dans le bassin de Taфраoute.

Si la teneur en calcite de la calcitisation sur pélites est assez modérée (34 %), les quartz (37 %), plagioclases (6 %) et micas (16 %) y sont abondants. De même, ces minéraux sont bien représentés dans la calcitisation de fissure (IF94) des schistes métamorphiques dont le taux de calcite est remarquablement faible (13 %). Les proportions de smectite (55 %) et de kaolinite sont les plus notables avec la palygorskite (15 %) pour IF 44. Les données chimiques confirment la différence assez faible entre roche et calcitisation sur schistes cristallins avec une teneur minime de CaO dans la dernière.

Sur les lames-minces, les caractères de la calcitisation sur pélites (IF44) sont proches de ce qui a été décrit précédemment avec une matrice carbonatée formée de nodules jointifs entourés d'un liseré microsparitique à sparitique. De nombreux vides subsistent entre ces nodules, quelquefois occupés par les carbonates recristallisés. La matrice micritique contient des

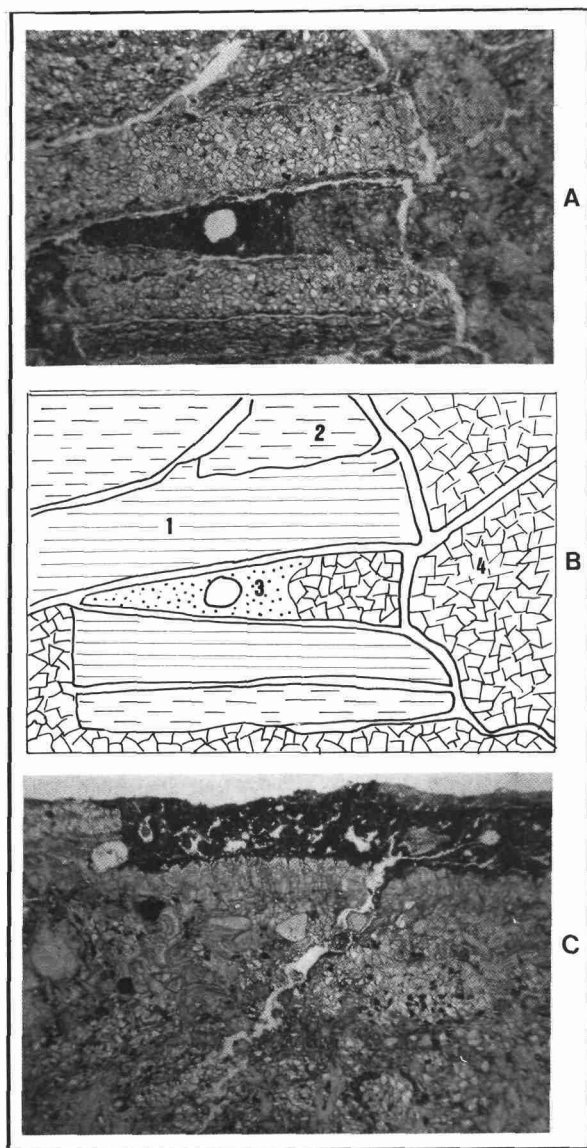


Planche 45. – Lame-mince observée au M. Pol. (LN) de la calcitisation IF 79. - A) micro-épigénie différentielle par pénétration en coin de la micrite brune dans la structure phylliteuse B) schéma au centre: (1) schiste sain (2) schiste altéré (3) micrite (4) calcite recristallisée C) piégeage de poussières dans une anfractuosité, micrite brune peu structur e; cristallisation sparitique perpendiculaire   la roche.

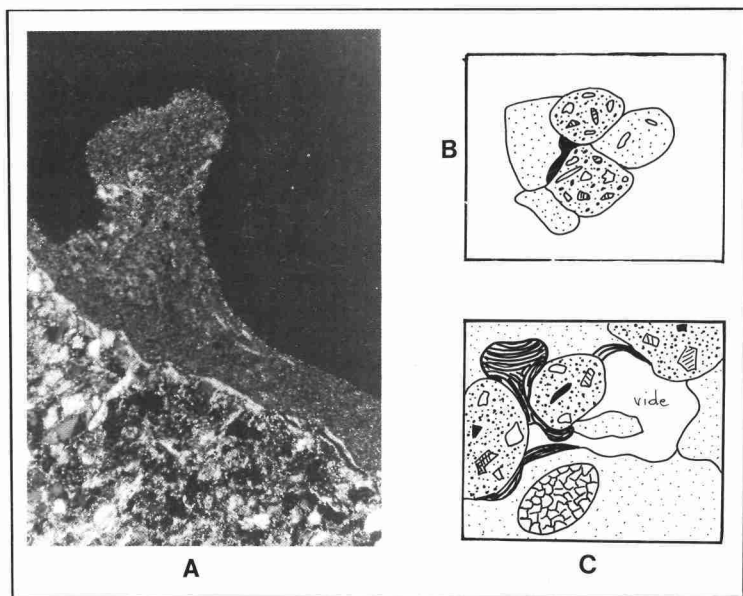


Planche 46. — Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 51. - A) micrographie LP d'un lambeau de calcitisation micritique B) schéma de la coexistence de nodules de micrite pure et de nodules chargés de fragments détritiques C) liseré d'illuviation argileuse occupant des vides interstitiels.

fragments de quartz, feldspaths et de roches pouvant être plus ou moins épigénisés et entourés d'un liseré calcitique.

Observée aux franges mêmes du matériel sain, la calcitisation sur schistes cristallins est assez différente. Elle est moins poussée ce qui peut s'expliquer par la localisation de l'observation microscopique, étant entendu que les données minéralogiques et chimiques ont déjà souligné le faible degré de la calcitisation. La roche a une argilisation élémentaire le long des fissures, redistribuée parfois en lamines d'illuviation orangée. La pénétration de la micrite dans ces fissures semble consécutive à cette altération argileuse, s'accompagnant d'une disjonction des minéraux investis. Quelques nodules de micrite sont visibles à l'entrée des fissures.

Commentaire

En considérant globalement le bilan minéralogique des calcitisations sur schistes, il semble que les plagioclases et micas soient peu affectés par le phénomène. Au contraire, les feldspaths alcalins en moindre équilibre chimique avec le milieu semblent s'altérer beaucoup plus.

Par ailleurs, l'épigenèse par la calcite se manifeste aux dépens des particules détritiques contenues dans les calcitisations là où la pénétration de la calcite dans la roche est la plus profonde. L'intervention préalable de l'altération argileuse semble faciliter le phénomène, en accord avec l'hypothèse de Millot *et al.*[3].

Pour conclure cette étude des calcitisations sur roches non carbonatées, il faut donc souligner qu'elles apparaissent ici comme le résultat de chutes de poussières carbonatées sur des substrats variés. Les formes prises par ces calcitisations sont assez diverses. Toutefois,

sans nier le rôle du processus d'épigénie qui paraît s'exercer aux dépens des roches là où les fissuration et altération préalables ont permis la pénétration profonde de la calcite, on est amené à considérer ici que les calcitisations présentent plus l'aspect de revêtements discordants sur les roches que le résultat de leur imprégnation minérale par les carbonates. Nos observations inclinent à penser que ces calcitisations ont un comportement sédimentaire propre et que leur matériel évolue et a évolué sur les versants des reliefs comme celui de la plupart des dépôts de pente fins. Les nodules observés dans la matrice micritique et les remaniements que suggèrent leurs arrangements complexes laissent entrevoir, pour la plupart des calcitisations, des comportements dynamiques de type colluvionnaire. Ceux-ci concernent en particulier les calcitisations pulvérulentes, déjà épaisses sur les versants, et ils expliquent sans doute le remplissage de bien des fentes de la roche.

Les questions, d'ailleurs intimement liées, de la provenance des carbonates éoliens et de l'âge de leur apport par le vent seront abordées dans le chapitre suivant. Cependant on comprend déjà que la présence, en discordance minéralogique et chimique flagrante, des sols argilo-limoneux actuels sur beaucoup de ces calcitisations fait penser qu'elles se sont constituées dans le Sud-Marocain avant la mise en place de ces sols, ce qui ne signifie évidemment pas que les processus de carbonatation de la roche liés au dépôt calcaire soient interrompus. Par contre, cela suggère que des chutes massives de poussières carbonatées soient survenues antérieurement à l'Actuel et que les poussières actuelles qui contribuent partiellement à constituer les sols sont de nature différente, semble-t-il désertique, comme le confirment d'ailleurs bien les exemples de poussières actuelles piégées qui ont déjà été étudiés dans la région.

Mais, à côté des calcitisations, les carbonatations s'expriment aussi dans les régions proches du Sahara par la présence d'encroûtements. Au Maroc méridional, dans la région qu'on vient d'étudier, de tels encroûtements existent. Il faut savoir désormais quelle est leur place dans le cycle sédimentaire éolien des carbonates dans la suite logique de l'étude des calcitisations.

Bibliographie

- [1] Oliva P. (1974). La distribution des croûtes et des encroûtements dans l'Anti-Atlas occidental. Une approche géomorphologique du problème des croûtes sur roches non calcaïques. CNRS. Travaux RCP 249 : 47-77.
- [2] Beaudet G., Michel P., Nahon D., Oliva P., Riser J., Ruellan A. (1976). Formes, formations superficielles et variations climatiques récentes du Sahara occidental. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, 2; 18 : 157-174.
- [3] Millot G., Nahon D., Paquet H., Ruellan A., Tardy Y. (1977). L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride : Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Géol.*, Strasbourg, 30; 3 : 129-152.
- [4] Brewer R. (1964). *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Wiley, & Sons, New York.
- [5] Rodriguez Hernandez C.M., Fernandez-Caldas E., Fedoroff N., Quantin P. (1979). Les vertisols des îles Canaries occidentales. Etude physico-chimique, minéralogique et micromorphologique. *Pedologie*, 29; 1 : 71-107.
- [6] Chamley H., Coudé-Gaussen G., Debrabant P., Rognon P. (1987). Contribution des aérosols à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. France*, 8; 3; 5 : 939-952.

11

Le problème des encroûtements calcaires

Au sein des sols et des formations superficielles des régions péri-désertiques au Nord du Sahara, il existe des encroûtements, le plus souvent calcaires, reposant sur le substrat rocheux ou des dépôts sous-jacents. Ces encroûtements ont fait l'objet d'un nombre considérable d'observations et d'hypothèses mais les controverses subsistent toujours sur les conditions de leur mise en place et sur leur signification paléoclimatique.

La question de la contribution des poussières aux encroûtements

Les encroûtements calcaires appartiennent à la large famille des indurations superficielles péri-désertiques (*duricrusts* des anglo-saxons) et, si l'on en croit Goudie [1], les *calcretes*, *silcretes*, *gypcretes* et *ferricretes*, devraient tout ou partie de leur matériel aux chutes de poussières.

Les recherches sur les encroûtements calcaires

L'évolution des idées

Les controverses sur les croûtes calcaires sont les plus nombreuses et surtout les plus anciennes. Leur découverte remonte au siècle dernier en Afrique du Nord [2] et dans l'Ouest des Etats-Unis et les différentes hypothèses génétiques sont amplement détaillées, entre autres, in Vogt [3] et Bock [4]. La synthèse établie par Vogt [5] dégage bien les trois théories ayant alimenté les débats scientifiques :

— l'*hypothèse per ascensum* a fait appel aux processus liés à l'évaporation : remontée de solutions capillaires du sol et précipitation en surface des matières dissoutes.

— l'*hypothèse per descensum* remonte aux travaux des pédologues dans les années 20. Sous climat aride ou semi-aride, la croûte se forme par lessivage de la partie supérieure du sol et l'accumulation carbonatée s'opère à la base de la zone lessivée; l'horizon B migre vers le bas, de quelques centimètres à plus de 2 m, et la croûte s'épaissit grâce à cette descente. L'érosion peut décaper entièrement l'horizon A, faisant affleurer l'encroûtement. Au carbonate provenant du lessivage peuvent s'ajouter des apports latéraux en solution. Cette théorie n'a plus subi de modifications significatives jusqu'à nos jours.

— l'*hypothèse sédimentaire* est née dans les années 1937-38. Les croûtes seraient des constructions sédimentaires, dues aux eaux de ruissellement laminaire; mais cette hypothèse n'a été que rarement suivie.

Mais «ces trois hypothèses... ne prennent en considération que la circulation du carbonate de calcium à l'état dissous : or, la mise en solution du calcaire est un phénomène très lent...et ne peut expliquer les énormes volumes mobilisés dans les croûtes calcaires.» [5, p. 211]. Il faut donc envisager d'autres apports des carbonates.

L'hypothèse d'un apport éolien aux encroûtements

Le rôle des apports éoliens dans la genèse des croûtes calcaires a été invoquée par Brown [6], Coque [7], Gardner [8] et Kulke [9] montrant que «les croûtes sont formées d'un sédiment où les sables dunaires du soubassement sont mélangés aux apports de l'amont dans une matrice calcaire... L'agent de transport est l'eau d'un ruissellement laminaire ou réticulaire.» [3, p. 138].

L'idée d'une contribution éolienne sous forme de poussière n'a été que très récemment proposée par Blümel [10,11] qui, comparant les calcrètes de Namibie et du Levant espagnol, souligne l'absence de relation entre les croûtes, leur substrat et leur site : elles sont donc issues de chutes de poussières carbonatées préalables à toute évolution pédologique.

La problématique de cette étude

L'origine des carbonates ainsi immobilisés préoccupe d'autant plus que, si nombre d'encroûtements reposent sur des roches calcaires dont ils peuvent tirer leur matériel, il y a aussi des encroûtements sur substrats non carbonatés. On est alors devant une problématique identique à celle déjà abordée pour les calcitisations et il faut à nouveau s'interroger sur la provenance sous forme de poussière carbonatée de tout ou partie du matériel ensuite encroûté. La question se pose en particulier pour les revêtements carbonatés des volcans de Fuerteventura et des terrains de socle du Sud-Ouest marocain où des recherches antérieures ont déjà traité de l'épigénie calcaire des roches non carbonatées et des relations entre néoformation de la palygorskite et concentration des carbonates dans les sols [12, 13, 14, 15].

Les encroûtements du Sud-Marocain

Un cas d'encroûtement sur roche granitique

La coupe à l'Est du Massif d'Ifni

A un kilomètre à l'Est d'Ifni, sous le sommet d'une colline de granites précambriens (Fig. 77), le versant (IF61) se débite en blocs anguleux frais masqués par une calcitisation pulvérulente (IF59). Les blocs sont emballés dans une altération granitique pénétrée par une calcitisation diffuse (IF60). Le tout est surmonté d'un encroûtement calcaire rose et sa croûte zonaire (IF62) que recouvre un sol limoneux brun (IF63) englobant des blocs de granite épars.

Les calcitisations (IF59 et IF60) ont des traits bien familiers : taux de calcite très importants (67-70 %) et teneurs faibles en quartz (7 %) et feldspaths alcalins (5 %). Mais, par rapport au granite sain, leurs proportions en plagioclases (8-13 % contre 30 % pour la roche) et micas (7-8 % contre 11 %) ont moins diminué, du fait du milieu basique des calcitisations. La palygorskite (2 %) apparaît dès cette fraction dans la calcitisation diffuse, trait habituel aux calcitisations profondes. Paradoxalement, les teneurs en calcite de la croûte sont moindres (59 %) et elle est plus riche en quartz (17 %) et plagioclases (21 %). Si le sol montre une forte concentration en quartz (53 %) et autres composants du granite, la calcite en est absente. La palygorskite est l'élément argileux des 2 calcitisations (45 et 70 %), particulièrement dans la plus

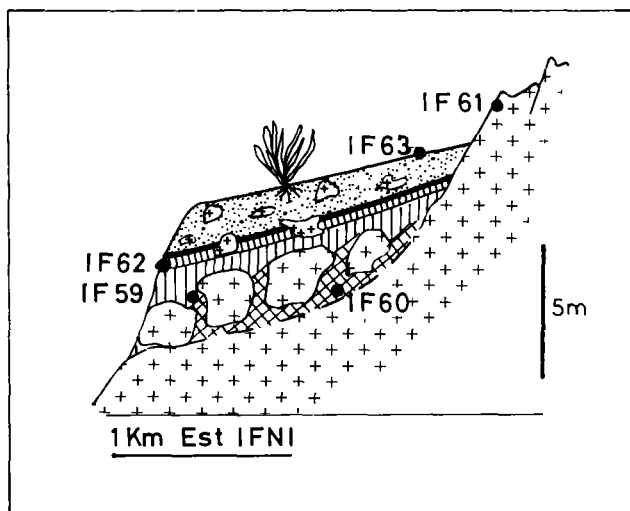


Figure 77. – Un exemple d'encroûtement sur granite à l'Est d'Ifni (Sud-Marocain).

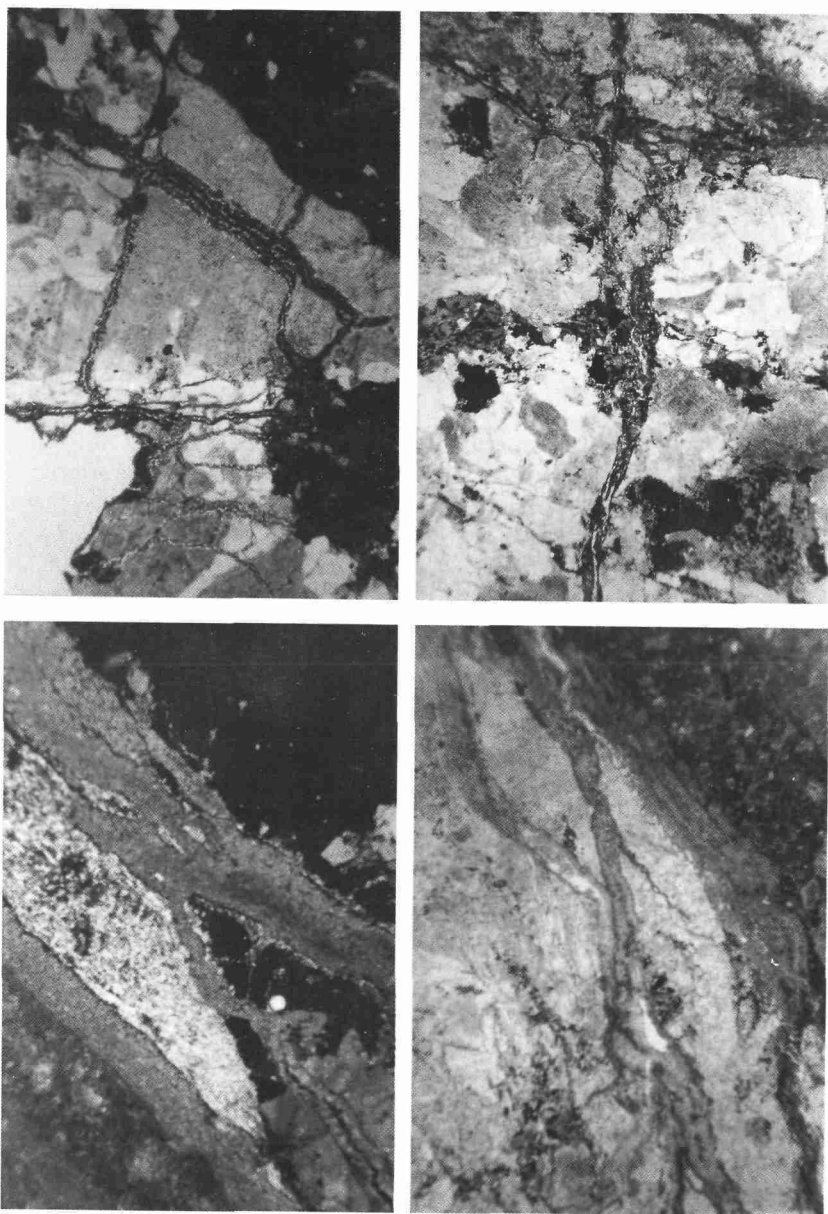


Planche 47. — Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 61. Pénétration de la micrite par les fissures de la roche et épigénie calcaire.

profonde. En revanche l'illite, forte dans le granite (70 %), est moindre dans les calcitisations (15-25 %). Dans l'encroûtement, l'illite s'est bien maintenue (45 %) et les kaolinite (15 %) et interstratifiés gonflants (25 %) deviennent importants. Dans le sol, la kaolinite abonde (20 %). Les analyses chimiques soulignent la parenté de la roche en place et du sol actuel (SiO_2 : 66,8 % et 61,9 %). L'encroûtement et les calcitisations sont évidemment riches en CaO (32-42 %) et pauvres en SiO_2 (12-25 %).

En lame-mince, le granite sain (IF61) est légèrement pénétré par la micrite le long des microfissures où des traces d'épigénie peuvent s'observer (*Pl. 47*). Dans les calcitisations se retrouve la structure nodulaire complexe déjà décrite. Des nodules de matrice micritique brune et compacte s'opposent à des espaces moins organisés où la micrite beige côtoie les vides. Dans la calcitisation diffuse (IF60), les débris de roche sont très épigénisés, parfois transformés en fantômes (*Pl. 48*). Les argiles orangées fibreuses (palygorskite) participent à la matrice micritique. Au contact de la calcitisation pulvérulente (IF59) et d'un bloc granitique «flottant», une microfissure (*Pl. 49*) montre 2 remplissages matriciels successifs : l'un (2), proche de la roche (5), fait de matrice brune organisée en nodules en halo et riche en esquilles de roche; l'autre (1), central, formé d'une micrite beige nodulaire plus pure. Joutant la roche, une frange de micrite correspond à la pénétration de l'épigénie. Elle est parfaitement pure d'un côté,

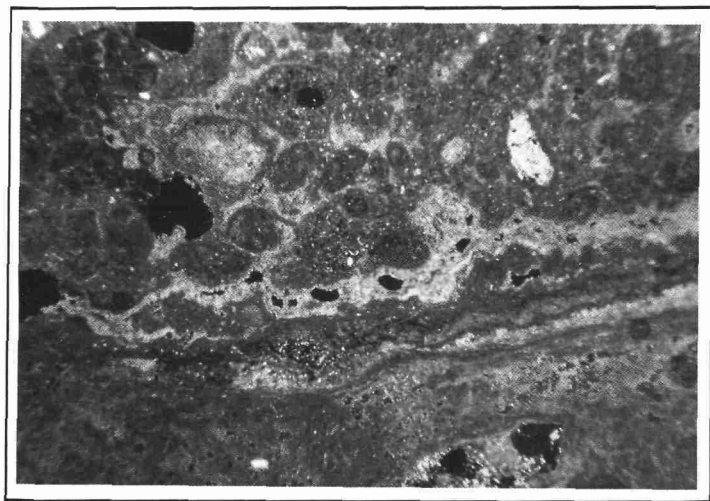


Planche 48. — Lame-mince observée au M. Pol. (LN) de la calcitisation diffuse IF 60. Epigénie poussée des minéraux du granite.

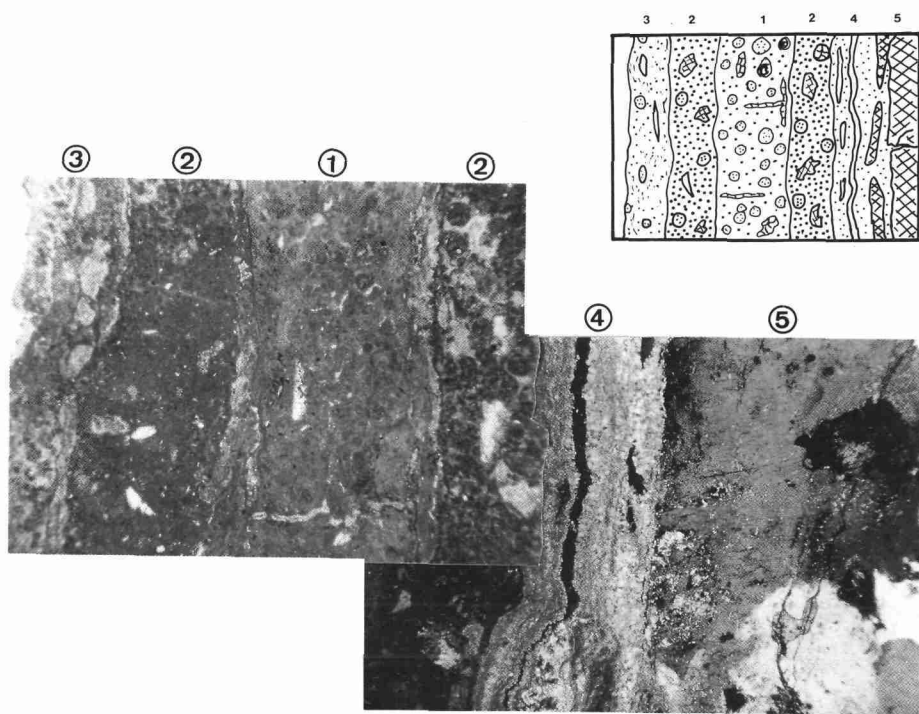


Planche 49. — Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 59.

organisée en bandes d'accrétion micritique successives (4) et plus chargée en matière organique (3) de l'autre. La croûte (IF62) a certes une micromorphologie originale mais on y retrouve des traits décrits dans les calcitisations. S'y opposent des laminations en bandes parallèles séparées par de larges plages de structure nodulaire apparentée à celle des calcitisations (Pl. 50-A) : de cette alternance résulte l'*aspect zoné de la croûte*. Les plages intermédiaires ont un fond matriciel micritique beige où vides et fissures sont souvent le site de cristallisation de sparite.

Parfois, une gaine de cristaux auréole en géode les vides; parfois une calcitisation totale comble les fissures ou vides circulaires. Dans cette matrice micritique, flottent des nodules variés (Pl. 50-C) : les uns, de petite taille, faits de micrite brune compacte; les autres, grands et composites, formés de petits nodules bruns agrégés dans une gangue de micrite beige. Plusieurs particules sont entourées d'un liseré argileux orangé. Des fragments de roche, quartz et feldspaths, fréquemment épigénisés (Pl. 50-C), peuvent être intégrés aux macronodules ou flotter dans le fond matriciel beige. Les bandes laminées, de couleur marron-clair, correspondent

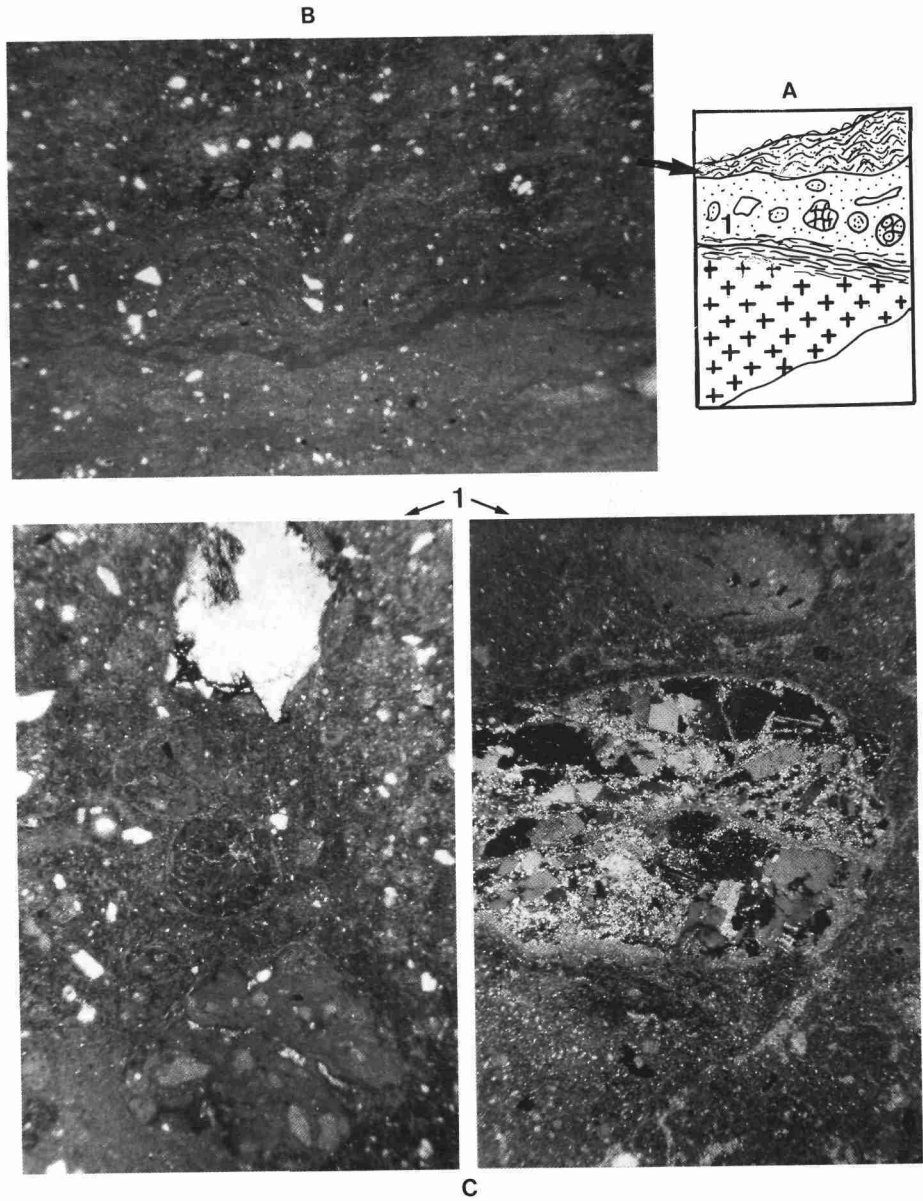


Planche 50. - Lame-mince observée au M. Pol. de la croûte IF 62.

à des zones de croissance stromatolitique. La micrite s'y organise en guirlandes ou croissants superposés; entre les croissants, les rides ont piégé de petites particules détritiques (Pl. 50-B). Le contact entre plage nodulaire et bande stromatolitique s'opère par une discontinuité noire riche en matière organique.

L'interprétation

Sur ce granite, les carbonates sont nécessairement d'origine éolienne. Les caractères sédimentologiques des calcitisations évoquent ceux déjà décrits sur les granites du Sud-Marocain. On notera cependant la profonde transformation que la calcite invasive a opérée dans l'altérité granitique IF60 : à nouveau, l'altération de la roche a favorisé sa calcitisation, fait confirmé par les nombreuses manifestations d'épigénie visibles en lame-mince sur l'échantillon. Les caractères microstructuraux des calcitisations, en particulier leur organisation nodulaire complexe, induisent l'hypothèse de remaniements colluviaux des revêtements micritiques après la chute des poussières carbonatées. Cette évolution sur le versant s'est accompagnée par l'intégration de fragments détritiques du substrat.

L'étude de la croûte zonaire (IF62) parachève ce schéma génétique. En effet, sa stratigraphie fine résulte d'une part de phases de remaniement du versant, responsables des «lits» colluviaux nodulaires et détritiques; et, d'autre part, de phases de stabilisation du versant où les micro-organismes ont généré la micrite stromatolitique. En accord avec Adolphe [16] et Vogt [3], ces phases de croissance stromatolitique n'ont pu avoir lieu qu'à l'air libre, à la surface du versant, et par conséquent au sommet de l'accumulation carbonatée. La mise en place de la croûte zonaire s'est donc faite à la fin du cycle sédimentaire des carbonates éoliens, alors que l'ennoisement du versant granitique par ces carbonates se ralentissait, même si des dynamiques colluviales résiduelles ont encore interstratifié quelques lits nodulaires ou piégé de petites concentrations détritiques dans les creux des ondulations stromatolitiques. Cette pollution détritique explique les taux importants de quartz et autres minéraux du granite dans la croûte et donc une faiblesse relative en calcite par rapport aux taux plus importants des calcitisations.

La prise en considération de la croûte zonaire comme stade final du cycle sédimentaire des carbonates éoliens, dans une mise en place subaérienne, exclut qu'on puisse la considérer comme un éventuel horizon de concentration carbonaté B_{ca} du sol qui la recouvre. Celui-ci a été mis en place postérieurement, vraisemblablement à l'Actuel, par des dynamiques de versant à partir des matériaux libérés à l'amont du versant granitique.

L'abondance de la kaolinite (absente du granite altéré) dans ce sol de pente suggère une contribution éolienne différente de celle des poussières carbonatées qui s'est produite par le passé. On peut envisager un enrichissement du sol par des poussières d'origine désertique, car la kaolinite est une argile fréquente dans les poussières sahariennes. Ces dernières sont également riches en quartz, feldspaths et minéraux du socle saharien. Ces éléments ont vraisemblablement accompagné la kaolinite dans la contribution éolienne au sol actuel, mais la convergence minéralogique d'un tel apport avec la constitution du substrat local ne permet pas d'en préciser le degré exact de participation.

Un cas d'encroûtement sur roche rhyolitique

La coupe du col à l'Est de Souk el Arba n' Sahel

Dans le complexe volcanique précambrien du Massif d'Ifni septentrional, cette coupe de versant (Fig. 78) se situe au contact d'andésites et de rhyolites (IF10). Du bas en haut de la coupe on note :

- roche altérée à la base (IF15)
- partie inférieure de l'accumulation avec débris graveleux de roche altérée (IF13)
- niveau de blocs rhyolitiques enrobés de manganèse (IF14)
- matrice poudreuse blanche avec rares débris de roche (IF16)
- accumulation pulvérulente blanche (IF17)
- partie supérieure de l'accumulation pulvérulente (IF18)
- niveaux encroûtés (IF19)
- croûte sommitale rubéfiée en surface et démantelée (IF20)
- sol rouge-brun à structure prismatique et *slickensides* (IF21)
- blocs de roche saine glissés sur le dépôt (IF22)

Relativement à la roche saine, les différents niveaux de la coupe montrent dans les poudres des taux de quartz appauvris (< 30 % contre 70 %) et de calcite parfois considérables (15 à 90 %). Ainsi, les niveaux pulvérulents (IF17,18) sont les moins riches en quartz (7-8 %) et feldspaths (1-2 %). Au contraire, de plus fortes teneurs en quartz caractérisent le front basal

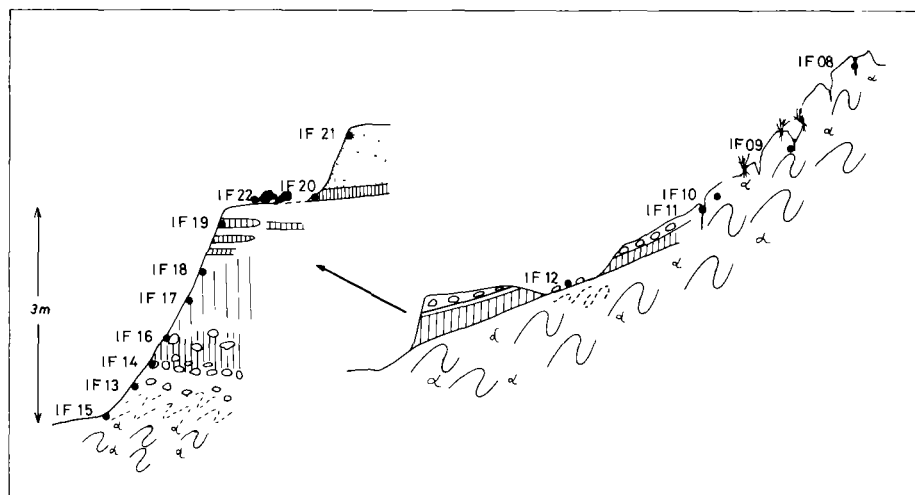


Figure 78. — La coupe du col à l'est de Souk el Arba n'Sahel.

d'altération IF15 (39 %) et les niveaux caillouteux inférieurs IF13, 14 et 16 (10-28 %). Ces taux remontent aussi dans les encroûtements, surtout le dernier (10 %), et sont massifs dans le sol (63 %). Les proportions de calcite, faibles à la base de la coupe dans la roche altérée (15 %) et dans le niveau IF14 riche en blocs (38 %), s'accroissent dans l'accumulation pulvérulente et culminent dans les premiers niveaux encroûtés IF19 (90 %). La palygorskite est forte dans les niveaux riches en blocs et la roche altérée (25-36 %), ce qui suggère sa participation à l'épigenèse de la roche. Les taux d'illite (10-25 %) et kaolinite (5-10 %) sont assez constants, plus élevés toutefois dans le sol (respectivement 60 et 30 %).

Celui-ci se distingue par le manque de palygorskite, argile aux proportions considérables dans les autres niveaux (65-85 %), avec un maximum pour le niveau à blocs IF14 (90 %). Si on admet la formation locale de cette argile, on peut penser que la plupart des niveaux ont donc été concernés par l'épigenèse de la calcite par la palygorskite. La smectite est absente de la coupe et les interstratifiés gonflants sont peu représentés (parfois 5-10 %). Les données chimiques confirment la forte désilicification de la roche altérée (SiO_2 : 18 %). La composition chimique du niveau IF13 est encore siliceuse (51 %) et peu carbonatée (CaO : 8 %).

L'examen micromorphologique de la roche saine (IF22) permet de voir quelques fissures remplies de micrite. Les lames-minces des autres échantillons montrent des traits micromorphologiques communs. Leur matrice micritique brune a une forte porosité.

Les fissures et les vides sont ourlés d'un liseré de gerbes de microsparite secondaire. La matrice a une structure nodulaire composée soit de nodules peu nombreux de micrite pure en amas; soit de nodules micritiques plus petits; soit, plus fréquemment, d'un mélange de petits nodules de micrite, de grains de calcite en épis, de quartz etc. Les fragments de roche sont souvent digérés par la calcite et il y a aussi de rares débris coquilliers. Plus surprenante est l'occurrence de fragments, parfois grossiers (taille des sables), de dolomie qui proviennent selon toute vraisemblance des dolomies paléozoïques affleurant un kilomètre à l'Est. Il a donc fallu de forts vents locaux pour faire remonter ces grosses particules dolomitiques jusqu'à l'altitude élevée du col.

Quelques différences microstructurales apparaissent entre les échantillons. Les niveaux les plus chargés en matériel détritique local sont à la base de la coupe. Parmi eux, IF14 a un liseré noir, sans doute de manganèse, autour des blocs géométriques de sa matrice micritique. Au sommet de l'accumulation pulvérulente, la matrice d'IF18 a une organisation nodulaire très fine. Une lame dans la croûte sommitale (IF20) montre un dispositif zonaire où alternent bandes laminées et plages de micrite brune nodulaire plus ou moins typée (Fig. 79). Des fissures (dessiccation ?) sont remplies de sparite secondaire. La lamination est plus intense et serrée en haut, alors qu'en bas le dispositif est plus lâche et de limites plus diffuses. Les lits nodulaires sont riches en particules épigénisées et fragments de dolomie. D'après leurs forme et agencement, les nodules se sont formés en plusieurs générations. Les passées sont formées pour les unes de micrite pure beige, finement litée en larges ondulations. D'autres montrent des guirlandes stromatolitiques empilées en croissants, avec des particules détritiques piégées dans les creux. Enfin, le sol rouge (IF21) se distingue par ses laminations argileuses colorées (goethite), sa forte porosité et beaucoup de fragments rocheux.

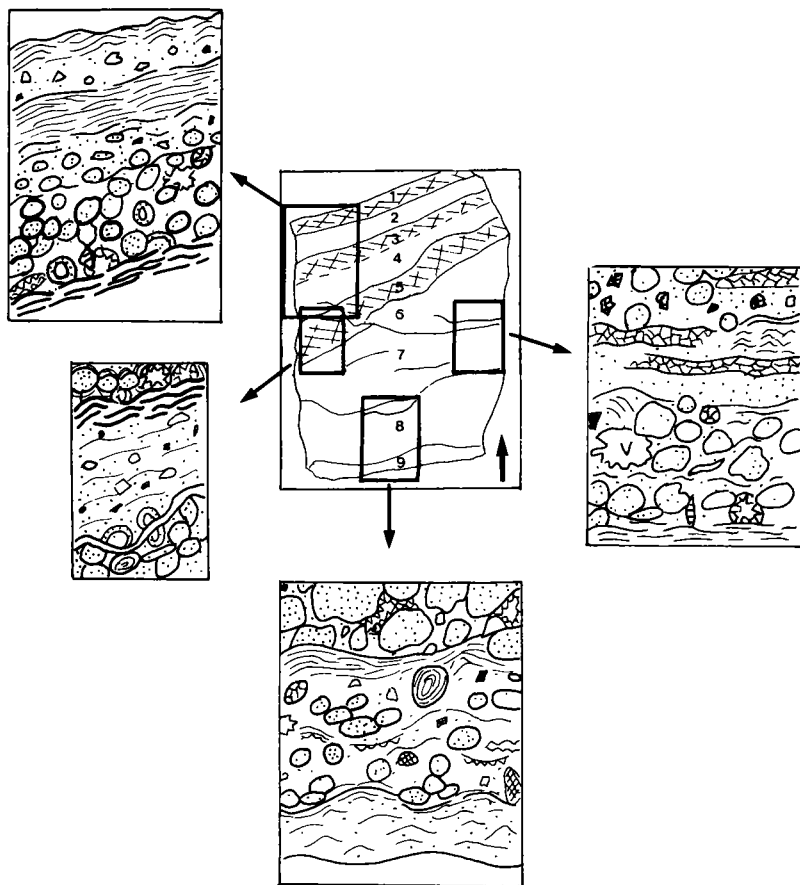


Figure 79. — La croûte calcaire IF 20. 1) micrite beige légèrement litée en guirlande, emballant de nombreuses petites particules détritiques, rares vides, 2) micrite beige pure, finement litée en larges ondulations; dans 1) et 2) matière organique diffuse, 3) semblable à 1), 4) nodules arrondis $\pm$ jointifs à revêtement d'argiles, anciens vides circulaires imparfaitement remplis d'un liseré sparitique, 5) micrite claire avec de nombreux débris de quartz anguleux, 6) larges fentes remplies de sparite au sein d'une micrite à tendance stromatolithique, nodules micritiques non jointifs, nombreux fragments de roche (dont dolomie), 7) nodules micritiques grossiers et irréguliers, particules de roche épigénisées, forte porosité, 8) rares nodules micritiques allongés au sein d'une micrite à porosité de fentes $\pm$ comblée de liserés sparitiques, grains arrondis de palygorskite et fragments de dolomie, 9) micrite claire finement litée à tendance stromatolithique.

L'interprétation

Cette coupe est intéressante car calcitisations et encroûtements ont manifestement été mis en place tout au long de l'accumulation du dépôt, en relation avec des dynamiques de versant. D'après les niveaux basaux de graviers et blocs, les processus de glissement et de fluage aux dépens d'une roche superficiellement altérée se sont opérés corrélativement à des chutes de poussières carbonatées. Ainsi s'expliquent des caractères chimiques et minéralogiques encore très marqués par le substrat. Puis l'activité des processus de versant s'est fortement ralentie alors que continuaient de fortes chutes de poussière. Il en résulte l'absence d'une fraction clastique grossière dans les niveaux carbonatés intermédiaires qui forment en fait une remarquable *calcitisation pulvérulente*.

Mais cela n'a pas interdit malgré tout la continuation d'un colluvionnement modéré ni la contamination détritique fine dont témoigne la microstructure nodulaire du dépôt.

La fin du cycle sédimentaire des poussières carbonatées s'est donc manifestée par l'élaboration des encroûtements. Leur caractère répétitif vers le sommet de la coupe laisse entrevoir une évolution tardive avec des épisodes récurrents de chutes de poussières (dont résultent les niveaux interstratifiés de calcitisation pulvérulente) et des épisodes de ralentissement de ces chutes et de stabilisation du versant (dont témoignent les niveaux encroûtés). L'organisation microstructurale zonaire des croûtes conduit à nouveau à distinguer :

- des séquences «détritiques» liées aux processus colluvionnaires (remaniement nodulaire de la micrite et pollution fragments rocheux)

- et des séquences d'accrétion stromatolitique de la micrite par les micro-organismes, à la surface d'un versant temporairement et parfois très localement stabilisé.

Enfin le sol est discordant sur la croûte supérieure. Sol actuel du versant, il a des affinités minéralogiques avec le substrat rhyolithique, s'en distinguant par des teneurs en kaolinite dont il faut à nouveau souligner la vraisemblable origine éolienne désertique.

Comparaison avec quelques encroûtements sur roches carbonatées

Dans cette région occidentale du Sud-Marocain, à côté des roches siliceuses précambriennes et paléozoïques, s'étendent aussi des roches carbonatées, vastes affleurements des dolomies primaires et calcaires plio-quaternaires de la Plaine de Tiznit. Comme les roches siliceuses, ces terrains ont connu des chutes de poussières carbonatées responsables de revêtements éoliens mais l'argument de la discordance chimique et minéralogique comme critère d'allochtonie est évidemment plus difficile à manier, vu la nature carbonatée des substrats.

Les encroûtements sur dolomies paléozoïques

Deux coupes des reliefs dolomitiques du Sud de la Plaine de Tiznit montrent cette difficulté à argumenter de façon décisive, la première située près de Souk el Arba Irhir Méloulène et la seconde, un peu à l'Ouest, à Tizi Migh, sur les versants de l'Akhsass dominant la vallée de l'Oued Tamdrhoust.

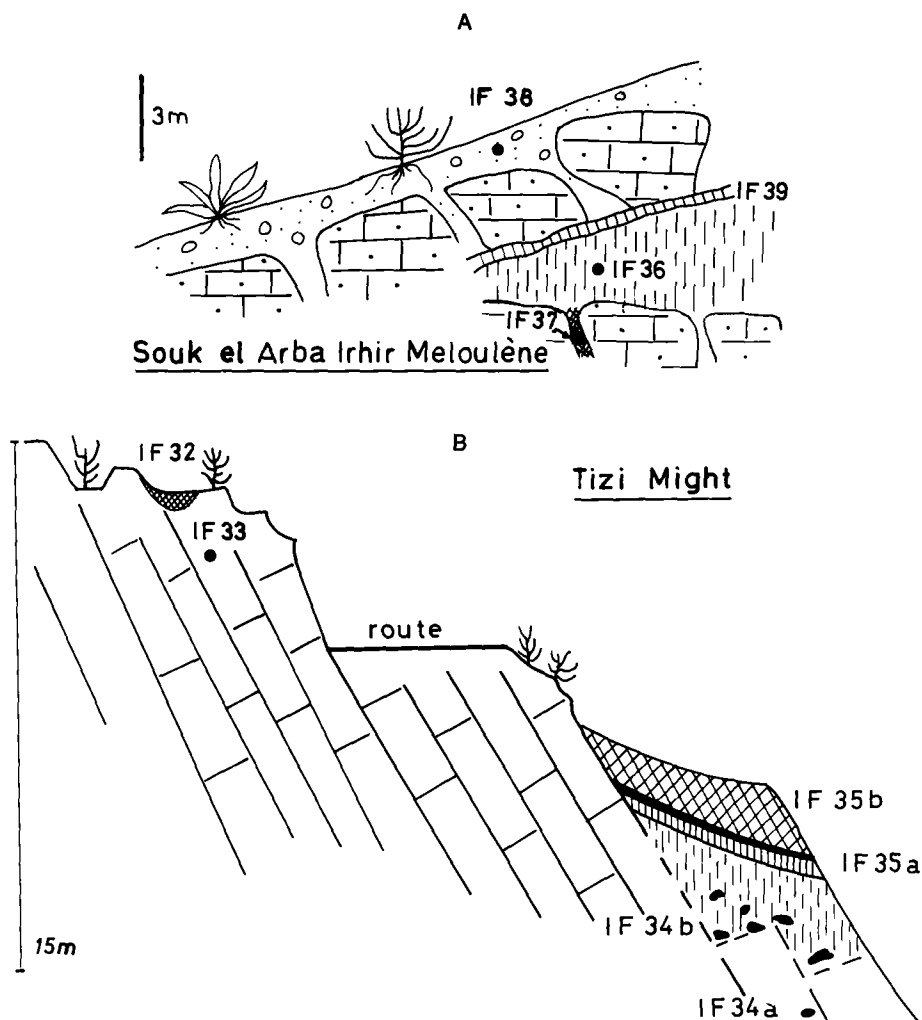


Figure 80. — Les coupes sur versants dolomitiques de Souk el Arba Irhir Méloulène (A) et de Tizi Mighit (9).

A Souk el Arba Irhir Méloulène (Fig. 80-A), sous un sol brun caillouteux (IF38) où s'accrochent quelques cactoides, le versant dolomitique est lapiazé avec des blocs déchaussés et déplacés. Ils reposent sur une croûte zonaire (IF39) masquant elle-même une calcitisation pulvérulente (IF36) à la microstructure nodulaire visible même sur le terrain. Cette accumulation (1m d'épaisseur) repose sur la roche altérée pénétrée par une calcitisation de fissure (IF37).

A Tizi Micht (*Fig. 80-B*), sur le flanc d'un relief de dolomie massive (IF33) également lapiazée, les creux de la roche au-dessus de la route contiennent un sol rouge (IF32) où poussent euphorbes et quelques arganiers. Un dépôt de versant s'organise en contrebas couvert par un sol de pente brun-rouge très poreux (IF35b). Une croûte rose peu consolidée (IF35a) scelle une calcitisation pulvérulente (IF34b) chargée de fragments de roche en voie d'altération et reposant sur la dolomie altérée (IF34a).

La calcite est l'élément dominant des 2 coupes (50-96 %), sauf dans le sol IF32. Plus surprenante est l'occurrence des quartz, feldspaths et micas aux taux importants dans les niveaux du dépôt de versant de Tizi Micht et notables dans les échantillons de roche IF33 et IF34a (quartz : 5-18 %). Si la smectite (70-85 %) domine dans la coupe de Souk el Arba, à Tizi Micht l'illite (50-85 %) associée à la chlorite (5-20 %) l'emporte largement. La kaolinite existe dans les 2 coupes (5-20 %) avec des teneurs élevées dans les sols (20-30 %). Les données chimiques corroborent l'importance du CaO dans les calcitisations de Souk el Arba et de l'ensemble des échantillons de Tizi Micht, sauf pour les sols siliceux. Si la calcitisation de fissure n'est granulométriquement pas classée, la calcitisation pulvérulente et surtout la fraction grossière du sol le sont un peu mieux, ce qui est lié à la présence, bien sensible au toucher, des nodules les plus grossiers de l'organisation microstructurale.

Les observations micromorphologiques des carbonatations de Souk el Arba apportent peu de nouveauté par rapport à ce qui a été décrit maintes fois. La calcitisation de fente (IF37) a une microstructure nodulaire de la matrice micritique, à vides interstitiels (*Pl. 51*). Dans la calcitisation pulvérulente (IF36), la micrite est riche en matière organique avec de petits quartz et des fragments de dolomie. Des nids de calcite aciculaire ont occupé des vides et des cristallisations sparitiques frangent les microfissures. Enfin la croûte IF39, au sommet de la calcitisation pulvérulente, a une structure faiblement zonée où s'ébauchent des ondulations stromatolitiques recélant de petits quartz. Des observations ont concerné la dolomie (IF33 et IF34a). Dans la roche altérée il y a eu épigénie des cristaux de dolomite par la micrite.

Mais il a été plus original de repérer, au sein-même du matériel des 2 échantillons, des cristallisations siliceuses. Ces silicifications ont en L.P. l'aspect de particules quartzeuses à extinction roulante engrenées en étroites bandes allongées (anciennes fissures ?) ou plus rarement en anneaux fermés (ancien test ?).

Les coupes sur dolomies et sur domaine siliceux ont une analogie physiologique et lithostratigraphique dépassant indiscutablement le stade de la convergence. De plus la microstructure de toutes ces carbonatations est comparable.

Néanmoins il est difficile de trancher catégoriquement sur l'origine éolienne des calcitisations et encroûtements sur dolomies par les seuls arguments d'ordre sédimentologique. Les taux de calcite ne sont pas différents de ceux du substrat. Par ailleurs, on aurait pu penser que la présence de quartz était un atout propice à l'hypothèse éolienne dans tous ces niveaux carbonatés. Mais il est aussi signalé dans la roche en place, saine ou altérée. Or, nos observations micromorphologiques ne l'ont pas décelé dans des fissures où il aurait pu être piégé avec d'autres poussières : il est donc difficile de le considérer ici comme traceur d'une contribution allochtone éolienne. Les silicifications cristallisées observées dans la dolomie suffisent sans doute à en expliquer les taux notables et elles privent d'un argument en faveur de l'allochtonie. En revanche, aucune particularité minéralogique interne à la dolomie ne peut expliquer les feldspaths et micas de la fraction < 2 mm, ni les teneurs d'illite élevées des

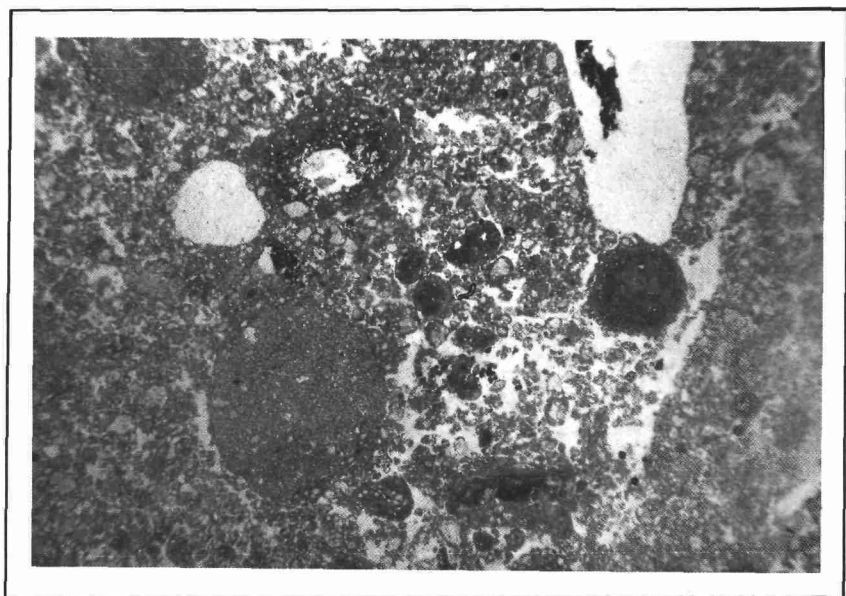


Planche 51. – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 37. Microstructure nodulaire de la matrice micritique.

accumulations de Tizi Migh, ce qui redonne une crédibilité à l'hypothèse de leur origine éolienne.

Les encroûtements sur calcaires lacustres

A 7 km à l'Ouest de Tiznit, une calcitisation pulvérulente (IF02) est emboîtée dans le calcaire lacustre plio-quaternaire.

Cette calcitisation est recouverte d'une croûte (IF04). Au-dessus, le sol brun actuel (IF03) de 20 à 30 cm d'épaisseur est riche en débris de cette croûte (*Fig. 81*).

Le sol a comme toujours une nette singularité minéralogique : présence importante de quartz (63 %) et feldspaths (16 %) et taux élevés de kaolinite et illite (10 et 25 %). Au contraire, les accumulations carbonatées sont riches en calcite (70 %) et surtout en palygorskite (80-85 %). Mais la croûte est pourvue de quartz et feldspaths (respectivement 19 et 5 %) et la composition chimique de la calcitisation pulvérulente indique une notable teneur en SiO_2 (16,2 %).

Sur ce substrat calcaire, la présence de minéraux allochtones dans les niveaux carbonatés est un élément favorable à l'idée d'une mise en place éolienne du dépôt. Dans plusieurs sites proches sur calcaires lacustres, il y a des successions stratigraphiques comparables. Par exemple au Sud de Biougra dans les Chtouka, une calcitisation pulvérulente (MA07) blanche est scellée par un encroûtement nodulaire (MA06). Ici, cependant, des sables éoliens concrétionnés s'in-

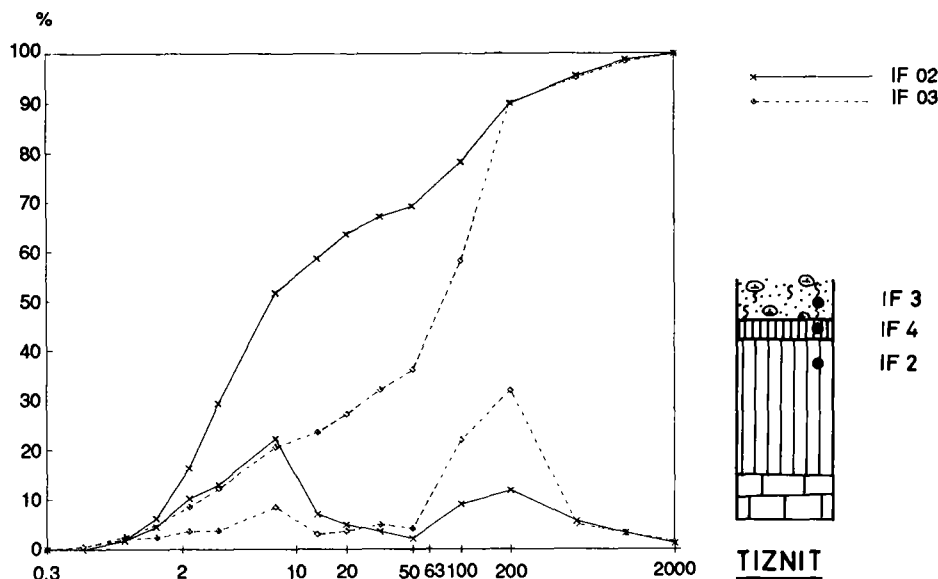


Figure 81. — La coupe sur calcaire lacustre à l'ouest de Tiznit et les courbes granulométriques cumulatives de IF 02 et IF 03.

tercalent entre croûte et sol brun limoneux (MA05). Les données sédimentologiques locales confirment ce que l'on sait des carbonatations et sols avec des teneurs en quartz (37-66 %) et feldspaths (2-7 %) suggérant une origine éolienne.

Un autre exemple de contribution éolienne : les croûtes calcaires de Fuerteventura

A une latitude voisine de celle d'Ifni et dans des conditions climatiques également sèches, l'île de Fuerteventura recèle de nombreux encroûtements calcaires [17] présentant les mêmes problèmes que ceux posés dans le Sud-Marocain. La quasi-totalité de la topographie de cette île est couverte par des carbonatations superficielles variées, même sur les cônes stromboliens holocènes. Pourtant, l'île est essentiellement formée de basaltes et gabbros à teneur en carbonates relativement faible (10-12 % de CaO pour un basalte), ce qui exclut d'en faire l'unique source des concentrations carbonatées.

La question de la participation des carbonates *in situ*

Une part notable de carbonates peut provenir de la roche sous-jacente de plusieurs manières :

— *l'intervention de l'épigénie calcaire* peut être liée à la palygorskite dans certains profils carbonatés, en particulier sur gabbros [18]. Cette palygorskite peut s'expliquer par néoformation, suite à une concentration de carbonates dans le sol provoquant une élévation du pH donc la mise en solution de silicates et la recombinaison de Si et Al en palygorskite. Mais les roches de l'île contiennent beaucoup de Si, d'Al et 12-14 % de fer ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$) dont l'évacuation supposerait des volumes hydriques importants incompatibles avec la concentration des seuls carbonates issus des roches volcaniques. Une source allochtone de carbonates s'impose donc.

— *les apports venus de l'amont* : les observations morphologiques conduisent à limiter l'importance des transferts latéraux à Fuerteventura. En effet, les croûtes sont aussi développées sinon plus sur les hautes croupes de gabbro, encroûtées jusqu'au sommet, que sur les flancs des trapps basaltiques. Les éboulis en pente forte sont tout aussi encroûtés que les glacis où se concentrent les apports hydriques carbonatés venus d'amont.

— *le facteur temps* : extraction des carbonates du substrat et épigénie calcaire exigent un temps relativement long. Or cette concentration a été ici très rapide puisque des scories sont cimentées de CaCO_3 sur un ou plusieurs décimètres, parfois jusqu'au sommet des cônes volcaniques holocènes.

Vu la nature non calcaire de la roche et la durée très courte, il est donc impossible d'attribuer ces encroûtements à un simple mécanisme pédologique.

La contribution en CaCO_3 due aux sables biodétritiques

Pendant le bas niveau marin du Pléistocène supérieur, les seuils de l'île ont été envahis par des sables dunaires mobilisés par vent d'Ouest sur le large plateau continental exondé (4 à 9 km) à l'Ouest de l'île [19]. Riches en carbonates (70 à > 90 %), ces sables dus au concassage littoral de coquilles ont migré vers l'intérieur de l'île. Les carbonates se sont modifiés durant ce transit.

Les étapes de cette diagenèse des sables

D'après nos résultats :

— les sables littoraux actuels ont des teneurs notables en aragonite (9-27 %) et surtout calcite magnésienne (61-66 %) liées au rôle déterminant joué par les algues rouges. Vers l'intérieur s'amorce une évolution vers les calcite *s.s.* et dolomite.

— dans l'intérieur, la diagenèse paraît moins rapide. Ainsi, les sables des dunes mobiles contiennent autant de calcite Mg (48 %) et d'aragonite (22 %) que les plages actuelles. De même, dans les dunes fixées, les teneurs restent assez élevées impliquant une diagenèse lente.

Les relations entre sables et croûtes de versant

Après fixation des dunes, un encroûtement calcaire s'est formé sur les sables lors de l'évolution du climat, aride avant 20 000BP et plus humide vers l'Holocène inférieur [19]. Dans certains cas, la croûte surmontant ces sables passe progressivement à des croûtes de versant sur la roche en place.

Même quand la relation n'est plus visible sur le terrain, on démontre que des croûtes ont été alimentées en carbonates depuis les sables biodétritiques.

Les arguments

Les compositions minéralogique et isotopique

Le cortège argileux des sables est varié, avec des minéraux allochtones comme la kaolinite et l'illite, et des smectites dominantes qui montent jusqu'à 100 % de la fraction argileuse de la croûte calcaire [18]. Une partie du magnésium des smectites provient sans doute de l'évolution des calcites Mg en calcite *s.s.* En effet, si l'analyse de certaines croûtes indique une très abondante calcite *s.s.* (recristallisation de CaCO_3 lors de la pédogenèse), deux croûtes contiennent encore de la calcite Mg, une de l'aragonite et une dernière de la dolomite. La calcite Mg et l'aragonite sont considérées comme des indices d'origine marine des carbonates, avec un léger doute cependant pour l'aragonite qui est parfois un précurseur dans l'évolution de CaCO_3 vers les calcites *s.s.* sous l'effet de la matière organique [20,21].

Les teneurs en ^{13}C et ^{18}O des carbonates (Fig. 82) renforcent cette dernière hypothèse montrant un net groupement de valeurs surtout positives pour les sables bioclastiques des plages et dunes mobiles actuelles (1 et 4). Elles sont encore influencées par les carbonates marins dont les valeurs en ^{13}C se situent entre $-3,3$ à $+2,4$ ‰ [22]. Les dunes meubles ou légèrement grésifiées occupent une position moyenne (2 et 5) et les croûtes calcaires (3 et 6) ont perdu en partie le signal isotopique originel, tendant vers des valeurs en ^{13}C proches de celles des sols. Il y a aussi une bonne corrélation entre le croît progressif de calcite *s.s.* (aux dépens de la calcite Mg) et la baisse des valeurs en ^{18}O des sables récents aux dunes anciennes et croûtes calcaires ($-0,5$ à -2 ‰). Ces résultats concordent avec ceux des sables holocènes et pléistocènes des Bermudes [23].

La micromorphologie

Une lame-mince sur un oeuf d'origine inconnue, fossilisé dans les sables dunaires pré-holocènes, a permis d'étudier la nature quasi originelle des sables s'y trouvant protégés. On y note des fragments de coquilles, Foraminifères, Ostracodes etc. aux tests vides et émoussés et sans ciment micritique intercalaire. Au contact de la coquille pourtant, apparaissent un ciment micritique à microsparitique et des tests remplis de microsparite (Pl. 52-A, B). Sur des lames-minces de sables dunaires grésifiés provenant d'une carotte prélevée à 8,5 m de profondeur sous des laves holocènes (sondage de Rosa del Combrillo), on observe de nombreux fragments d'algues rouges, Lamellibranches et Foraminifères entourés de microsparite. Le sable a une forte porosité (Pl. 52-C). Sur une lame prélevée dans une croûte calcaire de versant, déjà éloignée des accumulations de sables biodétritiques, il y a des Lamellibranches, Foraminifères,

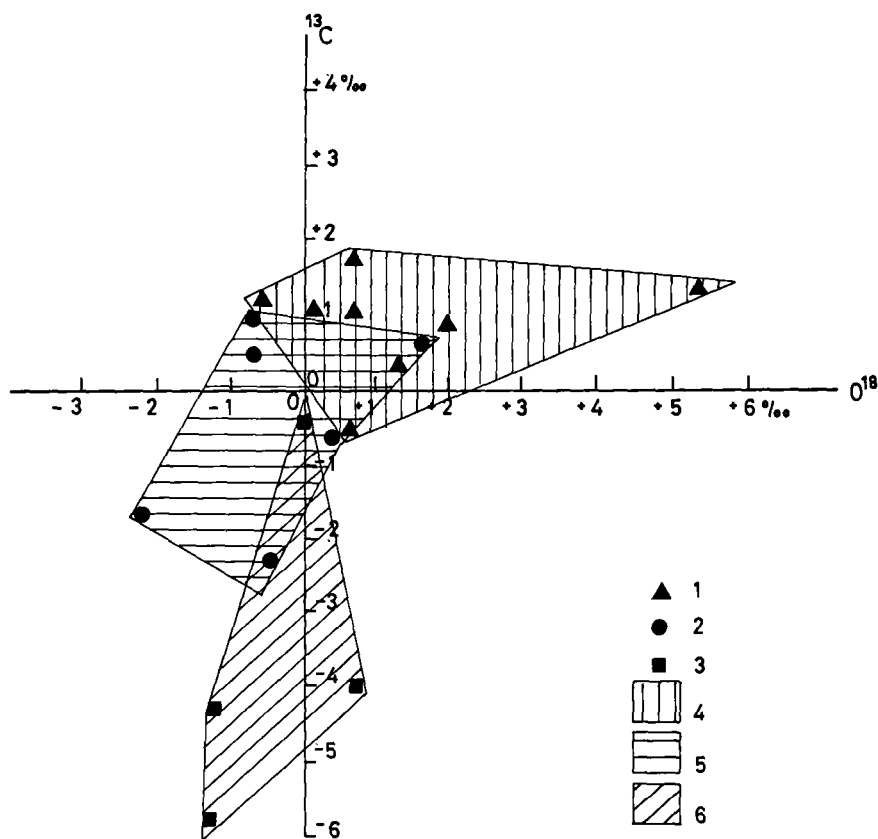
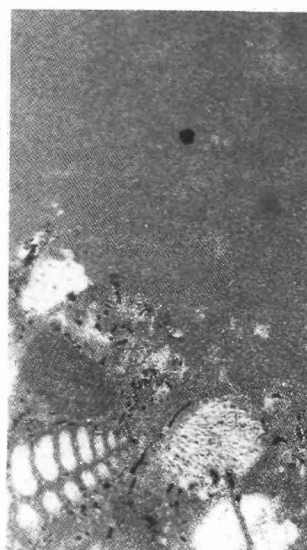


Figure 82. — Les valeurs isotopiques des carbonates des sables biodétritiques de plages ou dunes mobiles actuelles (1 et 4), de dunes anté-holocènes meubles ou légèrement grésifiées (2 et 5) et de croûtes calcaires (3 et 6).

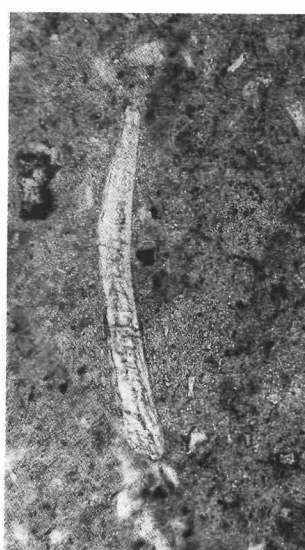
Gastéropodes et Ostracodes, outre quelques rares quartz et plagioclases épigénisés (Pl. 52-D, E). Les tests sont remplis de microsparite et entourés d'un fin liseré de micrite uniforme, avec de rares vides circulaires tapissés, en géode, de microsparite. D'après l'étude du remplissage d'une fissure de gabbro situé sous une croûte calcaire, les carbonates contiennent des fantômes de coquilles et fragments d'organismes marins transformés en calcite dont se devine encore la structure (Pl. 52-F). De gros feldspaths fortement épigénisés par la calcite sont visibles dans la trame de microsparite, ainsi que des nodules de micrite claire et limpide enrobés d'une micrite fibreuse colorée par la matière organique. Sur les parois, de très petits quartz, feldspaths ou minéraux volcaniques se détachent sur le fond micritique connaissant un début de nodulation



B



D



F



A



C



E

et des fentes de retrait tapissées de microsparite en fleurs et non jointives. Au-delà des domaines envahis par les sables, de fins débris d'organismes marins prouvent la participation de poussières carbonatées à la constitution des croûtes calcaires.

La contribution des poussières carbonatées

Beaucoup d'encroûtements de versant sont éloignés de la mer et sans solution de continuité avec des flux de sables en saltation. Des hauts reliefs (tel le massif de Jandia) sont couverts de croûtes jusqu'aux sommets où ces carbonatations sont aussi importantes que sur les replats ou glacis en contrebas; ces croûtes ne présentent pas d'orientation préférentielle. Dans sa phase initiale, la concentration des carbonates s'explique donc par des processus pédologiques (lessivage, épigénie calcaire) intervenant à la suite d'un *saupoudrage généralisé de poussières riches en carbonates*. Ces poussières peuvent avoir une double origine, locale ou lointaine.

L'origine locale des poussières carbonatées

L'exemple du massif dunaire du Cap Sim (Sud-Marocain) a déjà montré que des sables littoraux sont une source de poussières carbonatées après vannage et mise en suspension par le vent du matériel coquillier amenuisé. Un tel mécanisme a sans doute également joué à Fuerteventura, aux dépens des sables biodétritiques, provoquant la *migration de poussières carbonatées d'origine locale* qui a contribué à la formation des croûtes calcaires.

Une origine plus lointaine

La production de poussières carbonatées locales, active durant les périodes de bas niveau marin sur le plateau continental exondé, s'est ralentie dès la transgression marine post-glaciaire. Or, les volcans stromboliens holocènes sont eux-aussi recouverts de carbonatations. Les apports carbonatés ont donc continué, mais avec une source géographique différente, le Sahara, comme l'a déjà montré l'étude des *poussières proximales* aux Canaries. La cristallisation de ces carbonates est différente de celle des croûtes liées aux sables biogéniques.

Dans les accumulations calcaires associées aux cônes holocènes, la micromorphologie montre un fond matriciel micritique à microlitages contenant d'abondants petits quartz, feldspaths et éléments volcaniques. La micrite comble aussi les fissures du matériel volcanique et elle est remplacée, au contact des scories, par une recristallisation microsparitique voire des faisceaux de calcite aciculaire. On n'observe pas d'indice d'épigénie calcaire, ni aucun vestige d'organisme marin, ce qui suggère des conditions d'apports et de formation différentes pour ces croûtes très récentes. D'ailleurs, les quartz et autres allochtones y ont d'après leurs formes une origine éolienne incontestable. En fait, l'Holocène a été une période d'active sédimentation de poussières sahariennes [19] et on sait que cet apport se poursuit avec des concentrations notables de carbonates dans les aérosols actuels.

L'intervention de poussières carbonatées d'origine saharienne doit donc également être prise en considération pour expliquer certains encroûtements calcaires de Fuerteventura.

A la fin de cette étude de la contribution des poussières carbonatées aux sols et des formations de deux domaines au Nord-Ouest du Sahara, il est évident que la mise en place et l'évolution des calcitisations et des encroûtements sont extrêmement liées, comme les unes et les autres le sont d'ailleurs apparues sur le terrain, concrétisant la fin du cycle sédimentaire des poussières carbonatées.

D'où venaient ces poussières ? Près d'Ifni, les revêtements les plus continus semblent caractériser, sans exclusive, les versants tournés à l'Ouest, surtout sur les contreforts de l'Anti-Atlas occidental; de plus, ils sont les plus épais à l'Ouest, sur les collines du Massif d'Ifni. D'autre part, il existait au Pléistocène les étendues émergées à l'Ouest du domaine pendant les régressions glacio-eustatiques, auxquelles ont pu s'ajouter les étendues de marnes et calcaires lacustres des plaines de Tiznit et du Massa. Ces différents secteurs ont pu jouer le rôle de zone-source pour le matériel carbonaté ensuite déposé par le vent et formant les calcitisations et les encroûtements. On pressent alors le rôle de vents d'Ouest dominants (Fig. 83).

De même à Fuerteventura, de fortes chutes de poussières carbonatées ont eu lieu au Pléistocène alimentées par les étendues périlittorales proches du domaine insulaire exondées pendant le retrait glacio-eustatique de la mer.

Le dépôt des poussières carbonatées s'est donc effectué dans les deux régions étudiées dans des conditions paléogéographiques et paléoclimatiques comparables, mais sensiblement différentes de l'Actuel, sous un régime de vents d'Ouest et dans des conditions d'humidité sans doute un peu supérieures. En effet, la mise en évidence par la micromorphologie de processus colluvionnaires dans le remaniement sur les versants des carbonatations implique l'intervention d'un minimum d'eau favorable à la solifluxion pelliculaire, au façonnement et à la reptation des nodules micritiques. Les encroûtements, surtout dans le Sud-Marocain, traduisent la fin de ce cycle des poussières carbonatées en liaison vraisemblable avec l'installation

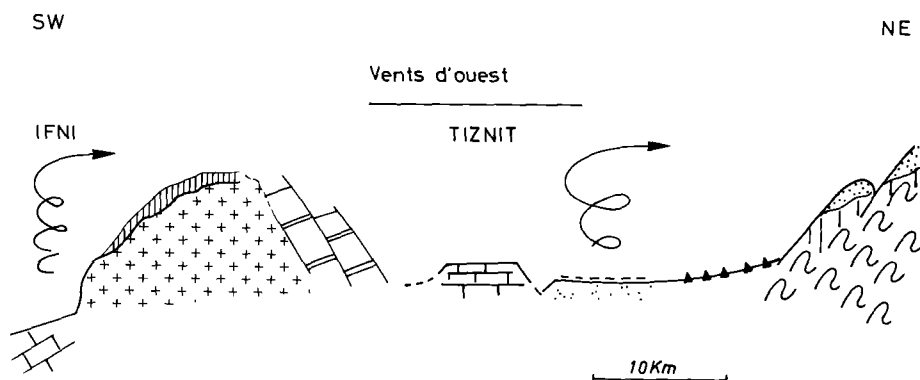


Figure 83. — Le cycle des poussières carbonatées dans le Sud-Marocain : production, soulèvement et précipitation des poussières au pléistocène.

de conditions plus sèches, et ceci d'autant que la source des carbonates s'était grandement tarie du fait de la transgression eustatique postglaciaire. Les croûtes se sont ainsi mises en place grâce à l'action de micro-organismes dans un contexte d'aridité croissante et, à plus d'un titre, elles ont alors figé l'évolution des versants. D'ailleurs, dans le Sud-Marocain, les poussières actuelles ont des caractères nettement siliceux et elles ont partiellement contribué à la formation récente des sols colluvionnaires brun-rouge et limoneux développés sur les versants. A Fuerteventura, après la phase de poussières carbonatées locales du Pléistocène, on a vu que les encroûtements avaient continué à se former. Mais, ils l'ont fait grâce à l'appoint de carbonates allochtones contenus dans les poussières venant des plateaux et hamadas calcaires du Sud du Maghreb et du Sahara septentrional.

Bibliographie

- [1] Goudie A.S. (1973). Duricrusts in Tropical and Subtropical landscapes. Clarendon Press, Oxford, 174 pp.
- [2] Pomel A. (1872). Le Sahara. Observations de géologie et de géographie physique et biologique, avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan et discussion sur l'hypothèse de la mer saharienne à l'époque préhistorique. *Bull. Soc. Clim. Alger*, 8 : 792-794.
- [3] Vogt T. (1983). Types et genèse de croûtes calcaires (France méditerranéenne, Afrique du Nord). Thèse Sci. Univ. Paris VI, 253 p.
- [4] Bock L. (1983). L'intégration chronospatiale des accumulations calcaires. Approche morphopédologique et géochimique dans un paysage semi-aride de l'Atlas tellien (Algérie). Thèse Sci. Agronomiques, Gembloux (Belgique), 448 p.
- [5] Vogt T. (1984). Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 209-221.
- [6] Brown C.N. (1956). The origin of Caliche on the north-eastern Llano Estacado, Texas. *J. Geol.*, 57 : 491-511.
- [7] Coque R. (1962). La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. A. Colin, Paris, 488p.
- [8] Gardner L.R. (1972). Origin of Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83 : 143-156.
- [9] Kulke H. (1974). Zur Geologie der Kalk und Gipskrusten Algeriens. *Geol. Rdsch.* 63; 3 : 970-998.
- [10] Blumel W.D. (1981). Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. *Karlsruher Geographische, Hefte* 10, 225 p.
- [11] Blumel W.D. (1982). Calcrete in Namibia and SE-Spain. Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. *Catena Suppl.* 1 : 67-82.
- [12] Millot G., Nahon D., Paquet H., Ruellan A., Tardy Y. (1977). L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride : Anti-Atlas, Maroc. *Sci. Géol.*, Strasbourg, 30; 3 : 129-152.
- [13] Ruellan A., Nahon D., Paquet H., Millot G. (1978). Figures d'épigénie par la calcite dans les encroûtements calcaires. 5th Int. Working M. on soil Micromorphology, II; 1051-1065.
- [14] Ruellan A., Beaudet G., Millot G., Nahon D., Paquet H., Rognon P. (1979). Rôle des encroûtements calcaires dans le façonnement des glaciés d'ablation en régions arides et semi-arides du Maroc. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 289D : pp. 619-622.
- [15] Paquet H. (1983). Stability, instability and significance of attapulgite in the calcretes of Mediterranean and tropical areas with marked dry season. *Sci. Géol. Mém.*, 72 : 131-140.
- [16] Adolphe J.P. (1987). Formations carbonatées continentales. in Miskovsky J.C. Ed., *Géologie de la Préhistoire*. GéoPré, Paris, pp. 197-224.

- [17] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1988). Origine Eolienne de Certains Encroûtements calcaires sur l'Île de Fuerteventura (Canaries orientales). *Geoderma*, 42 : 271-293.
- [18] Chamley H., Coudé-Gaussen G., Debrabant P., Rognon P. (1987). Contribution des aérosols à la sédimentation quaternaire de l'Île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. France*, 8; 3; 5 : 939-952.
- [19] Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Z. für Geomorph. NF*, 31; 1 : 1-19.
- [20] Nahon D., Ducloux J., Butel P., Augas C., Paquet H. (1980). Néof ormation d'aragonite, première étape d'une suite minéralogique évolutive dans les encroûtements calcaires. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 291D : pp. 725-727.
- [21] Halitim A. (1985). Contribution à l'étude des sols des zones arides (Hautes plaines steppiques de l'Algérie). Morphologie, distribution et rôle des sels dans la genèse et le comportement des sols. Thèse Sci. Rennes, 384 p.
- [22] Craig H. (1953). The geochemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 3 : 53-92.
- [23] Friedman G.M. (1964). Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *J. Sed. Petrol.*, 34; 4 : 777-813.

12

La contribution des poussières aux limons, sables et paléosols de Fuerteventura (Iles Canaries)

Vu la fréquence des arrivées de poussières sahariennes dans l'île de Fuerteventura, il a paru intéressant d'en étudier l'impact dans la formation des dépôts superficiels d'autant plus que deux données locales, *nature volcanique du substrat* et *insularité*, permettent d'en faciliter l'appréciation. La question est importante car, par le passé, les poussières n'ont pas toujours été d'origine saharienne, mais de provenance locale comme l'a montré la précédente étude des revêtements carbonatés. On retrouve ainsi, à propos du rôle des poussières dans la sédimentation pléistocène et holocène de Fuerteventura, cette *alternative autochtone/allochtonie* ayant déjà retenu l'attention dans la caractérisation des poussières actuelles aux Canaries.

Hormis son aspect régional, cette étude pose le problème de la contribution des poussières à des dépôts qui, précédemment, étaient apparus comme zones-sources et non comme zones-puits : en effet, les sables dunaires de Fuerteventura ont reçu, comme le reste de l'île, les apports de poussières. La contribution de ces dernières aux dépôts limoneux paraît moins surprenante. Enfin, l'étude des paléosols permet de préciser les modalités paléoclimatiques de la participation des poussières aux dépôts de l'île [1, 2, 3].

Les sables au Nord et au Sud de l'île

Le Nord de Fuerteventura

Dans sa partie nord, Fuerteventura a une topographie peu accidentée de collines de 200-400 m séparées de larges couloirs ou bassins déprimés (*Fig. 84*). Un climat sub-aride (50-100 mm de pluie par an) favorise la conservation des dépôts. Le volcanisme holocène de

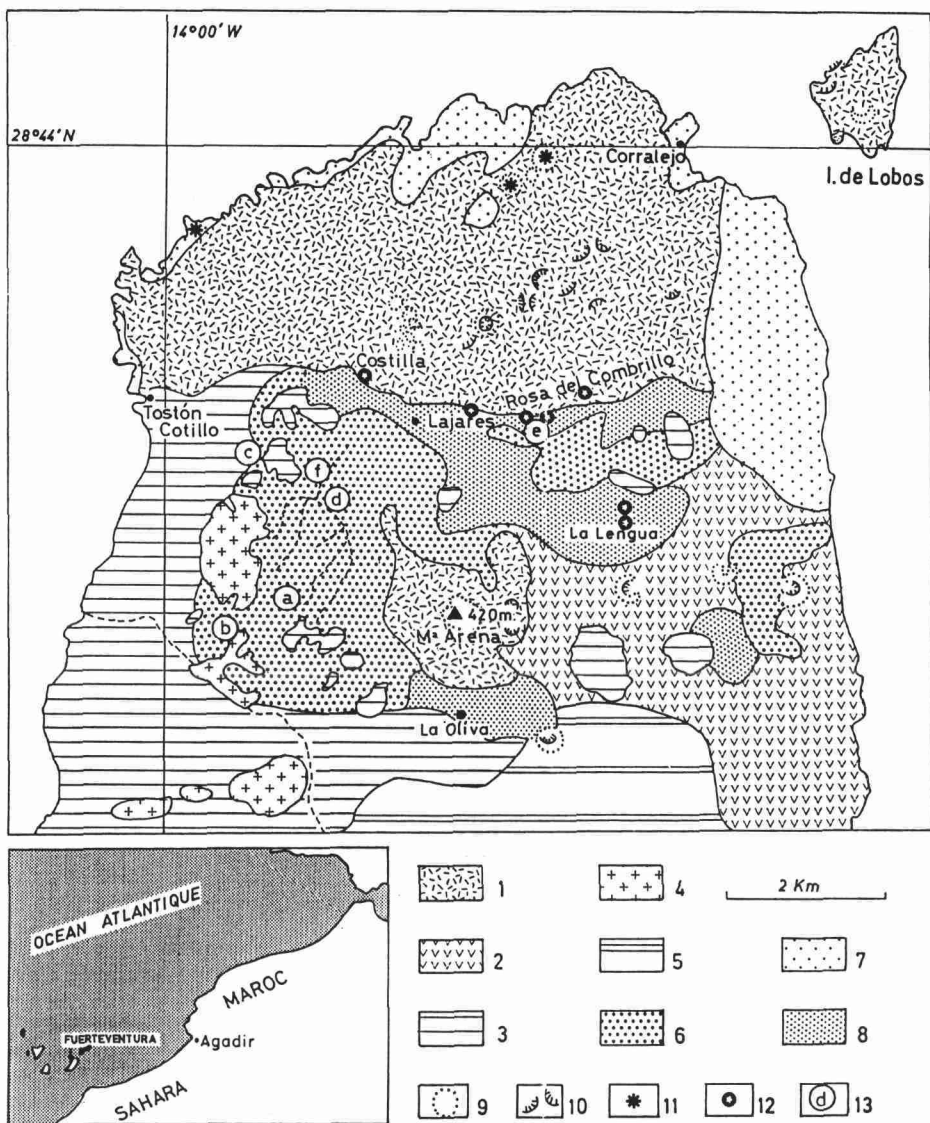


Figure 84. — Carte des principales formations volcaniques et sédimentaires du nord de Fuerteventura : 1) coulées basaltiques holocènes (BIV), 2) coulées basaltiques pléistocènes (BIII), 3) substrats basaltiques indifférenciés, 4) relief volcanique tertiaire (surtout gabbros), 5) trapps basaltiques, 6) sables dunaires du pléistocène supérieur ennoyant les reliefs, 7) dunes vives, 8) limons, 9) cône strombolien, 10) cratère ou caldeira, 11) centre d'émission sans cratère, 12) sites des sondages, 13) localisation des coupes : (a) est de la Montaña Blanca, (b) Barranco de los Enamorados, (c) Montaña del Fraile, (d) Barranco de la Costilla, (e) SSE de Lajares, (f) Cañada Melian.

cônes stromboliens et vastes coulées basaltiques a fossilisé les sédiments antérieurs et désorganisé le réseau hydrographique. Abstraction faite des volcans holocènes bruns ou noirs, les reliefs du Nord de Fuerteventura sont colorés de blanc et jaune par des dépôts, souvent pelliculaires, de sables éoliens ennoyant pratiquement les topographies antérieures.

Les vestiges d'un massif dunaire important

Observés sur plusieurs dizaines de coupes et, en continu, sur 5 km (dans le Barranco de los Enamorados par exemple), ces sables ont des granulométries variables mais bien classées et des litages obliques jusqu'à 25-30°, typiques d'une mise en place éolienne. Même à 10-15 km des côtes, ils sont formés de grains biodétritiques (fragments de coquilles, micro-organismes) de fraîcheur surprenante. La présence de calcite magnésienne et d'aragonite confirme cette origine : ces sables proviennent des plages et se sont ensuite déplacés sur de grandes distances vers l'intérieur de l'île sous l'effet du vent. D'ailleurs des sables continuent à se déplacer vers l'intérieur sous l'effet de l'alizé de NNE du fait d'une dégradation du couvert végétal par les aménagements touristiques. Partout ailleurs, la morphologie dunaire avait disparu avant l'épanchement des laves holocènes, aplanie par des phases de ruissellement actif. On peut distinguer dans ces dépôts sableux :

— à l'Est de l'île, des *placages* systématiquement situés au flanc nord des reliefs, sous l'influence d'un paléalizé de NNE.

— ailleurs, un *ennoyage* par des vents de secteur Ouest. Les épaisseurs maximums de sables (10-15 m au Barranco de los Enamorados) ont une dissymétrie constante entre les versants ensablés tournés SW et presque dégagés au NE. Sur les reliefs, les épaisseurs de sable sont supérieures sur les versants orientés à l'Ouest. Tout ceci indique une nette prépondérance des vents de secteur Ouest pendant la mise en place du matériel sableux. Il y a parfois une composante nord, par exemple au Sud de Lajares.

Il est difficile de reconstituer la topographie pré-holocène dans cette partie nord de l'île. Mais l'étude des carottages de 7 sondages hydrauliques dans l'axe de la dépression de Lajarès (Fig. 85) aboutit à 2 conclusions :

— des sables dunaires de même faciès existent toujours au contact des basaltes holocènes et des «vieux basaltes» pléistocènes. Partout sur des profondeurs de 70 à 150 m (sauf au sondage de Rosa del Combrillo n° 2), le faciès dunaire se retrouve dans cette position stratigraphique.

— l'épaisseur des sables excédant 15-20 m dans les 2 forages plus occidentaux, se réduit à 2 m sur un cryptorelief puis atteint 17 m au 4^e sondage. Les sables disparaissent dans le 5^e, atteignant 14 m dans le 6^e et moins de 3 m dans le plus oriental. Cette répartition est semblable à celle de la surface, suggérant pour le Pléistocène une topographie ensablée comparable à l'actuelle, alors que le niveau marin était bien plus bas.

Les étapes de l'ensablement

Des *sables blancs* ont envahi une topographie plus accidentée que l'actuelle que jalonnent des dépôts antérieurs toujours marqués par leur *rubéfaction*. Il s'agit :

— de paléols rougeâtres argilo-limoneux (20-60 cm d'épaisseur) chargés de fragments du gabbro sous-jacent. Conservés à la base de nombreuses coupes, en particulier aux barrancos

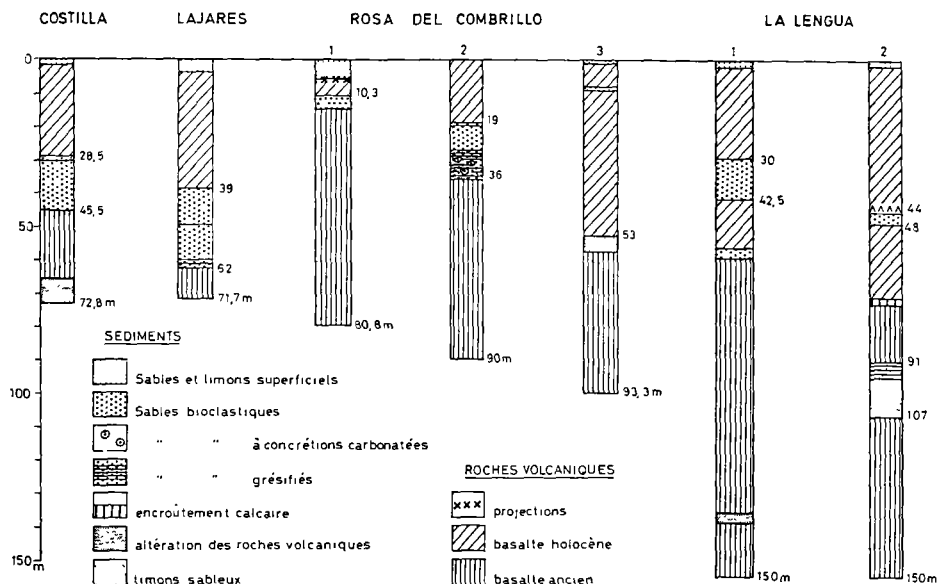


Figure 85. — Logs pétrographiques des sept sondages (localisation fig. 84).

del Jable et de los Enamorados (Fig. 86), ils ont été érodés partout où ils n'étaient pas protégés par les sables dunaires.

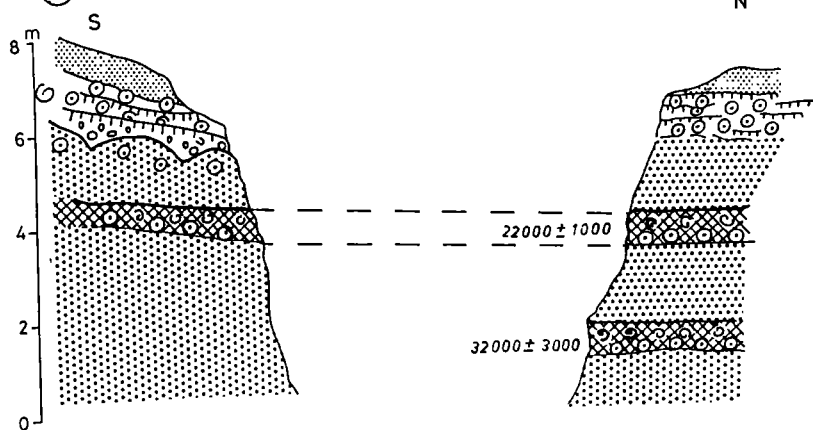
— d'alluvions anciennes, par exemple au Barranco de los Enamorados, à Los Molinos ou au Sud d'El Cotillo. Elles contiennent de fortes proportions de limons rougeâtres et, vers l'Ouest, sont encroûtées d'un ciment gypseux.

— de sables dunaires plus anciens, très grésifiés et rubéfiés, observés en 6 points du Nord de l'île. Cet épisode à sables rouges se termine parfois par une dalle calcaire et les sables éoliens plus récents sont emboîtés en contrebas, par exemple à l'Est de la Montaña del Fraile (Fig. 86). Au col du Morro de Diego Armas, les 2 épisodes dunaires sont séparés par une phase d'érosion, soulignée par un mince épandage de galets volcaniques.

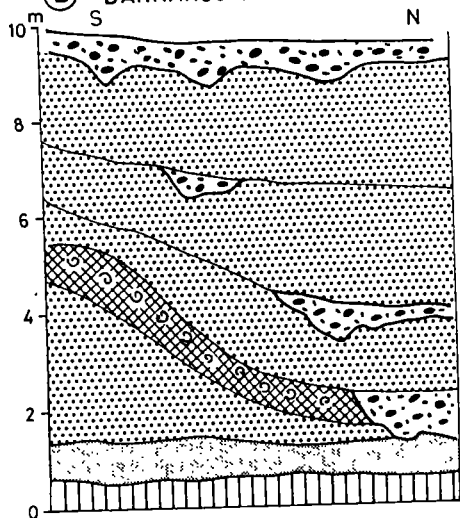
D'après les coupes, il y a eu rapide fossilisation de ces altérations ou dépôts sans mélange avec les sables éoliens, avec un contact toujours net entre faciès.

Figure 86. — Trois coupes de sables biodétritiques. A) paléosols interstratifiés et croûte calcaire sommitale, B) alternances de sables dunaires et de phases d'écoulement et alluvions rouges basales, C) altération rouge sur gabbro à la base des sables dunaires et paléosol avec traces de ruissellement (glacis).

(A) Est de la MONTANA BLANCA



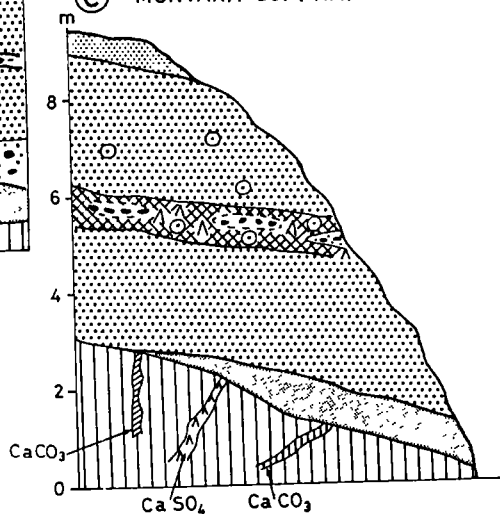
(B) BARRANCO de los ENAMORADOS



- limons
- sables biodétritiques
- paléosol interstratifié
- altération rouge
- gabbro

- gypse
- concrétions carbonatées
- fissures de la roche
- mollusques continentaux
- encroûtement
- alluvions

(C) MONTANA del FRAILE



Le Sud de l'île : le massif dunaire de Jandia

Des accumulations dunaires identiques recouvrent, dans l'Isthme de Jandia (*Fig. 87*), des reliefs plus accentués, taillés dans les grands trapps basaltiques s'élevant à l'Ouest à 807 m au Pico de Jandia et à 400-600 m à l'Est. Dans l'isthme, les altitudes se situent entre 200-250 m au Sud-Ouest et seulement 50-100 m à l'Est. Dans ce massif dunaire méridional, les épaisseurs visibles de sables grésifiés, interstratifiés avec des limons beiges calcarifiés, croûtes calcaires et parfois lits de graviers, peuvent dépasser 20-25 m et remontent certainement plus loin dans le Pléistocène que dans le Nord de l'île. Le massif dunaire n'est plus fonctionnel du fait des vents dominants de NNE et de la carence en sables disponibles sur les littoraux.

La partie active du massif dunaire est au Sud-Ouest de l'isthme aux altitudes les plus élevées, avec une nette dissymétrie entre la bordure ouest à l'hydrographie désorganisée par l'ennoyage des sables (champs de nebkas, couloirs de déflation NNE-SSW) et la bordure Est où les barrancos en position sous le vent des alizés ne sont pas ensablés dans l'isthme de La Pared. L'action des alizés met en relief les sables grésifiés et paléosols interstratifiés et, dans l'essentiel du massif, la perméabilité des sables s'oppose au ruissellement. Cette situation est analogue à celle de la côte nord-est de l'île où déflation et sables mobiles se localisent au vent des alizés.

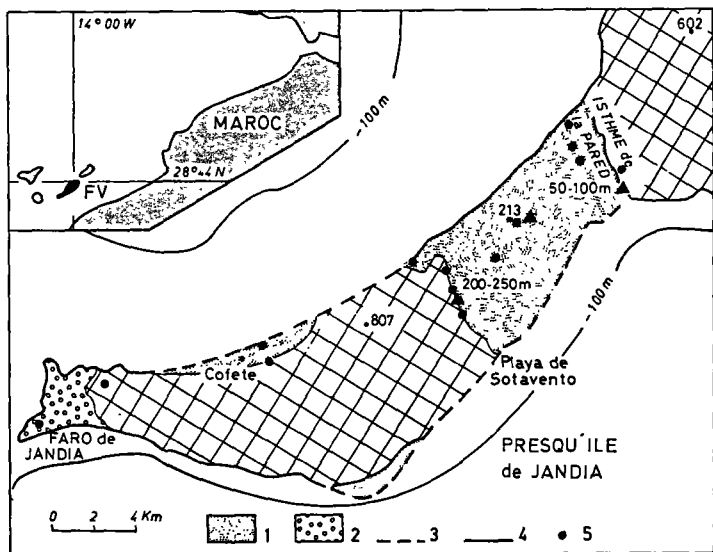


Figure 87. — La Péninsule de Jandia. 1) formations dunaires, 2) placages sableux discontinus, 3) plages sableuses, 4) côtes rocheuses, 5) sites de prélèvement.

Dans la Presqu'île de Jandia, il y a peu de plages pouvant fournir des sables biodétritiques migrant vers l'intérieur. Sur la Playa de Cofete au Nord, si les houles renforcées par l'alizé de NNE amenuisent efficacement les débris coquilliers, la migration des sables est bloquée par le couvert dense de buissons et la raideur des versants. Au Sud-Est, la Playa Sotavento de Jandia présente certes un mince liseré de plages, mais sous le vent de l'alizé. Partout ailleurs, la presqu'île est bordée de falaises basaltiques de 2-6 m s'opposant à toute migration des sables vers l'intérieur. Pourtant, en plusieurs points, des sables grésifiés et colluvions prouvent l'enneigement de cette falaise à des époques antérieures où des sables venant d'une plateforme périlittorale plus développée au Nord de l'isthme migraient vers l'intérieur.

De même, de grands chevrons de sables grésifiés le long des escarpements de la plage de Cofete attestent du transit des sables littoraux vers l'intérieur en milieu rhexistasique. La source actuelle de sables biodétritiques est fort réduite par rapport à la dernière période froide. L'isobathe - 100 m, à 2-3 km au Sud-Est, s'éloigne au-delà de 8 km des côtes ouest et nord.

Au Pléistocène supérieur, l'édification des dunes a été facilitée par l'exondation d'un stock considérable de sables bioclastiques périlittoraux. Dans le massif dunaire, les directions des paléovents dominants sont malaisées à reconstituer du fait de l'extrême complexité des phases d'accumulation et de déflation. En revanche, les formations sableuses périphériques se réduisent à des placages face au paléovent dominant, passant latéralement à des croûtes calcaires d'origine éolienne. Ainsi, au bout de la péninsule, au Faro de Jandia, des placages grésifiés s'interprètent par des paléovents d'Ouest ou Sud-Ouest conformes à ceux mis en évidence sur la côte occidentale au Nord de l'île.

Comme au Nord, l'épisode récent d'édification de dunes est caractérisé par des *sables blancs* à litage éolien parfois visible formés de débris de coquilles et algues calcaires. Ils sont peu cimentés par rapport aux sables grésifiés antérieurs ou à l'induration sommitale sous les limons bruns postérieurs.

La composition sédimentologique des sables biodétritiques

Les sables dunaires non fixés

Les dunes mobiles se déplacent principalement du fait des alizés près de la frange côtière, par exemple à la pointe nord de l'île, vers Corralejo. La minéralogie des poudres montre une abondance en calcite Mg et aragonite. Dans la faible fraction argileuse, la diversité minéralogique est grande, reflet d'une origine variée : illite (15-25 %), smectite (40-50 %), kaolinite (15-20 %) et interstratifiés irréguliers (10 %). Les sables de plage et nebkas ont une minéralogie voisine de celle des sables mobiles dans les poudres comme les argiles. La granulométrie est très homogène : ces sables sont unimodaux, très bien triés et de médiane assez grossière (sables mobiles : 347 µm; sables de plage : 349 µm; nebkas : 355 µm).

Les sables dunaires fixés

On a étudié divers gisements de dunes anciennes, des édifices proches des sources bioclastiques marines à l'Ouest aux accumulations issues d'un transport important à l'Est.

• **sur la côte occidentale**, la fraction minéralogique totale est caractérisée par les calcite Mg et aragonite. Le cortège argileux est riche en smectite (55 %), illite (15-20 %), kaolinite (10-15 %) et interstratifiés irréguliers (15-20 %).

• **vers l'intérieur de l'île**, l'héritage marin est soit encore marqué (calcite et aragonite), soit atténué. La fraction argileuse minime n'a pas d'espèce prépondérante sauf la smectite (40 %). Vu la faible altération du sable, surtout dans les niveaux dunaires supérieurs, ceci suggère un transport rapide et une faible modification chimique syn- et post-dépositionnelle. La contribution allochtone aux assemblages minéraux identifiés est donc élevée. Mais, comme la smectite est relativement importante, ces anciens sables dunaires fixés peuvent résulter d'un mélange d'apports allochtones et d'altérations autochtones.

• **au centre de la partie nord de l'île**, les sables ont encore un cachet marin (calcite Mg et aragonite) alors que les sables encroûtés sont riches en calcite *s.s.* La fraction argileuse, assez fournie dans les dunes encroûtées abonde en smectite (parfois $\approx 100\%$), indiquant une origine secondaire et locale de l'argile, issue soit d'une pédogenèse en milieu alcalinolytique soit d'une altération des pyroclastites sus-jacentes et d'une migration *per descensum*.

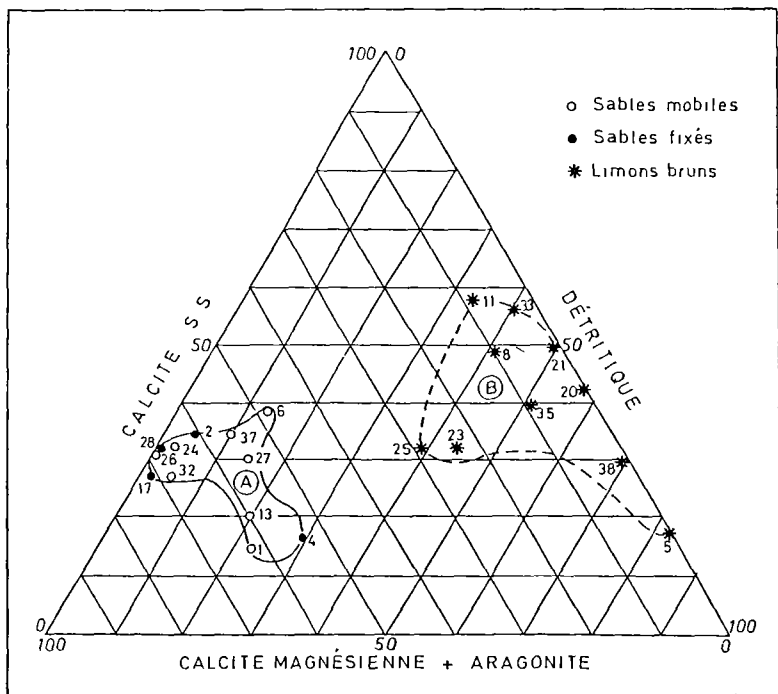


Figure 88. – Composition des sables biodétritiques actuels, des sables dunaires consolidés (A) et des limons bruns (B) dans la presqu'île de Jandia (Fuerteventura).

- **sur la côte orientale**, le signal biomarin est net (calcite Mg abondante, aragonite, calcite s.s.). La fraction argileuse est dépourvue de minéral cardinal, ce qui suggère une origine plutôt allochtone : smectite (35 %), illite (15 %), interstratifiés irréguliers (15 %) et palygorskite (20 %).

- **au Sud de l'île**, les sables du dernier épisode dunaire sont formés de débris de coquilles littorales (*Textularia*, *Rotalidae*), d'algues rouges (*Rhodophyceae*) et de grains de feldspath. Se distinguant ainsi des sables de la côte nord renfermant aussi des fragments volcaniques (augite, olivine, ilménite), ces sables se regroupent avec ceux actuellement mobilisés par le vent (Fig. 88). Ils ont des teneurs élevées en aragonite (10-20 %) et calcite magnésienne (40-65 %), preuves indiscutables, comme au Nord, de leur origine marine. Ajoutés aux 10-40 % de calcite s.s., ces carbonates expliquent ces calcarénites. La quasi-absence de dolomite plaide pour une faible diagenèse et confirme, comme au Nord de l'île, le caractère récent de ces sables.

La granulométrie des sables dunaires grésifiés ou non est plus fine que celle des sables étudiés avant. Leur médiane est à 270 μm , contre 350 μm pour les sables mobiles. Dans leur déplacement vers l'intérieur, ces sables ont donc subi un amenuisement mécanique semblable à celui décrit au Cap Sim, sur la côte du Maroc.

Les apports allochtones aux sables biodétritiques

L'occurrence des quartz

Quand il apparaît dans la minéralogie globale des sables, le quartz a une teneur de l'ordre de 5 % (Fig. 89); mais un quart des échantillons n'en a pas. Il est absent dans deux tiers des sables de plage et des sables mobiles et quatre cinquièmes des nebkas. Ces rapports s'inversent pour les sables dunaires fixés dont seuls 14 % ne possèdent pas de quartz.

— les sables des sondages (Fig. 85- B : *C1, sable de Lajarès; *C2, Lengua 1; *C3, Lengua 2; *C4, Rosa del Costilla) contiennent du quartz dans la même proportion que les sables de surface.

— par rapport aux sables mobiles, de plage ou de nebkas, peu ou pas quartzeux et très proches du matériel originel, les sables anciens fixés ont donc été enrichis en quartz, allochtones dans ce domaine volcanique.

Une Analyse factorielle des correspondances a porté sur la composition minéralogique globale de 105 échantillons de sables biodétritiques de surface indifférenciés (sables mobiles, de plage, de nebkas ou sables fixés) et de sables des carottes des 7 sondages. Les 7 premiers axes ont fourni 59 % de l'information et 27 % pour les 2 premiers. Sur l'axe I+, Q1 (0-10 % de quartz), ARA3 (la plus forte teneur en aragonite), P11 (plagioclases <1 %) et AR1 (argiles <1 %) se regroupent, concernant un tiers des 105 échantillons. Par ailleurs, si Q2 (10-40 % de quartz) et Q3 (40-65 %) apparaissent sur les axes III- et V+, ils ne concernent que peu d'échantillons.

De nombreux échantillons de sable ont donc un cachet minéralogique local : richesse en aragonite, faible participation des quartz, feldspaths et argiles. Mais ces derniers caractères ont une connotation évidemment allochtone et des échantillons, même peu nombreux, en sont néanmoins pourvus.

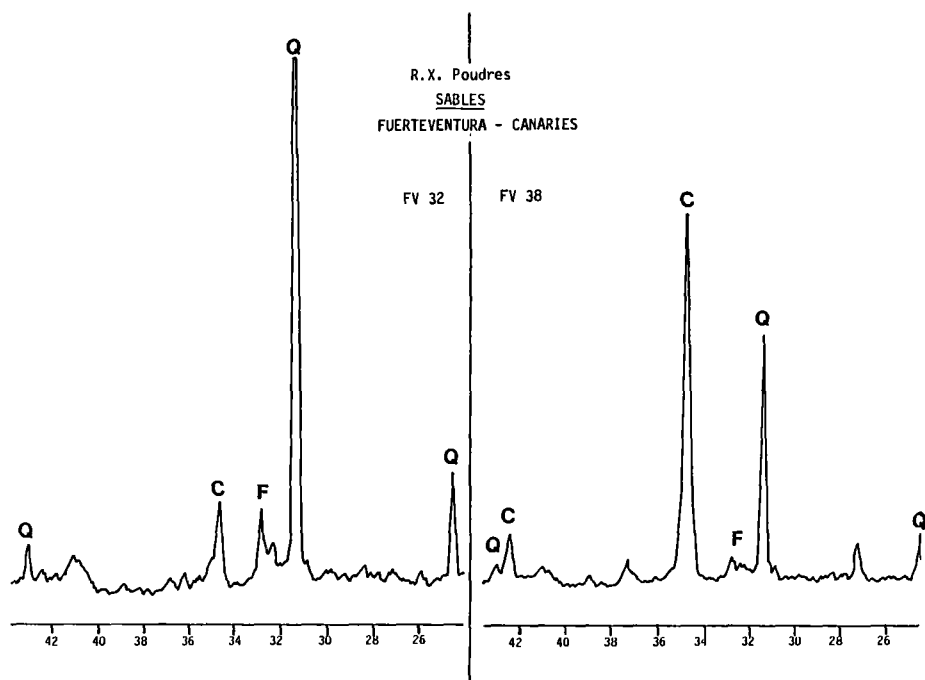


Figure 89. – Spectres minéralogiques des poudres de deux échantillons de sable de Fuerteventura.

Les cortèges argileux

La plupart des sables des dunes fossiles ayant conservé l'empreinte marine (aragonite et calcite Mg) sont caractérisés par une proportion de l'association *illite* + *kaolinite* supérieure à celle de la *smectite*. Dans le sondage de Lajares (*C12), la *smectite* diminue de même (Fig. 90-A) quand les taux d'aragonite et calcite Mg y sont les plus élevés (Fig. 90-B). En revanche, les sables dunaires anciens dont les minéraux biomarins ont beaucoup baissé et où l'encroûtement de calcite *s.s.* s'est développé, ont un fort taux de *smectite* (Fig. 91).

Ces faits, joints au faciès typiquement détritique des illites et aux variations parallèles du couple *illite* + *kaolinite*, suggèrent qu'une grande part de *smectite* (> 20 %) est locale, liée à la pédogenèse en milieu assez confiné sous climat aride.

Ainsi les fortes valeurs du rapport *smectite*/*illite*+*kaolinite* paraissent correspondre aux genèses argileuses *in situ*. Cette hypothèse implique donc une *constance minéralogique* dans les apports argileux par voie éolienne.

Une autre approche renforce ce point de vue. Une AFC a porté sur la minéralogie des argiles de 68 échantillons de sables de surface et des sondages. Les 7 premiers axes portent

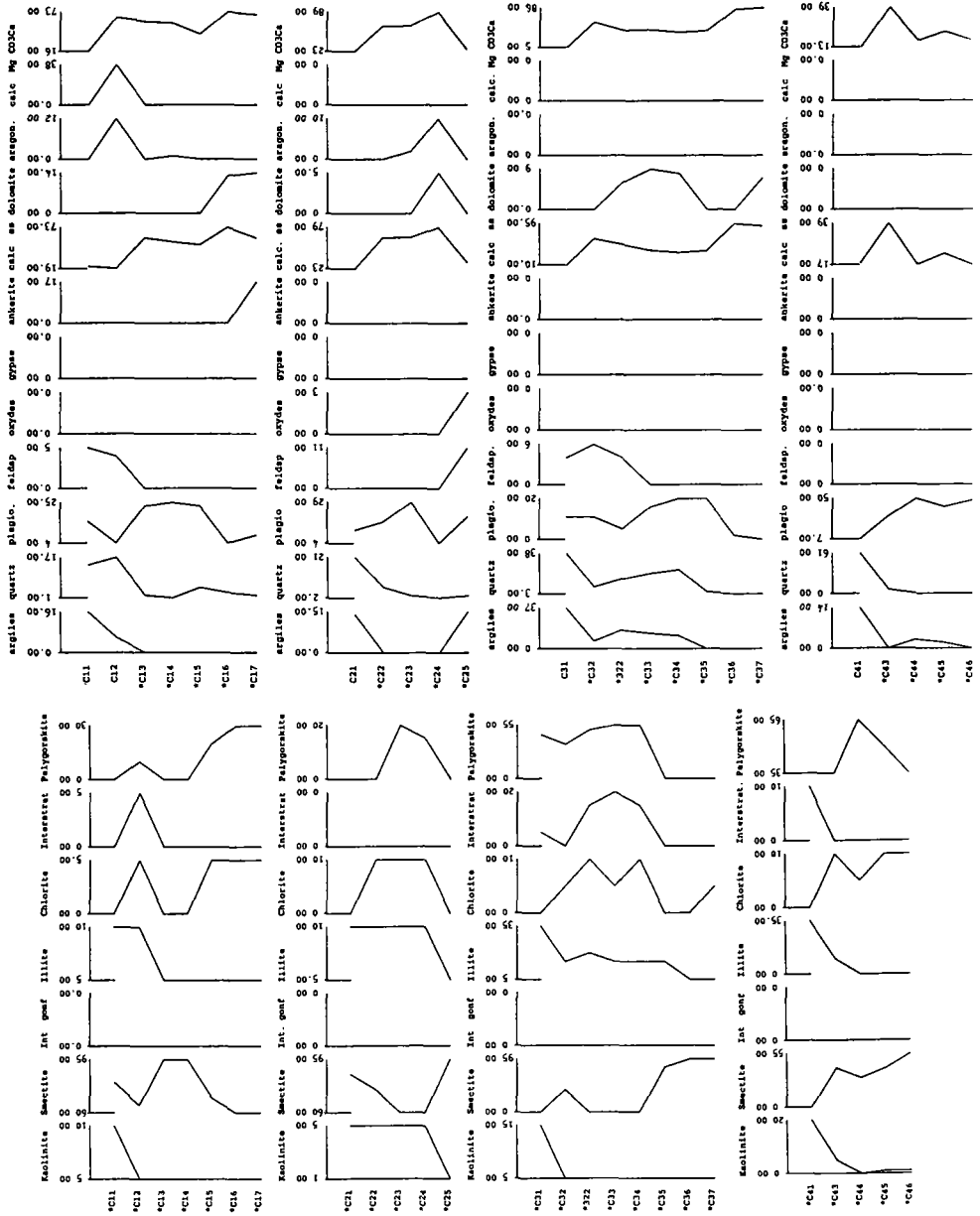


Figure 90. -- Variations de la composition minéralogique des poudres (A), des argiles (B) et des sables le long de sondages de Lajares (C1), Lengua 1 (C2), Lengua 2 (C3) et Rosa del Costilla (C4).

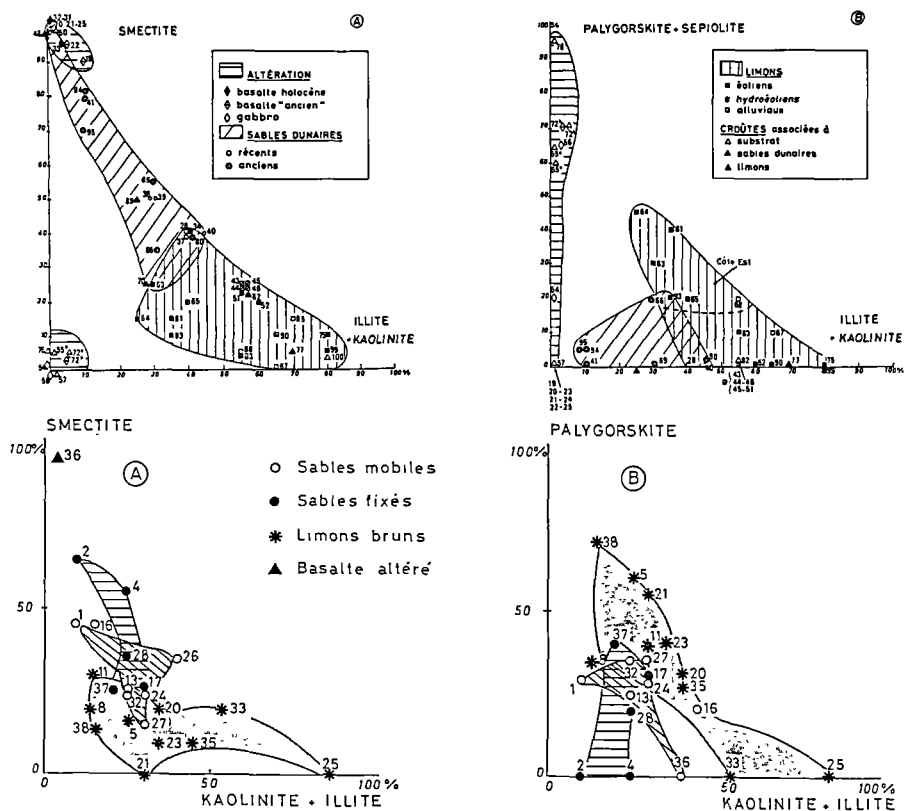


Figure 91. – Distribution de l'ensemble illite+kaolinite par rapport à la smectite (A) et aux argiles fibreuses (B) dans la fraction argileuse des formations superficielles du nord de Fuerteventura (I) et de la presqu'île de Jandia (II).

72 % de l'information et les 2 premiers en fournissent 30 %. Sur l'axe I+, aux faibles teneurs d'illite ILL1 (0-10 %) et de kaolinite KAO2 (5-10 %) correspondent les plus fortes teneurs en smectite SME4 (> 40 %). Sur l'axe II- réciproquement, aux plus fortes teneurs en illite ILL4 (> 25 %) et kaolinite KAO4 (> 15 %) correspondent les plus faibles valeurs de smectite SME2 (< 15 %).

De même, l'axe III+ est caractérisé par l'absence de smectite et par les plus fortes teneurs en palygorskite (> 40 %).

L'ensemble de ces données et leur traitement informatique dégage bien les associations minérales ayant des faciès autochtone (aragonite, smectite) et allochtone (quartz, couple kaolinite/illite). Dans ce dernier cas, se retrouve un cortège très classique, celui des poussières d'origine saharienne ce qui permet d'arguer que les sables biodétritiques de Fuerteventura ont été enrichis par de tels apports éoliens.

Les dépôts limoneux au Nord et au Sud de l'île

Les limons dans la partie septentrionale de l'île

Un changement dans la sédimentation éolienne : les dépôts limoneux

Les dépôts postérieurs aux dunes fossiles sont généralement des limons bruns riches en particules silteuses, mis en place par le vent et les remaniements hydriques. On les retrouve sur les encroûtements carbonatés et substrats volcaniques, en placages sur les reliefs, dans les dépressions et vallées :

- *les limons sur la croûte calcaire*

L'encroûtement du sommet des sables montre souvent un énigmatique « faciès à cocons » attribué aux nids maçonnés par les *Anthophora*, explication d'ailleurs bien curieuse car, vu l'extension de cette croûte, ces guêpes devaient littéralement couvrir l'île, ce qui pose un sérieux problème d'équilibre écologique... Cette croûte a été fossilisée par des limons (Fig. 92). Une variante de la succession stratigraphique habituelle consiste en limons sur croûte reposant directement sur substrat volcanique (Fig. 93).

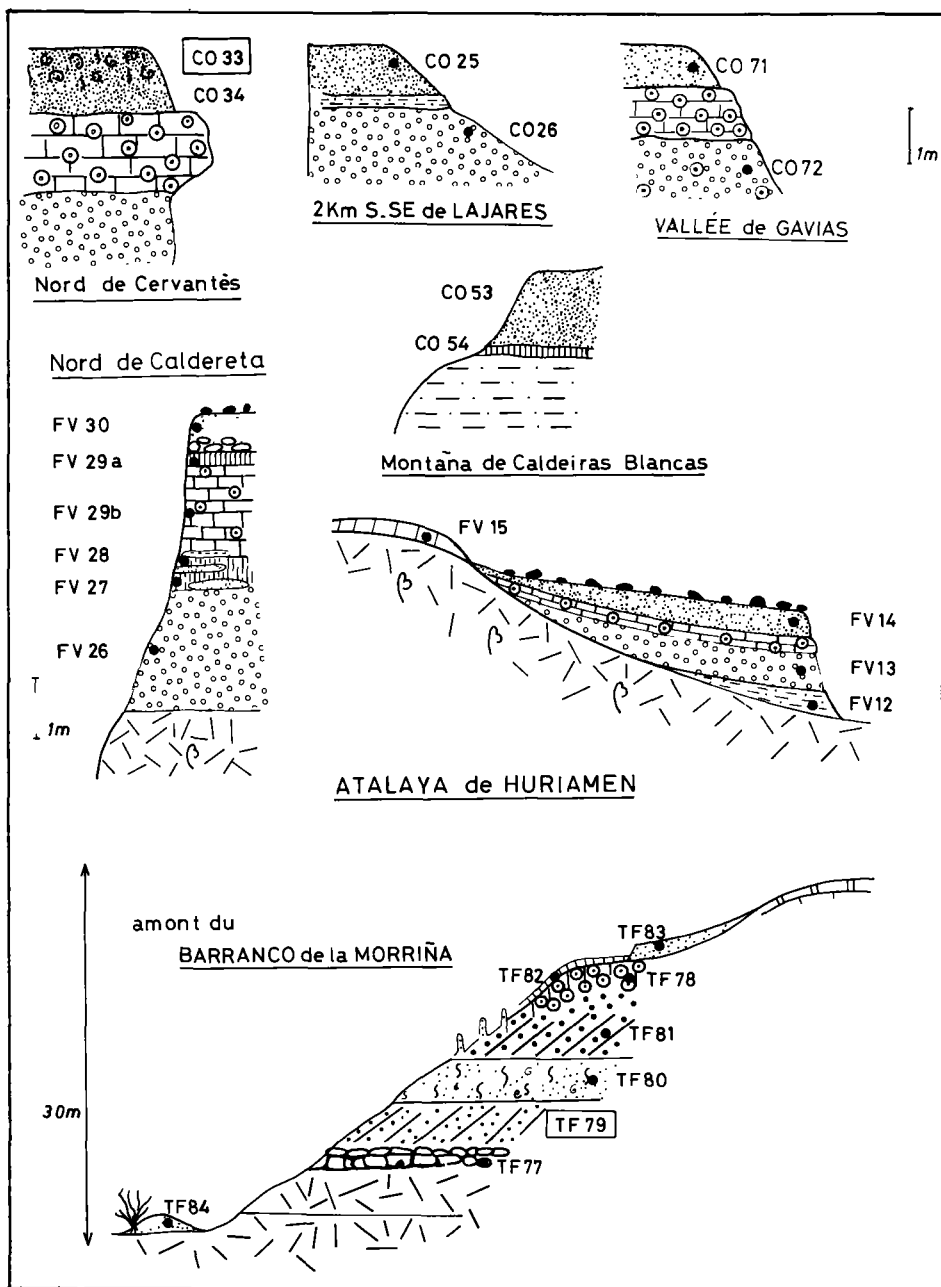
- *les limons à faciès loessique* (Fig. 94)

Au NNE de Lajares, une carrière montre sous la plaine actuelle un dépôt beige-jaune clair homogène de limons, effervescents à l'acide, à forte porosité biologique et fins litages. Sur une épaisseur visible > 4 m, il n'y a ni coquilles, ni lits sableux, ni concrétions ou paléosols. Peut-être remaniés de façon élémentaire sur de très courtes distances, ces limons ont indiscutablement un *faciès loessique* qui se retrouve en couverture discontinue n'excédant guère 50-80 cm d'épaisseur sur les pyroclastites au Sud et à l'Est de Lajarès (Fig. 94). Dans le Barranco de la Costilla (Fig. 94), la partie supérieure des sables dunaires est encroûtée (faciès à cocons) puis fossilisée par des cendres volcaniques et des limons alluviaux où se développe un paléosol. Très vite, ces limons font place à un dépôt homogène (> 1,5 m) à microlitages ondulés de faciès également loessique. Vers le haut, des carbonates cimentent le dépôt, et au-dessus, des limons bruns (1 m) à structure granuleuse se terminent par un vrai paléosol lui-même fossilisé par une nappe détritique sablo-limoneuse contenant des cocons.

- *les placages limoneux sur les versants* (Fig. 95)

Quand ils ont été protégés de l'érosion, les limons homogènes bruns voilent indistinctement les topographies anciennes, dépôts dunaires et volcanisme holocène. S'ils surmontent une croûte calcaire, le contact est net et on ne peut les assimiler à l'horizon A d'un sol à B_{ca}. En effet, ils ne contiennent que des mycéliums carbonatés et aucune concrétion. Mais surtout, de composition remarquablement constante d'un site à l'autre, ces limons tranchent minéralogiquement sur tous les substrats où ils reposent.

Deux hypothèses peuvent expliquer ces limons. Soit ils dérivent des énormes placages de pyroclastite mis en place à la même époque; mais le matériel basaltique s'altère en une smectite presque pure qui ne les compose pourtant pas. Soit il s'agit de poussières d'origine saharienne



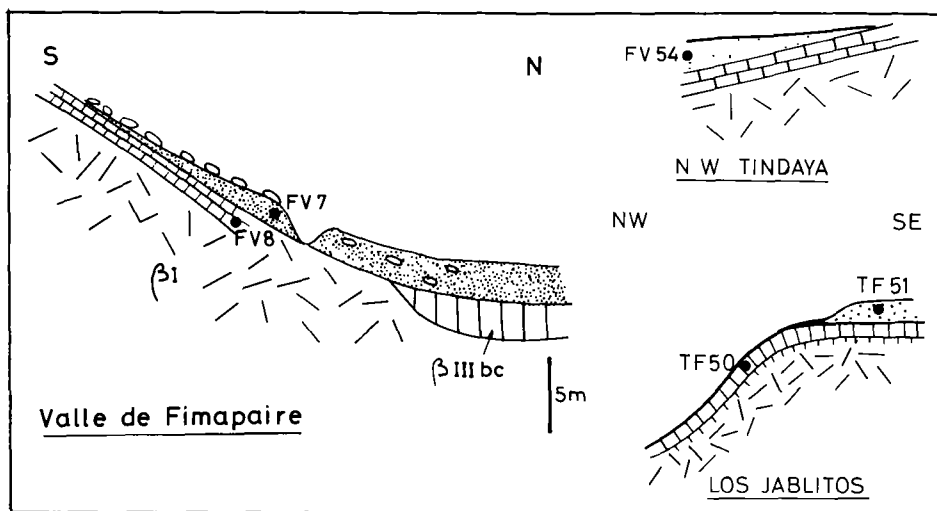


Figure 93. — Le recouvrement d'une croûte calcaire développée sur substrat volcanique par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.

piégées par une végétation holocène plus importante et ainsi protégées contre les remaniements excessifs par ruissellement ou vent. On retrouverait donc, comme pour les loess pléistocènes du Sud-Tunisien [4], cette relation entre chute et piégeage de poussières désertiques et climat un peu plus humide. La faune malacologique confirme d'ailleurs ici cette hypothèse avec les *Planorbis*, *Limnès* et *Rumina decollata* toujours contenus dans ces limons. Les *Helix* y sont de grande taille (2-3 cm) alors que la malacofaune des paléosols intradunaires se restreint à de petits *Helicidae* (<1 cm).

La minéralogie des limons

• les limons topographiquement élevés

Ces limons isométriques, homogènes et purs résultent principalement d'apports éoliens.

— au centre de l'île, le quartz et les feldspaths sont des minéraux allochtones au sein de la fraction poudre. La calcite *s.s.* existe quand les limons sont surmontés d'une croûte blanchâtre. La fraction argileuse est dominée par les illite et kaolinite. La smectite est peu abondante sauf sur le volcan strombolien de la Matilla qui a connu une forte altération smectitique [2].

Figure 92. — Le recouvrement des sables et de leur croûte sommitale (le plus souvent à cocons) par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.

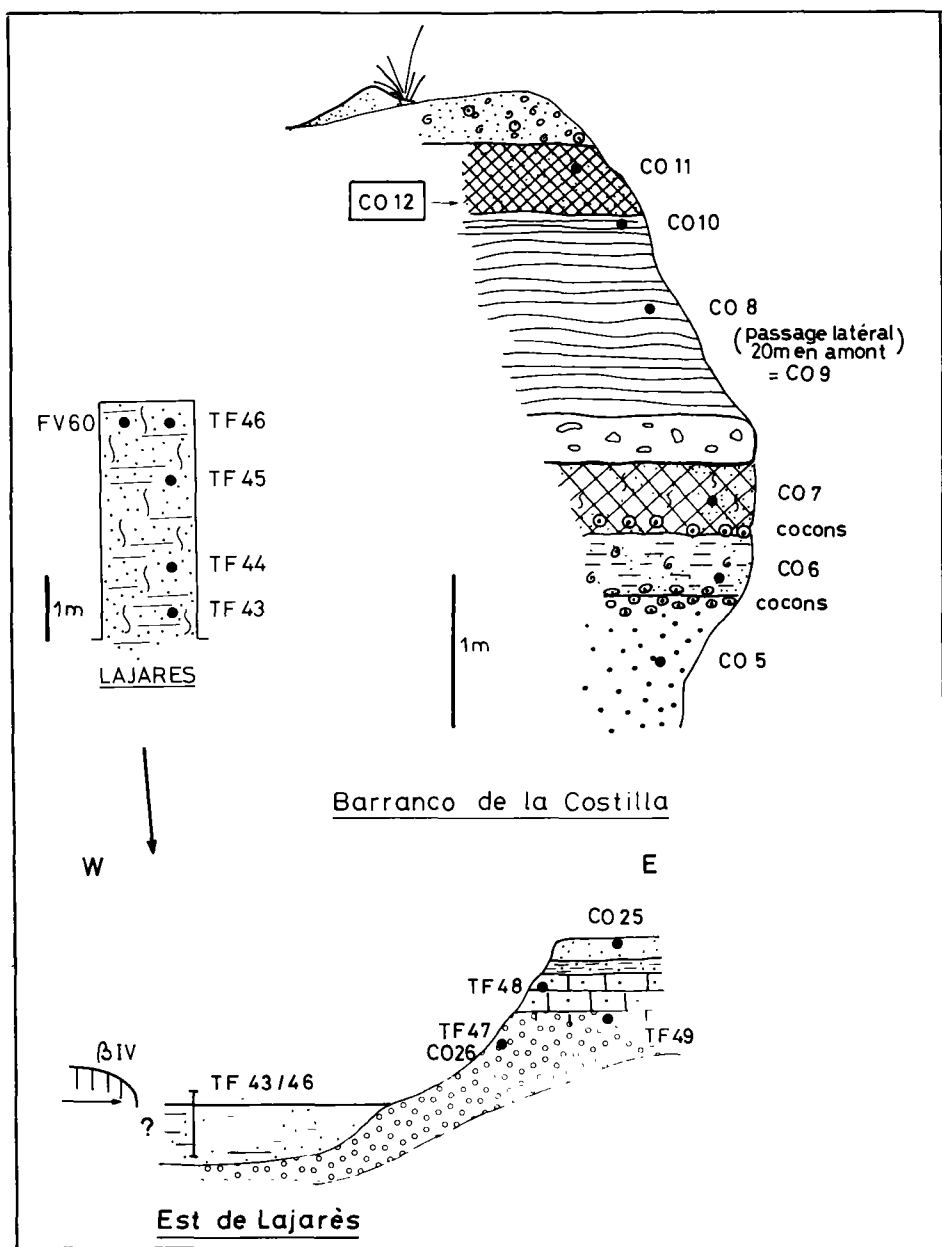


Figure 94. – Les limons à faciès loessique de l'île de Fuerteventura.

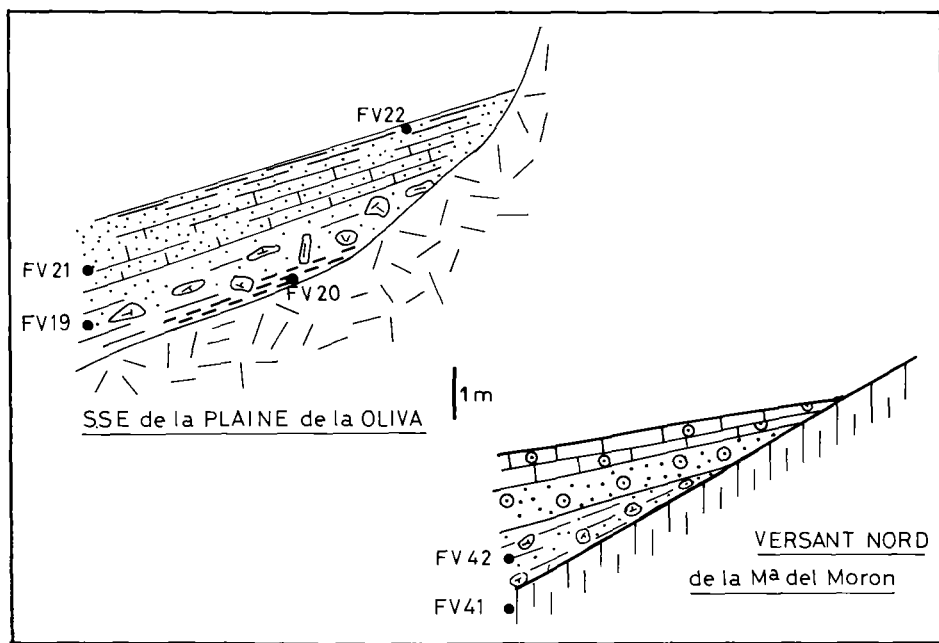


Figure 95. — Les placages limoneux sur les versants dans l'île de Fuerteventura.

— sur la bordure orientale, des échantillons proviennent des versants des trapps basaltiques entre Puerto de la Torre et Pozo Negro, à l'écart de tout apport alluvial ou colluvial et un autre du Valle de Jacomar, sur une coulée basaltique holocène isolant les flaques limoneuses de tout apport non éolien. La fraction poudre est marquée par l'abondance relative du quartz et de calcite *s.s.*, avec un peu de calcite magnésienne, dolomite et feldspaths. La fraction argileuse se singularise par la richesse en palygorskite (20-40 %). Modérément présente, la smectite est associée à un peu de chlorite et aux interstratifiés irréguliers (illite-smectite et chlorite-smectite). La part du couple *illite + kaolinite* est bien supérieure au pourcentage de smectite (Fig. 91). La palygorskite pourrait résulter de l'altération des basaltes anciens, mais ceux-ci sont localement très peu altérés; elle constitue encore 20 % de la fraction argileuse sur basalte récent où la smectite est peu abondante (20 %). Ces faits, joints à la situation élevée des limons et à l'allure des fibres de palygorskite observée au MEB, suggèrent qu'une partie au moins de la palygorskite est d'origine éolienne, comme le sont l'illite et la kaolinite avec qui elle constitue un cortège minéral bien défini.

- les limons de dépression

Ils se sont accumulés par ruissellement dans de petites dépressions fermées, dans les creux ou sur les bordures de coulées de basaltes holocènes. Ainsi les loess de Lajarès (Fig. 96) ont

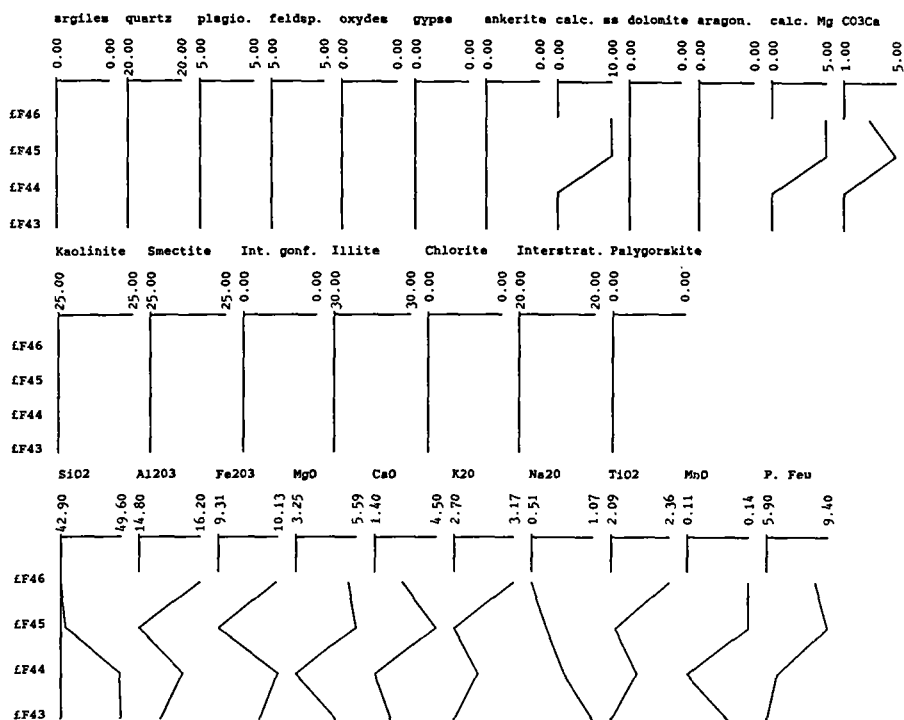


Figure 96. – Variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles et la composition chimique des loess de Lajarès (les numéros des échantillons correspondent au Log de la figure 94).

la composition minéralogique suivante : quartz, rares feldspaths, calcite s.s. uniquement vers le haut, couple *illite* + *kaolinite* (30 + 25 %) dominant sur *smectite* (25 %) et *interstratifiés* irréguliers (20 %). Des limons comparables s'observent à l'Est de Lajarès sur basaltes récents (TF92) et à l'Est de Los Molinos sur basaltes anciens (TF67). Leur composition est voisine des cas précédents, avec un peu moins de *smectite*, un peu de calcite Mg et la *palygorskite*.

- les limons de vallée

Ils sont de mise en place éolienne sur les versants puis alluviale par remaniement fluvial dans les thalwegs. Ainsi, à Los Molinos sur la côte ouest, des limons rouges homogènes (TF68) s'intercalent entre dune sur basalte ancien et terrasse alluviale à gros galets; de même au Barranco Esquinzo, des limons bruns sont intégrés dans une terrasse récente (TF28). Les cortèges minéraux riches en espèces et variables en abondance illustrent bien ce mélange de matériels lointain, régional ou local. Le limon rougeâtre calcarifié à l'aval d'un vallon sur vieux basaltes altérés près de Puerto de la Torre, sur la côte orientale, est un cas bien particulier

(TF62). Sa fraction argileuse est formée, outre de traces d'illite, de palygorskite quasi exclusive très cristallisée montrant au MET des faisceaux de fibres indissociées et fines significatives d'une pédogénèse en milieu calco-magnésien par altération des basaltes.

Les limons au Sud de l'île

Des limons bruns à forte porosité biologique recouvrent souvent le matériel dunaire, le protégeant contre la déflation éolienne. Ils renferment des cocons calcifiés d'*Anthophora* et une riche malacofaune où les *Hélicidae*, associés à *Rumina decollata*, aux Planorbes et Limnées, sont comme au Nord plus grands que dans les paléosols interstratifiés. Tous se sont souvent superficiellement concentrés en pellicules continues sous l'effet de la déflation en une sorte de «reg coquillier». Souvent, à la base des limons, des réseaux de racines d'arbres calcarifiées prouvent une végétation plus dense lors de la fixation des dunes.

D'après la diffraction des RX, des échantillons de cônes alluviaux renferment de l'augite (20-30 %) issue des basaltes. Les aragonite (5-10 %) et calcite Mg (20-30 %) d'autres échantillons traduisent un apport carbonaté fin issu de l'amenuisement des sables biodétritiques. Dans tous les échantillons, la calcite s.s. est présente (20-60 %). Par ailleurs, 5-30 % de quartz y confirment aussi une contribution allochtone. En fait, l'association minéralogique globale des limons est opposée à celle des sables bioclastiques (Fig. 88), avec ses éléments détritiques (quartz, feldspaths, augite, argiles). Dans les minéraux argileux, la palygorskite domine (37 % en moyenne), suivie de l'illite (23 %), puis les chlorite, smectite, interstratifiés gonflants et kaolinite (respectivement entre 15 et 12 %). Ce cortège diffère sensiblement des sables biodétritiques où s'imposent la smectite et les interstratifiés gonflants (35 %), puis les palygorskite, chlorite, illite et kaolinite (respectivement entre 21 et 15 %).

Les critères de l'allochtonie des limons

La question des quartz

Les dépôts limoneux de Fuerteventura contiennent des quartz (Fig. 97), 25 % en moyenne (46 échantillons analysés en diffraction des RX) contre 5 % dans les sables bioclastiques (échantillons à faciès loessique : taux moyen de 20 %; limons en placage et limons sur croûte reposant sur roche volcanique : 26 %; limons sur croûte reposant sur sables dunaires : 28 %).

Une analyse factorielle des correspondances a porté sur la composition minéralogique globale des 46 individus. Les 7 premiers axes ont fourni 66 % de l'information et les 2 premiers 28 %. Les principaux axes caractérisés par le quartz sont les axes I-, II- et IV-. Sur l'axe I-, les plus fortes teneurs en quartz Q3 (40-65 %) vont de pair avec les plus faibles taux de calcite s.s. CSS1 (< 10 %) et plus généralement carbonates de calcium CCA2 (10-30 %) ainsi qu'avec la présence d'oxydes OX2 (> 0 %). Les plus faibles pourcentages de quartz Q1 (< 10 %) et l'absence d'argiles minéralogiques AR1 (< 1 %) caractérisent l'axe II-. Sur l'axe IV- des teneurs moyennes en quartz Q2 (10-40 %) sont associées aux plus forts taux de feldspaths potassiques FK4 (> 5 %).

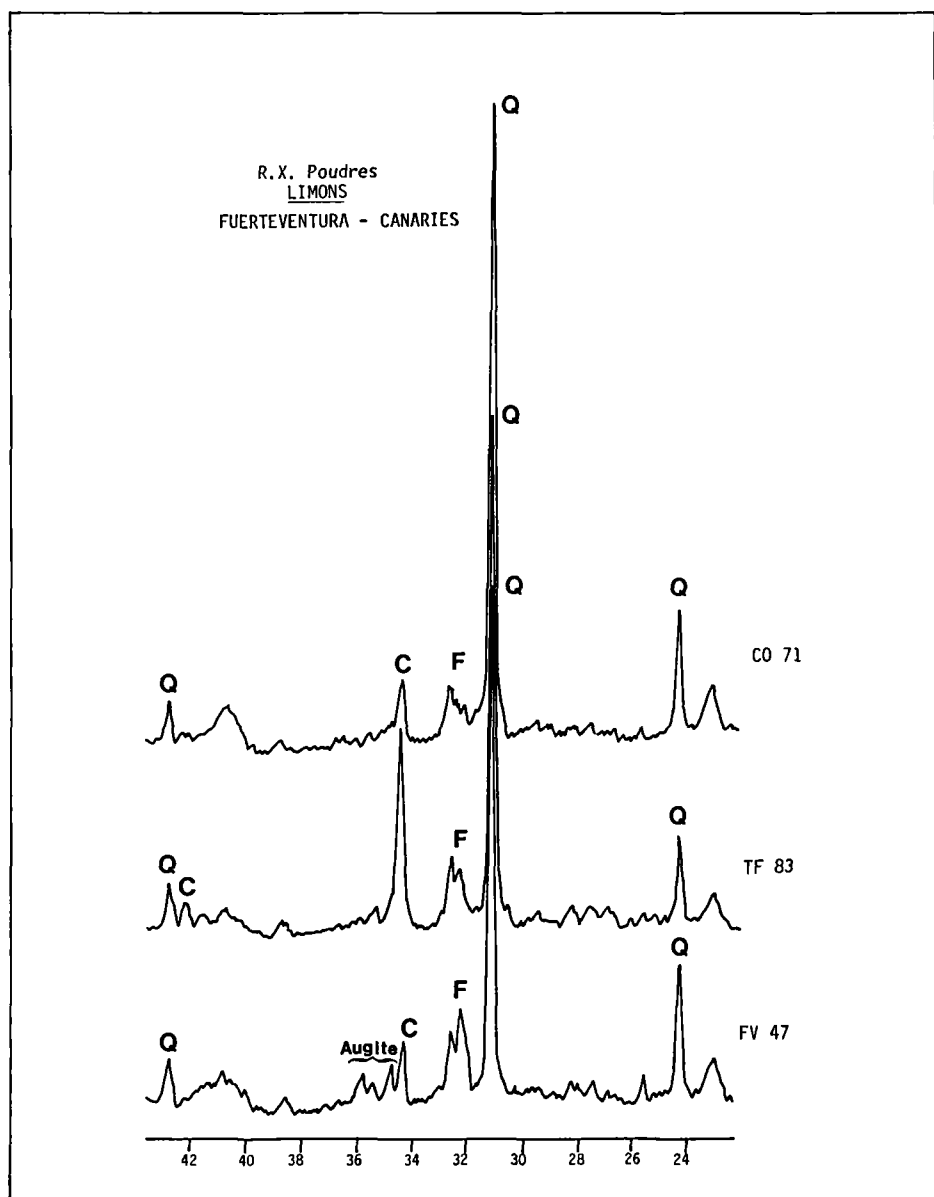


Figure 97. — Les spectres minéralogiques des poudres de trois limons prélevés à Fuerteventura.

Les limons recueillis dans les sondages hydrauliques ont aussi de fortes teneurs en quartz (9– 61 %) avec une moyenne de 25 % identique à celle des limons de surface. Les sables des sondages ont un taux moyen de 4 % du même ordre que les 5 % des sables de surface.

Les limons étudiés à Fuerteventura ont donc des *traits d'allochtonie minéralogique caractérisée*, en particulier du fait de leurs teneurs élevées et constantes en quartz.

La granulométrie des limons

Grâce aux histogrammes de fréquence granulométriques, on a classé les limons en grands types : les limons unimodaux regroupant la plupart des échantillons et les limons plurimodaux à 2 ou 3 modes, outre les loess considérés à part (Fig. 98). Différents points se dégagent de l'étude d'une relation entre site des limons (site élevé, vallée, dépression), leur position stratigraphique au sein des coupes (sur croûte sur sable, sur croûte reposant sur substrat volcanique, en placage) d'une part, et leurs caractères granulométriques d'autre part :

- beaucoup d'échantillons à un seul mode granulométrique sont en position élevée et se situent sur une croûte reposant sur des sables; d'autres sont des limons de vallée s'étendant sur des croûtes sur substrat volcanique.

- les limons à deux modes granulométriques sont très diversement disposés.

- les limons à trois modes granulométriques sont surtout des limons de haut de versants, soit en placages, soit sur croûtes sur sables biodétritiques.

- les loess, unimodaux, toujours en position de dépression ou de vallée reposent sur des substrats divers.

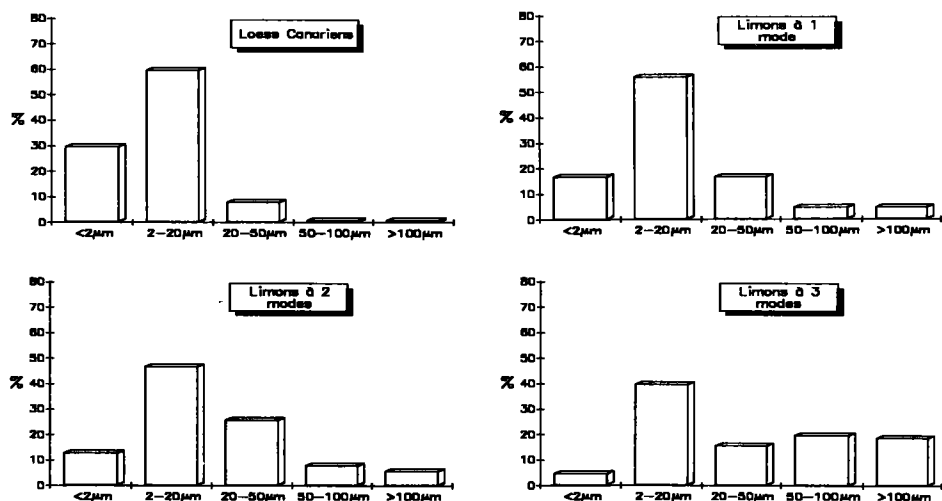


Figure 98. – Les types de distribution modale dans la granulométrie des limons de Fuerteventura.

Les courbes des loess de Lajares ou du Barranco de la Costilla (*Fig. 99*) ont un caractère sigmoïdal assez symétrique de part et d'autre de la médiane. Les médianes sont de l'ordre de $2\text{ }\mu\text{m}$ pour les limons lités et le niveau supérieur de la coupe de Lajares (TF46), et de l'ordre de $5\text{ }\mu\text{m}$ pour les autres niveaux de Lajares. L'échantillon de la base (TF43) est plus limono-sableux. Les limons unimodaux, bimodaux, trimodaux et le faciès loessique ont une répartition différente de leurs fractions granulométriques moyennes (*Tableau XXX*) s'exprimant par des courbes granulométriques moyennes bien typées (*Fig. 100*).

L'étude des fractions granulométriques des coupes-références des limons (à 1 mode : TF74, 2 modes : FV30 et 3 modes : FV32) et des loess (lité : CO09 et sans structure : TF45) indique que (*Fig. 101*) :

— les loess canariens ont un mode très bas ($2\text{--}5\text{ }\mu\text{m}$); ils possèdent les plus fortes teneurs en argiles; les sables sont inexistant; la fraction limoneuse, très abondante, est uniquement représentée par la phase fine

— les limons unimodaux ont leur mode vers $7\text{ }\mu\text{m}$; la teneur en argile est assez forte; les sables sont peu représentés; la fraction limoneuse domine avec une très forte représentation de la phase fine

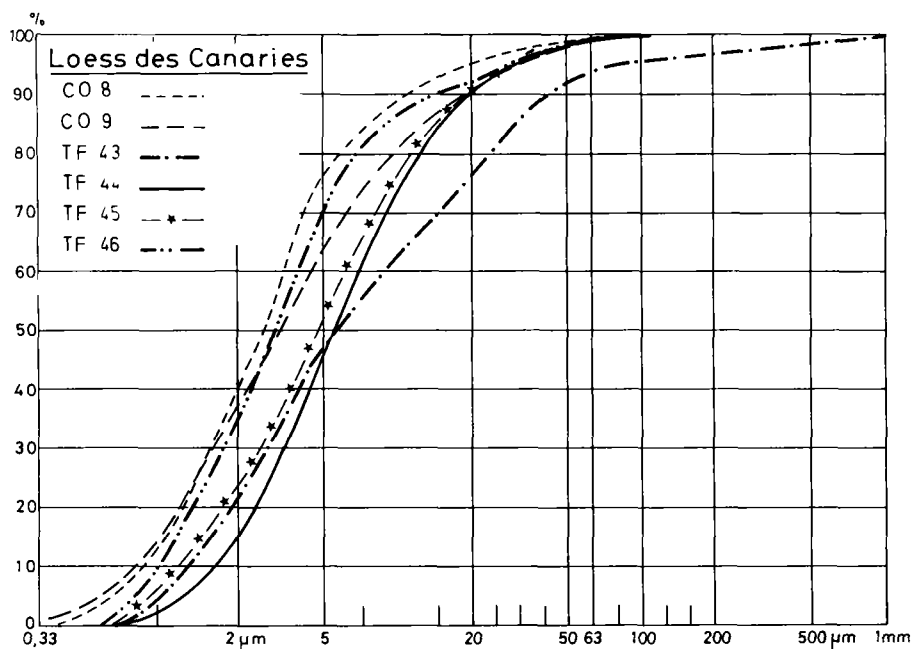


Figure 99. — Les courbes granulométriques cumulatives des limons à faciès loessique de Fuerteventura.

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

	A	L		S	
		lf	lg	sf	sg
loess	30 %	68		2	
limon (1 mode)	17 %	60	8	1	1
		56	17	5	5
limon (2 modes)	13 %	73		14	
		47	26	8	6
limon (3 modes)	5 %	56		39	
		40	16	20	19

— les limons bimodaux ont leurs modes à 7 et 32 μm ; les pourcentages d'argile sont plus faibles et les sables aussi peu représentés que dans les limons unimodaux; la fraction limoneuse domine toujours mais la phase grossière devient plus fournie.

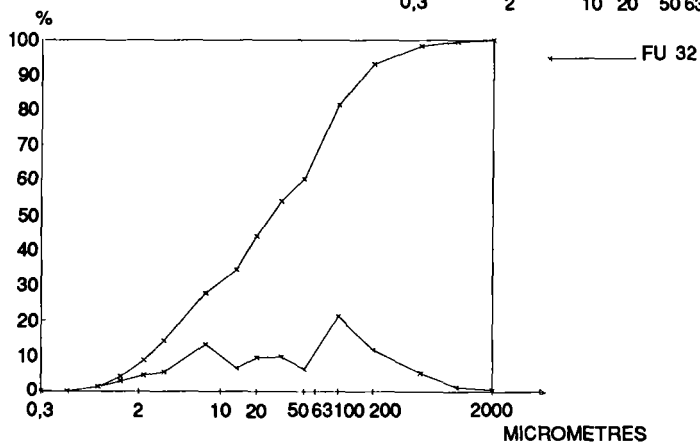
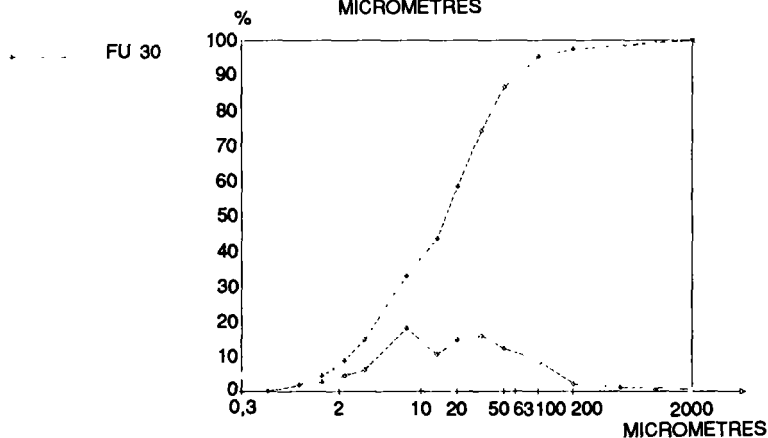
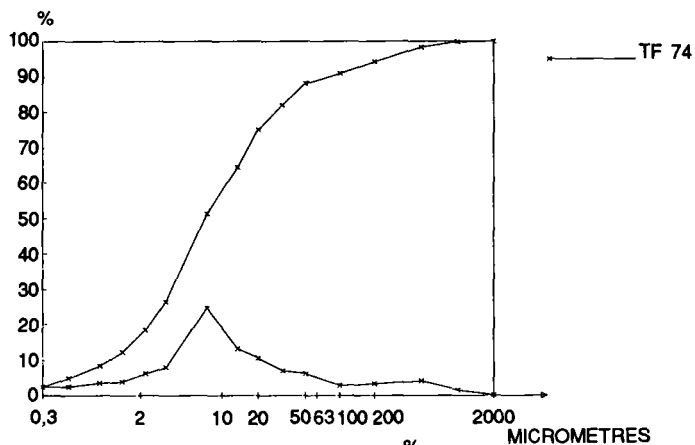
— les limons à 3 modes (7, 32 et 100 μm) ont les plus faibles teneurs en argile et les plus forts pourcentages de sables; la fraction limoneuse voit la nette prépondérance de la phase fine.

Il en résulte donc une granulométrie compatible avec une provenance sous forme de poussières éoliennes, surtout pour les modes entre 2-50 μm conformes aux normes de taille des poussières proximales comme celles arrivant toujours aux Canaries. Le mode fin du faciès loessique est sans doute à mettre au compte de la décantation de fin du remaniement hydrique postdépositionnel. Enfin, la localisation des limons à 3 modes sur des versants implique leur pollution par le substrat local en particules grossières responsables du plus fort mode.

La minéralogie et l'indice d'allochtonie

Au Nord comme au Sud de Fuerteventura, il y a 2 associations de minéraux argileux dans les dépôts : *smectite* et souvent *palygorskite* plutôt caractéristiques des néoformations pédologiques et, bien connu, le couple *illite* + *kaolinite* résultant des retombées de poussières sahariennes.

Les limons du Nord se groupent plus près du pôle *kaolinite* + *illite* que du pôle *smectite*, alors que les sables biodétritiques, typiquement autochtones, se rapprochent préférentiellement du second (Fig. 91-IA). De même pour les limons méridionaux du massif de Jandia (Fig. 91-IIA). Les taux les plus élevés en *smectite* (> 95 %) sont fournis par des altérations basaltiques. La question d'une origine partiellement éolienne de la *palygorskite* se pose plus au Sud qu'au Nord de l'île. En effet, s'il n'y a au Nord que 20 % de *palygorskite* dans les sables autochtones et 45 % dans les limons, au Sud cette argile fibreuse atteint 40 % dans les sables et 70 % dans les limons (Fig. 91-IIA,B). Or les limons présentent soit de fortes teneurs en *kaolinite*+*illite*, soit en *palygorskite*; ils s'opposent aux sables biodétritiques où ces argiles sont peu représentées. Cela suggère que les taux excédentaires de *palygorskite* des limons soient, comme le couple *kaolinite* + *illite*, d'origine éolienne, en accord avec la présence connue de *palygorskite* dans les poussières actuelles sahariennes. S'y ajoute la forte participation du quartz aux limons alors qu'il est rare dans la plupart des sables biodétritiques.



Une AFC a porté sur la composition argileuse de 65 échantillons de limons. Les 7 premiers axes ont fourni 72 % de l'information et les 2 premiers 33 %. Les minéraux argileux se regroupent remarquablement sur les principaux axes :

Axe I+	KA03 (10-15 %) ILL3 (15-25 %) PAL4 (> 40 %)	Axe I-	KA04 (> 15 %) ILL4 (> 25 %) PAL2 (0-20 %) SME2 (0-15 %)	Axe II-	ILL1 (< 10 %) KA01 (< 5 %) SME4 (> 40 %)
--------	---	--------	--	---------	--

Kaolinite et illite vont donc bien de pair, associées à la palygorskite ou à la smectite. Mais les teneurs les plus élevées de celle-ci s'accompagnent toujours des teneurs les plus faibles en kaolinite+illite, confirmant ce qui a été vu maintes fois. Si l'axe I+ est surtout concerné par les échantillons du Sud de l'île, l'axe I- regroupe ceux du Nord.

Ces résultats ont permis d'établir un indice d'allochtonie

$$Ial = kaolinite+illite/smectite$$

rapport précisant l'origine des dépôts ($Ial > 1$: allochtonie; $Ial < 1$: autochtonie). Appliqué aux 65 échantillons de limons traités par AFC, cet indice donne les résultats suivants : $9 < 1$, $4 = 1$ et $52 > 1$. Ainsi, dans 6 % des cas on ne peut trancher, 14 % des échantillons sont à forte composante autochtone et 80 % des limons sont très vraisemblablement allochtones.

Dans les échantillons des sondages du Nord de Fuerteventura (Fig. 85), l'essentiel des limons de Costilla (sondage 0), Rosa del Combrillo (sondage 1) et La Lengua (sondage 2) ont un indice $Ial > 1$. Au contraire les sables biodétritiques, même enrichis en quartz, ont des indices $Ial < 1$, ainsi que les limons superficiels de Lajarès et La Lengua (sondage 1). Les limons pré holocènes étaient donc fondamentalement allochtones.

Tous ces résultats convergent en faveur d'une contribution prépondérante des poussières sahariennes aux formations limoneuses de l'île.

L'étude de la composition chimique

On a calculé la moyenne des éléments chimiques (SiO_2 : 38,7 %; CaO : 13,6 %) et de la perte au feu (16 %) de 18 limons (Fig. 102-A). Les compositions chimiques indépendantes du site et/ou du substrat forment un argument évident en faveur de l'allochtonie. Qu'ils soient en haut de versant ou dans les dépressions, les taux de silice et calcium sont comparables ainsi que la teneur en eau et la perte au feu. Les limons sur croûtes reposant sur sables semblent un peu plus carbonatés que ceux sur croûtes sur roche volcanique ce qui s'explique par le caractère calcaire des sables biodétritiques qui les a pollués (Fig. 103).

Figure 100. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons représentatifs des trois types de limons à distribution modale différente (TF 74 : limon à un mode, FV 30 : limon à deux modes, FV 32 : limon à trois modes).

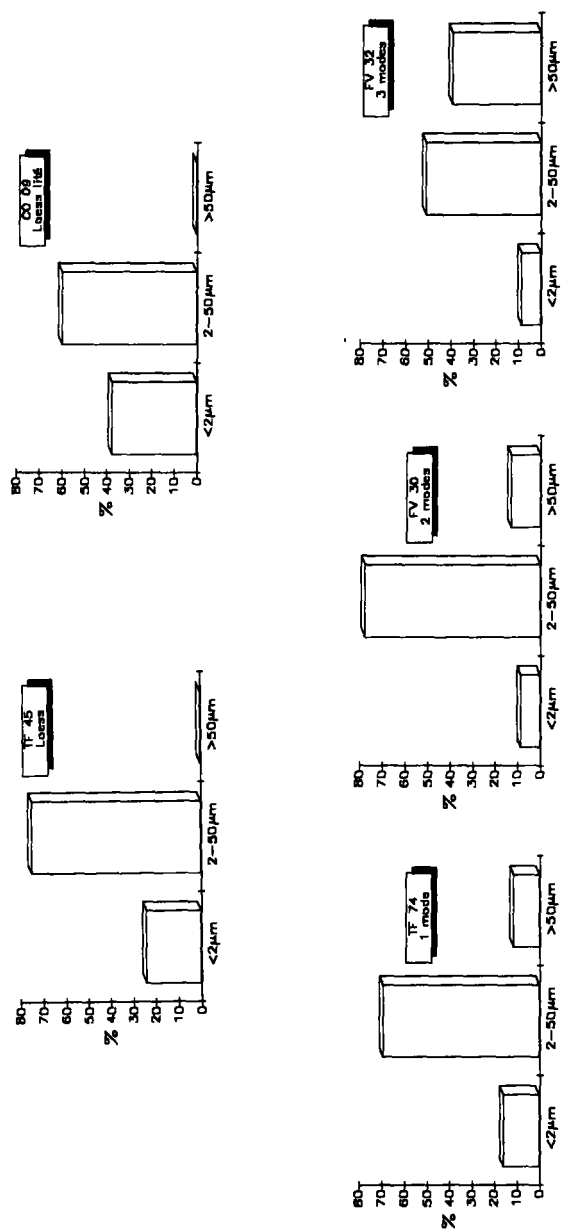


Figure 101. – La distribution granulométrique-type des différents loess et dépôts limoneux de Fuerteventura.

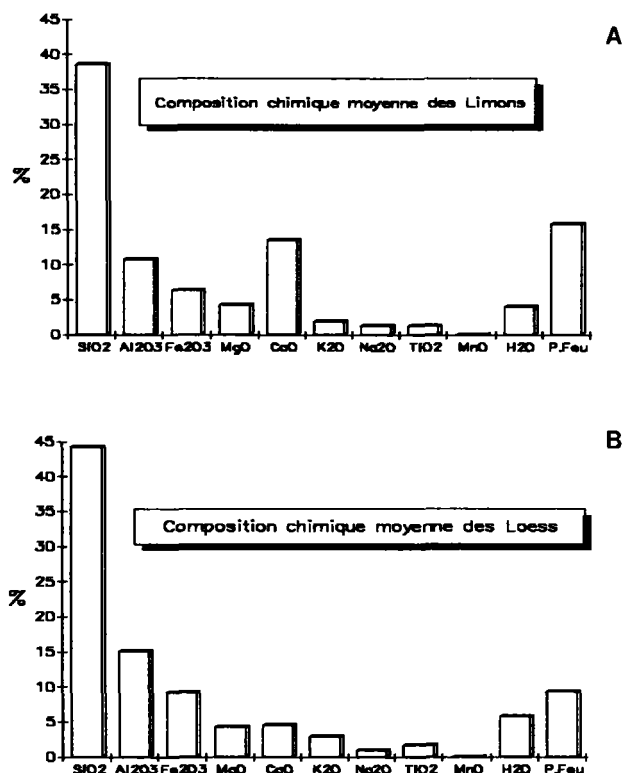


Figure 102. – La composition chimique moyenne des formations limoneuses de Fuerteventura. A) limons, B) faciès loessique.

D'après la composition chimique des limons et de 6 échantillons de loess (*Fig. 102-B*), si ces derniers contiennent plus de SiO₂ (44,3 % contre 38,7), Al₂O₃ (15,2 % contre 10,9), K₂O (3 % contre 2) et Fe₂O₃ (9,2 % contre 6,5), les limons sont plus carbonatés (14 % contre 4,8) et ont une plus grande perte au feu (15,9 % contre 9,2) (*Fig. 104*).

Comme leurs homologues tunisiens [5], les loess canariens auraient pu subir une décarbonatation pédogénétique expliquant une teneur en CaO moindre que celle des placages limoneux. Mais à la différence des loess tunisiens, il n'y a pas dans les loess canariens d'horizons de concentration carbonatée résultant d'une telle pédogenèse. De plus, leur faciès finement lité, leur site de cuvette ou banquettes alluviales suggèrent qu'ils dérivent de limons de versant, avec une mise en place définitive par colluvionnement (Lajarès) et alluvionnement (Barranco de la Costilla). Leur appauvrissement en carbonates, attesté aussi dans les limons de dépression, a résulté de cette intervention hydrique (*Fig. 103*). La relative richesse en CaO des autres limons s'explique de plus par une vraisemblable contamination par les croûtes très carbonatées où ils gisent souvent.

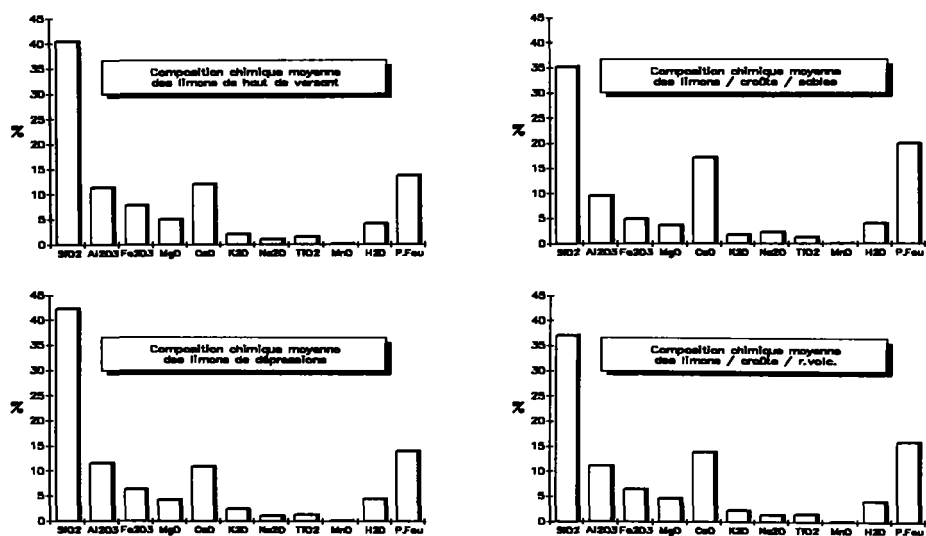


Figure 103. – L'indépendance de la composition chimique des dépôts limoneux par rapport aux variations de site et de substrat.

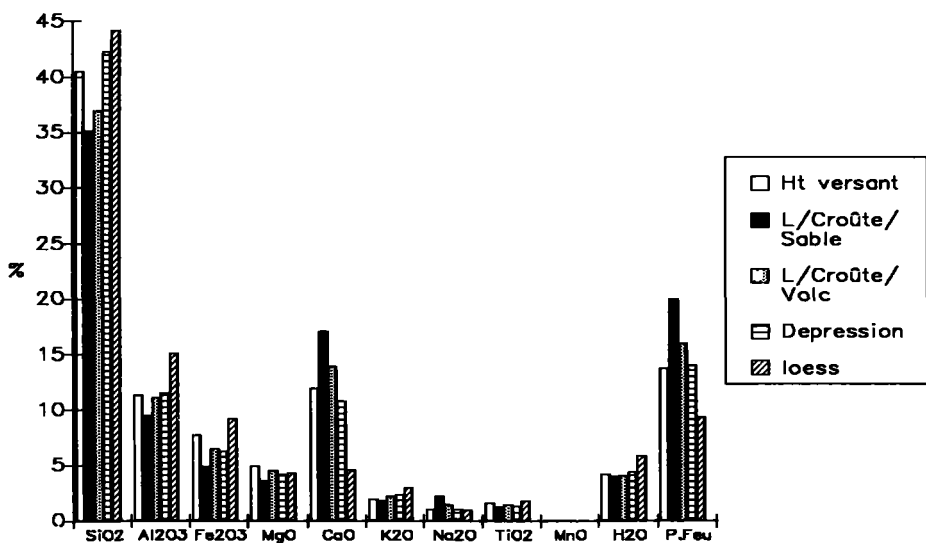


Figure 104. – Composition chimique moyenne des divers dépôts limoneux de Fuerteventura.

L'étude au microscope électronique à balayage

On a observé au MEB divers échantillons : limons de zones de type *maader* sans couvert caillouteux (TF67,75); des limons sous petit reg de basalte sur versants (400-500 m d'altitude) exposés à l'Est (TF61,63,64); des limons rouges calcarifiés (TF62); des limons (180 m d'altitude) dans des fissures de basalte (FV81); des limons calcaires à faciès loessique et des sables biogéniques (TF80,81).

Sauf le limon calcarifié et le sable biogénique, ces matériels renferment des quartz (20-350 µm), grains arrondis ou esquilles aux arêtes émoussées (*Pl. 53-Aa,b*), translucides ou opaques et oxydés (*Pl. 53-Ac,d,e*), avec des traces de chocs dues à l'éolisation. Ils sont soit recouverts d'une pellicule écailleuse de silice amorphisée, soit de fibres de palygorskite écrasées, soit de particules adhérentes argileuses. Le relief tarudé de certains grains résulte d'une pédogenèse post-dépositionnelle. Enfin, des traces de polissage tardif suggèrent des remaniements hydriques. Les feldspaths très altérés sont essentiellement potassiques (*Pl. 53-Ba,b*). Les paillettes de mica (surtout biotite) ont des bords rebroussés par les chocs éoliens. Les carbonates souvent polycristallins sont aussi arrondis et émoussés (*Pl. 53-Bc,d*). Les granules éolisés d'alumino-silicates potassiques et ferreux sont fréquents (*Pl. 53-Be*).

La palygorskite peut se présenter en particules plus ou moins usées, composites et mal agrégées, aux paquets de fibres peu imbriqués et en agrégats de forte porosité. Ces traits supposent un faible et bref façonnement, donc une origine locale. Mais il y a aussi des grains de palygorskite éolisés, lissés en surface (*Pl. 54*). C'est l'aspect classique des grains de palygorskite des poussières et sédiments sahariens, également observés en lame-mince dans les calcitisations des basaltes de Los Molinos.

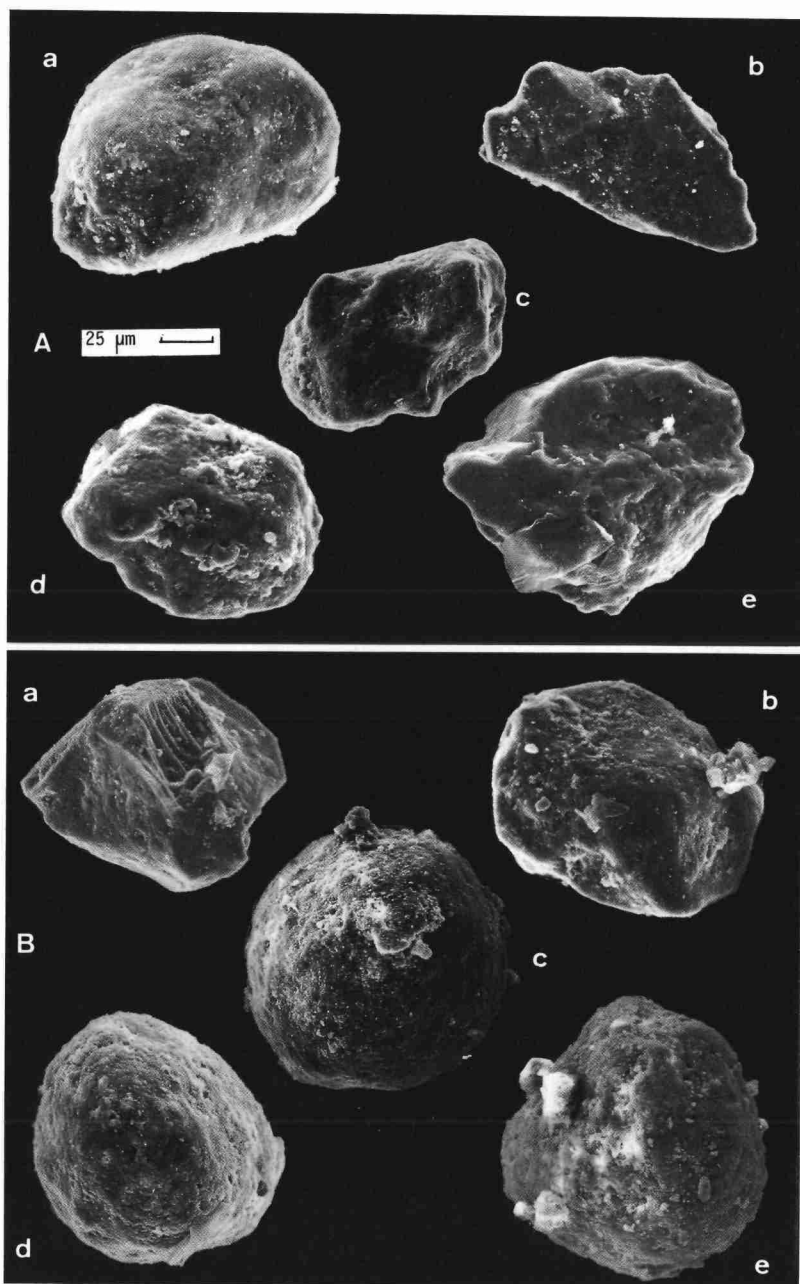
Enfin, la palygorskite existe aussi à l'état de revêtement fibreux sur de nombreux minéraux porteurs (gypse, mica, carbonates de Ca, quartz).

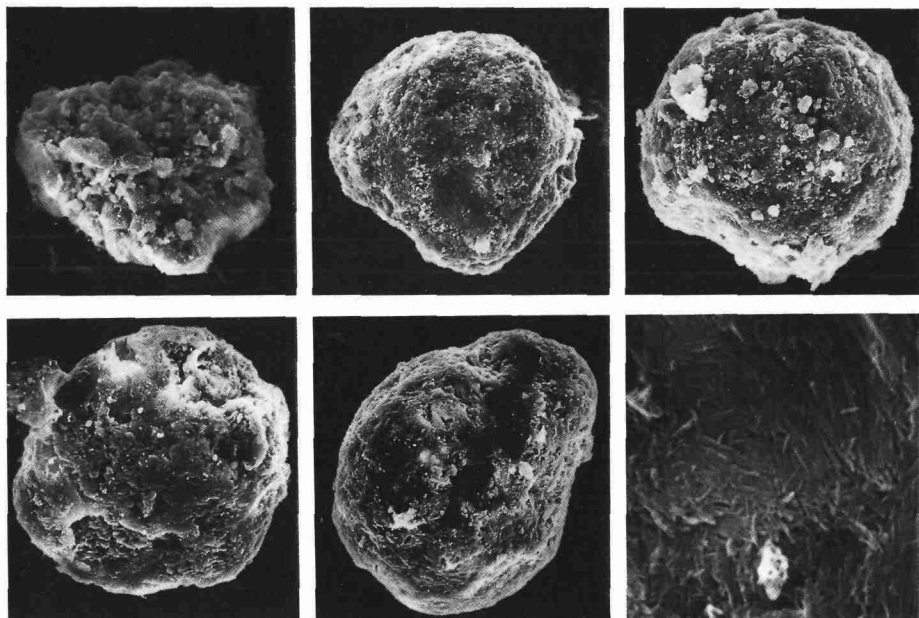
Ces observations micromorphologiques confirment des *origines éolienne et allochtone* d'une partie au moins du matériel des limons de Fuerteventura. Les cortèges des formes, microfaçonnements et natures minéralogiques des particules, identique à celui des poussières sahariennes permettent d'affirmer une contribution éolienne désertique à la sédimentation limoneuse sur l'île, en accord avec l'étude antérieure des *poussières proximales* actuelles aux Canaries. Par ailleurs, on notera la forte taille de certains quartz des dépôts, ce qui rejoint, à propos de chutes anciennes de poussières sahariennes, la question des grains «géants» déjà abordée dans l'étude des poussières actuelles.

Les paléosols intradunaires

Les paléosols des sables dunaires biodétritiques sont les seules traces de pédogenèse pléistocène à Fuerteventura.

L'accumulation dunaire a été, deux fois au moins, interrompue par la formation de tels paléosols. Ils incorporent des particules fines non issues des sables sous- et sus-jacents qui posent la question d'une contribution des poussières sahariennes.





— 30μm

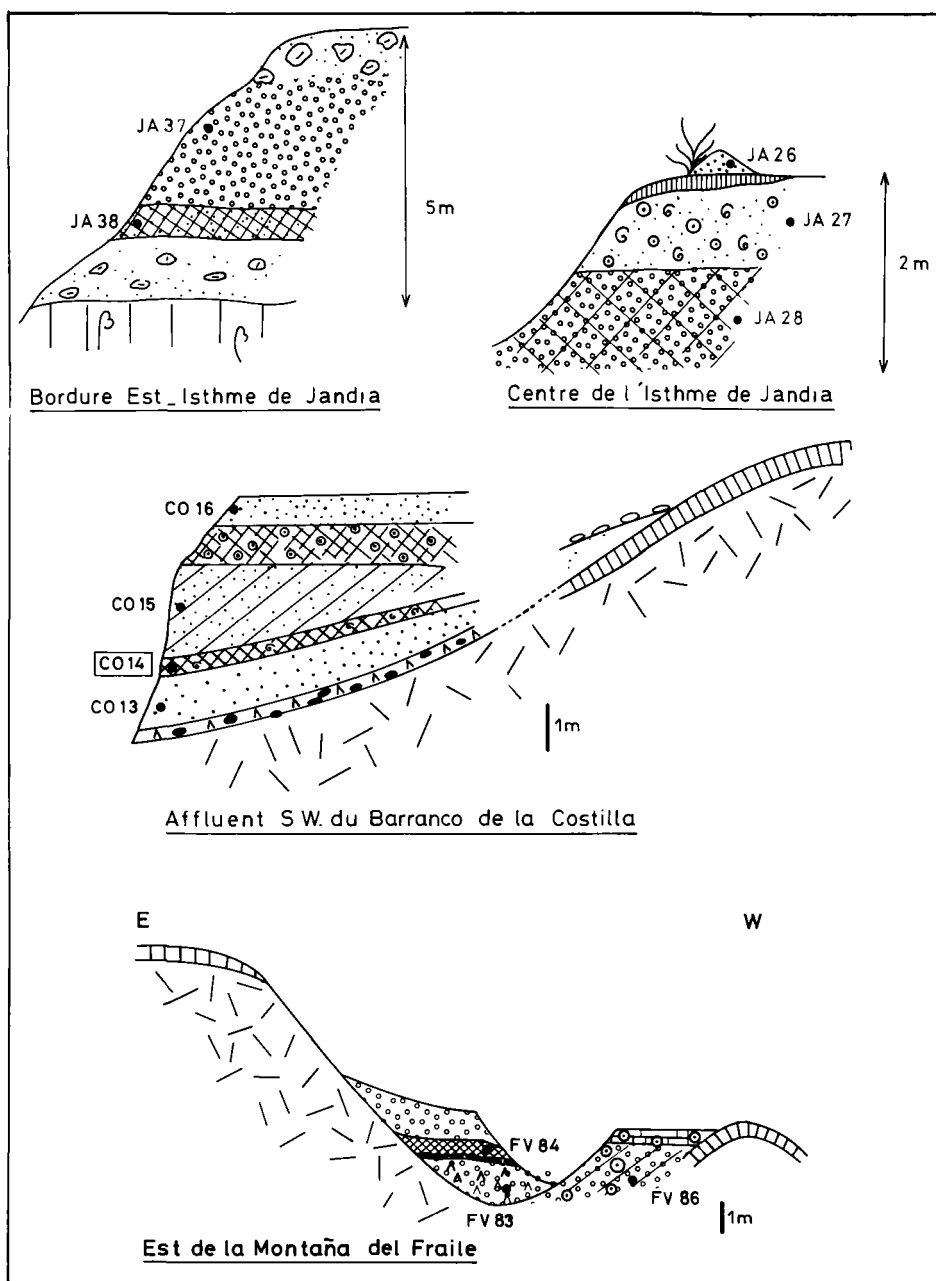
Planche 54. — Observations au MEB de grains éolisés de palygorskite prélevés dans les dépôts limoneux de Fuerteventura (en bas, à droite, détail du feutrage et de la compaction superficielle des fibres).

Description

Ces paléosols se suivent continûment sur les coupes et recourent en glaciés les sables ennoyant les bas versants des grands volcans de l'île. Ils se situent aussi à la base des accumulations dunaires, reposant sur le substrat volcanique. Généralement, les sables sont plus ou moins enrichis sur 20-60 cm en limons beiges ou bruns. Au sommet de ces paléosols, il y a une concentration de coquilles de mollusques continentaux (surtout Hélix) et de concrétions carbonatées (où prédominent les «cocons») ayant tendance à former un horizon B_{Ca} (Pl. 55).

Les paléosols attestent de brèves périodes de fixation puis de nivellement des dunes. Comme ils s'inclinent doucement vers le thalweg, un ruissellement diffus a dû recouper les sables,

Planche 53. — Observations au MEB de quartz (A) et de grains divers (B) prélevés dans les limons de Fuerteventura. - A : a) « méga » quartz rond-mat désertique typique b) esquille subanguleuse c) grain façonné d) grain arrondi e) ancien quartz arénique ensuite évolué. - B : a) et b) feldspaths potassiques c) et d) grains roulés de carbonates e) granule argileux.



mais sans brutale action hydrique car il n'y a pas de ravinement grossier. Une fois établis, ces glacis ont superficiellement évolué par bioturbation et enrichissement en fines vers un sol sableux. Mais la pédogenèse n'a pas duré longtemps et l'arrivée d'une nouvelle vague de sables n'a pas rencontré d'obstacle car les topographies aplanies fixées par les paléosols sont

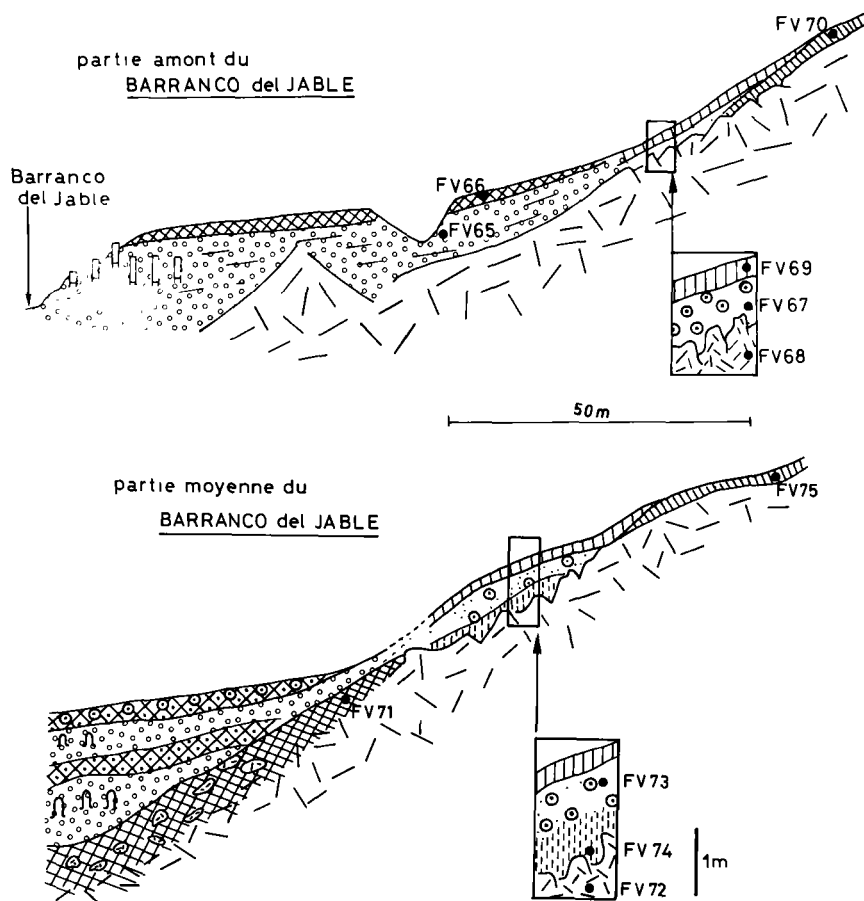


Figure 106. – Cas de paléosols en position superficielle au sommet des coupes à Fuerteventura (groupe B).

Figure 105. – Cas de paléosols interstratifiés dans les sables dunaires à Fuerteventura (groupe A).

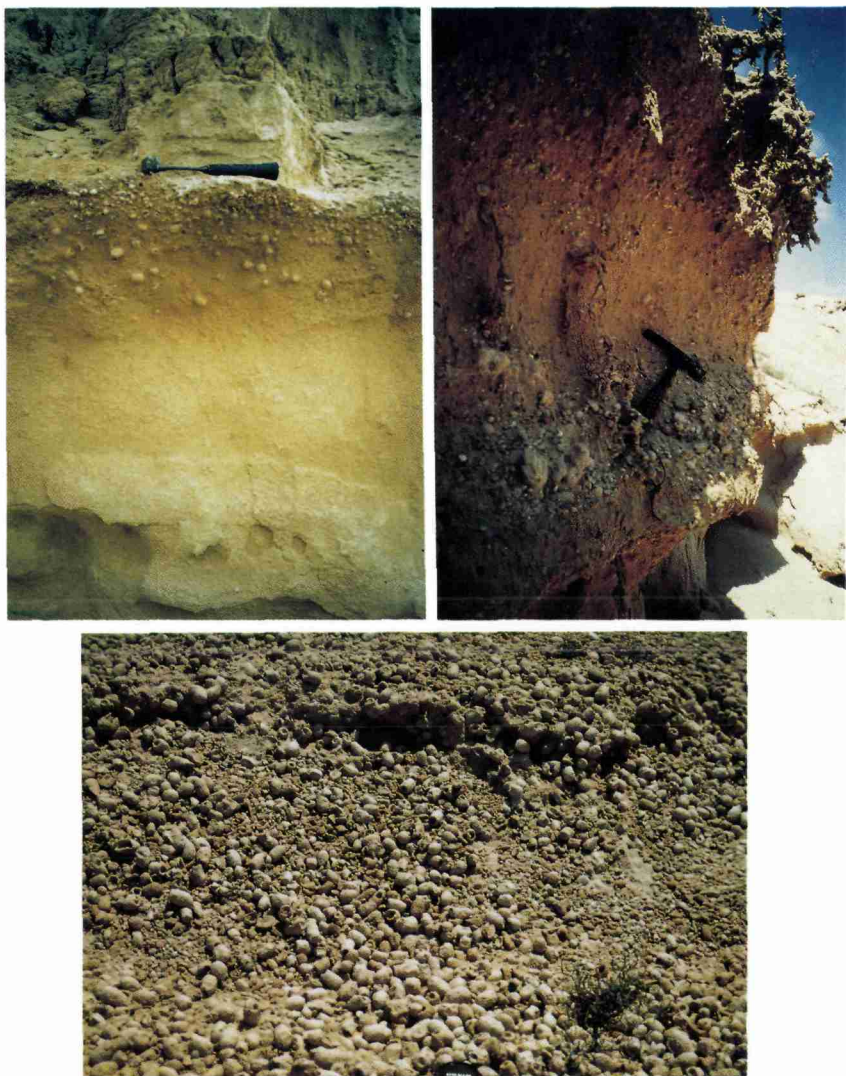


Planche 55. – Encroûtement et paléosols à l'est de la Montaña Blanca. En haut : coupes à l'est de la Montaña Blanca; à gauche: paléosol brun TF 86 à cocons d'*Anthophora* et coquilles de gastéropodes interstratifiés entre deux couches de sable; à droite, de bas en haut: sous le marteau paléosol TF 86, sables dunaires supérieurs, croûte sommitale à cocons avec terriers et passage aux limons éoliens. En bas: encroûtement au sommet des sables biodétritiques formé d'une accumulation de cocons reliés par un ciment carbonaté.

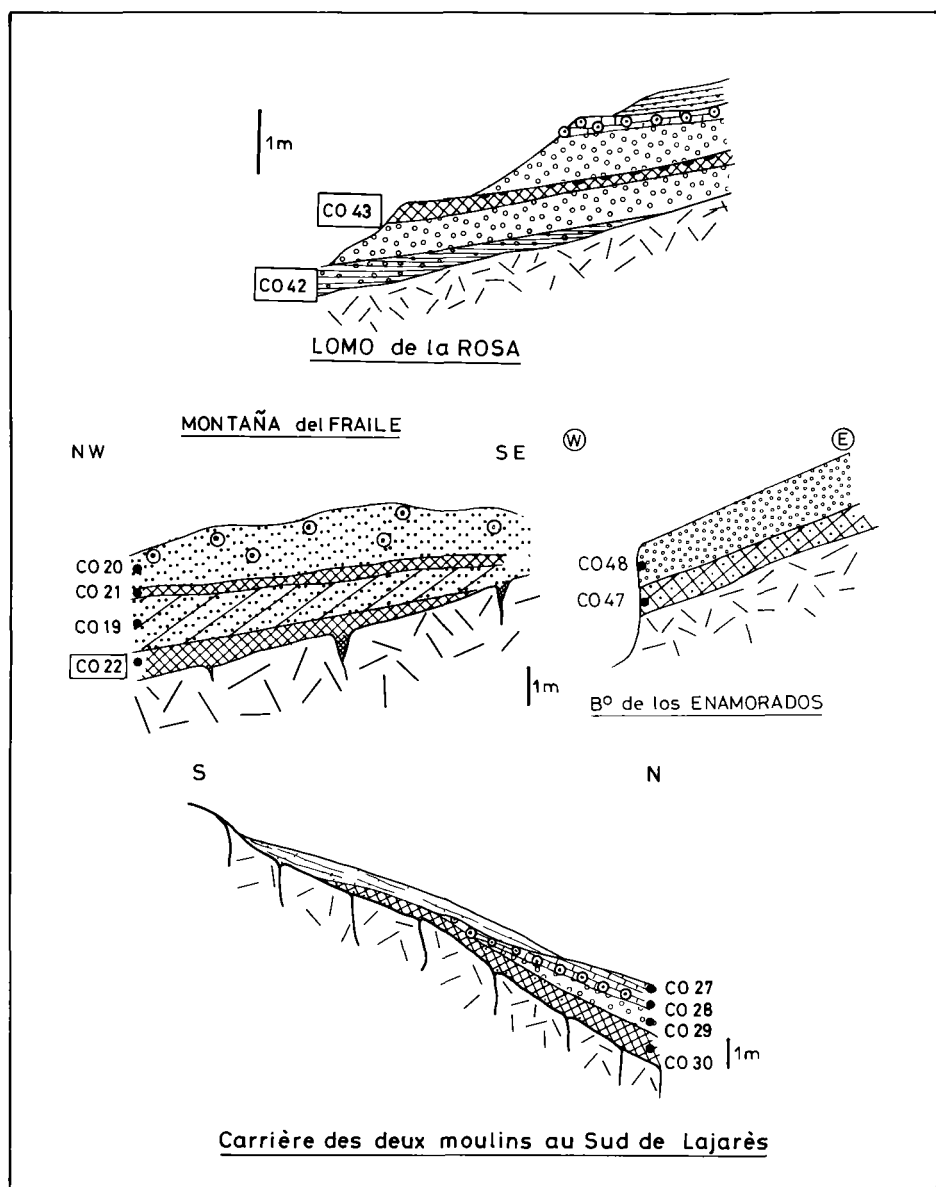


Figure 107. – Cas de paléosols reposant directement sur le substrat volcanique à Fuerteventura (groupe C).

parfaitement conservées. On distingue 3 groupes de paléosols suivant leur position stratigraphique dans les coupes : les plus nombreux (*Fig. 105*) sont véritablement interstratifiés dans les sables (groupe A); d'autres (*Fig. 106*) sont en position sommitale pouvant résulter du décapage ultérieur d'une éventuelle couverture (groupe B); enfin certains (*Fig. 107*), surmontés de sables dunaires, reposent directement sur le substrat volcanique (groupe C).

Les caractères sédimentologiques

D'après la *composition minéralogique des poudres*, les paléosols du groupe A paraissent influencés par les sables biodétritiques, avec des teneurs en aragonite élevées (12,5 %) alors qu'elles sont faibles à inexistantes dans les groupes B et C (< 4 %). Les paléosols de surface (groupe B) ont de forts taux de quartz (33 %), 2 fois plus que dans les autres (17,5 %). Les paléosols du groupe C sont peu dépendants des sables biodétritiques sus-jacents avec un faible signal marin; en revanche, la présence de palygorskite et les teneurs élevées en argiles minéralogiques (14 contre 6 % pour les autres paléosols) sont plus originales.

Dans la *fraction* < 2 μ m, la palygorskite, absente des paléosols de surface, est fournie dans ceux du groupe A (32 %) et domine dans le groupe C (55 %), ce qui est conforme à son occurrence notée dans les poudres. Sauf pour un paléosol du groupe C aux argiles très smectitiques en liaison avec l'altération du basalte sous-jacent, la smectite ou les interstratifiés gonflants sont quasi absents du groupe. Par ailleurs, le couple *kaolinite + illite* est prépondérant dans les paléosols de surface (56 % contre 43 % pour C et 38 % pour A). Dans ce groupe B, le quartz domine aussi d'où l'idée d'un surenrichissement en poussières éoliennes lié au contexte sub-aérien. Enfin, l'essentiel des paléosols a un indice d'allochtonie marqué (*Ial* entre 1-12).

Deux *tendances granulométriques nuancées* se dégagent :

- les paléosols (FV79, FV84, JA16, JA27) à fraction sableuse ($Md > 100\mu m$) appartiennent au groupe A des paléosols interstratifiés, encore minéralogiquement influencés par le signal biomarin. Ils montrent le tri éolien des sables littoraux, outre une part notable de particules fines issue de la pédogenèse et/ou d'apports éoliens.

- les paléosols les plus fins ont des courbes cumulatives se rapprochant de celles des limons canariens (Md entre 5-25 μ m).

Commentaire

La faiblesse de l'empreinte pédologique

Les paléosols recèlent des fragments de coquilles terrestres, des concrétions calcaires de type «cocons» contrairement aux sables biodétritiques. De même, leur porosité biologique, radicelles etc. est plus importante que dans les limons.

Mais, en comparant leurs caractères sédimentologiques à ceux des matériels proches, sables ou limons, on ne peut pas identifier de très forte pédogenèse.

Les apports de poussières aux paléosols

La teneur moyenne en quartz (20 %) apparente les paléosols aux limons allochtones (25 %) et les différencie des sables biodétritiques (5 %), sans oublier pourtant que le signal biomarin existe dans 10 sur 16 des paléosols dont on connaît toute la sédimentologie. Dans la fraction argileuse, l'indice d'allochtonie positif rapproche aussi les paléosols des limons. De plus, les paléosols riches en quartz et à faible signal biomarin ont aussi la plus forte fraction $< 2 \mu\text{m}$ (20-37 %), donc un matériel fin susceptible d'avoir été apporté par le vent et/ou de dériver d'une pédogenèse.

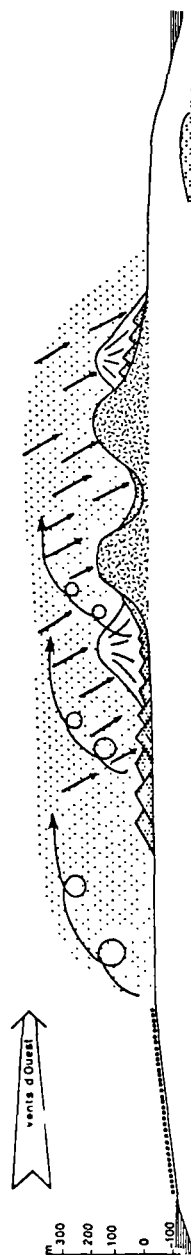
Pendant le développement de ces sols, des chutes de poussières sahariennes ont sans doute eu lieu, expliquant leurs nombreux mais discrets traits d'allochtonie. Les séquences de pédogenèse ont dû être peu accentuées et de courtes durées entre les phases d'ensablement. Les paléosols de surface plus longtemps exposés aux influences externes, donc aux chutes de poussières, sont les plus typés.

Il y a donc eu à Fuerteventura et vraisemblablement sur tout l'archipel des Canaries deux cycles de poussière différents, l'un au Pléistocène, l'autre à l'Holocène et à l'Actuel (Fig. 108). Le premier cycle, celui des poussières carbonatées, a fonctionné sous l'effet de vents d'Ouest en apports carbonatés livrés par les zones émergées du fait de la régression glacio-eustatique et par le vannage des sables dunaires d'origine biodétritique qui progressaient sur l'île. Ce cycle local s'est traduit par la formation de calcitisations et d'encroûtements qui ont, à diverses reprises, figé les topographies dunaires et revêtu de revêtements carbonatés les reliefs volcaniques pendant des périodes un peu plus humides, en particulier la dernière à l'Holocène inférieur.

Le second cycle, celui dont a résulté la mise en place des limons, a correspondu à un changement radical dans la sédimentation et dans la circulation atmosphérique. D'une part, les sources d'alimentation des sables biodétritiques se sont trouvées taries du fait de la transgression marine postglaciaire qui a atteint 4-5m au-dessus du niveau actuel au site de La Jaqueta [6]. D'autre part, cette période a été plus humide d'après les arguments qui ont été développés et l'existence à Jandia d'un paléosol daté de 9800 ± 140 BP (Gif 7033 in [6]). Ce contexte eustatique et climatique était très défavorable à la fourniture et à la mobilisation des sables biodétritiques. En revanche, l'existence d'une couverture végétale relativement dense a permis le piégeage et la fixation de poussières sahariennes matérialisées par les limons bruns.

Cela implique aussi un changement dans la direction des vents. En effet, la migration antérieure des sables biodétritiques était sous l'influence prépondérante d'une circulation d'Ouest défavorable aux apports sahariens. Dès la fin du Tardiglaciaire, l'accumulation des limons bruns atteste d'une modification de la circulation atmosphérique où peuvent s'envisager à la fois le renforcement des échanges méridiens le long du front des alizés provoquant une augmentation de la pluviosité et un accroissement de la fréquence des expulsions de poussières sahariennes.

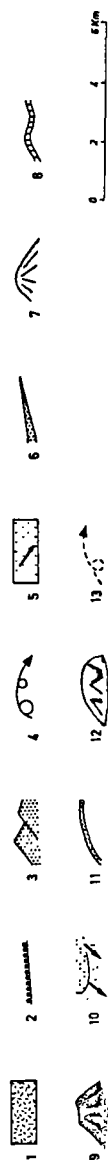
① PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR



② HOLOCÈNE INFÉRIEUR



③ HOLOCÈNE SUPÉRIEUR / ACTUEL



Bibliographie

- [1] Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Z. für Geomorph. NF.*, 31; 1 : 1-19.
- [2] Chamley H., Coudé-Gaussen G., Debrabant P., Rognon P. (1987). Contribution des aérosols à la sédimentation quaternaire de l'Île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. France*, 8; 3; 5 : 939-952.
- [3] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Le Coustumer M.N., Balouet J.C., Occhietti S. (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries) : évolution des paléoenvironnements de 20 000 BP à l'Actuel. *Bull. Assoc. fr. Et. Quatern.*, 1 : 31-37.
- [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. (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.
- [6] Petit-Maire N., Delibrias G., Meco F., Pomel S., Rosso J.C. (1986). Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303 : 1241-1246.

Figure 108. – Les deux cycles de poussière à Fuerteventura. I) Au pléistocène supérieur : 1) substrat volcanique, 2) plateforme exondée lors de la régression glacio-eustatique et recouverte de matériel biodétritique, 3) dunes vives à matériel biodétritique d'origine marine, 4) départ de poussières carbonatées, 5) chutes de poussières carbonatées locales, 6) accumulation de sables biodétritiques soufflés en nappes sur les versants, 7) volcan pré-holocène, II) A l'holocène inférieur, 8) encroûtement calcaire sur dunes fixées et sur roches volcaniques (période humide), 9) cône strombolien très récent, 10) chute de poussières d'origine saharienne, III) A l'holocène supérieur et à l'actuel, 10) continuation des chutes de poussières d'origine saharienne, 11) placages de limons éoliens allochtones, 12) accumulation carbonatée sur les flancs des cônes de scories, 13) apports occasionnels de poussières carbonatées par remaniement éolien local.

