

B

La contribution partielle des poussières aux autres sols et sédiments désertiques et péri-désertiques

13

Les sols et sédiments hydro-éoliens

Sous cette rubrique, on a classé les sols et sédiments répondant aux caractères suivants :

— une *situation topographique déprimée*, plaine de piémont ou dépression plus ou moins fermée, assurant une dépendance par rapport aux dynamiques colluviales ou alluviales de versants.

— une *sédimentation très fine* résultant à la fois d'apports éoliens et hydriques.

— une *dynamique éolienne comportant à la fois des apports et des départs de poussières*. En effet, ces surfaces argilo-limoneuses sont un réceptacle pour les poussières (*zones-puits*), mais dénudées et asséchées une grande partie de l'année, elles sont aussi soumises à une intense déflation (*zones-sources*).

Les maaders, tirs, takyrs et sols évaporitiques de sebkha répondent à ces caractères et ont cette particularité déjà suggérée pour d'autres sols et dépôts désertiques et péri-désertiques de se conduire suivant les circonstances comme des zones-sources ou des zones-puits de poussières. En revanche, si les trois premiers sont caractérisés par une faiblesse ou absence de sels due à l'infiltration des eaux ou à leur évacuation vers l'aval, il en est différemment des sols de sebkha. Ces derniers sont riches en sels et gypse qui favorisent une active déflation souvent matérialisée par un bourrelet de «pseudo-sables».

Pour étudier ce problème, extrêmement vaste, on a choisi quelques cas significatifs de dépressions de 1 à 20 km de diamètre où débouchent des oueds à crues épisodiques causant de brèves inondations de la cuvette. Seules quelques sebkhas ont une alimentation de plus longue durée du fait de l'apport de nappes souterraines. Etant donné l'extrême diversité des sols et sédiments hydro-éoliens, les échantillons ont été retenus et classés en fonction de critères régionaux :

— au Maroc, les *tirs* sont des sols noirs alluviaux et argileux, décrits d'abord dans la plaine du Rharb. Puis la définition a été étendue aux vertisols riches en matière organique des dépressions du Maroc Atlantique, par exemple au Sud dans les Doukkala où nous les avons échantillonnés. Les tirs sont donc un faciès pédologique d'extension régionale.

— en Israël, on utilise souvent le terme de *takyr* issu de la terminologie russe mise au point en Asie centrale. L'un des plus connus est le takyr de Moon Valley à 6 km d'Eilat. On

a aussi utilisé ce terme pour caractériser le matériel du Grand Bara, dans les plateaux basaltiques du Sud de Djibouti, semblable à celui de Moon Valley. Avec une texture très fine d'argiles gonflantes, ces takyrs sont dépourvus en matière organique. Le terme, bien qu'utilisé par les pédologues dans un vaste domaine géographique, n'a jamais été assez précis pour être retenu dans les classifications internationales.

— dans l'Atlas saharien et le Sud-Marocain, les nomades appellent *maaders* des étendues limono-argileuses où se cultivent occasionnellement les céréales en fonction des apports hydriques épisodiques des oueds. Un maader se trouve sur l'élargissement d'un thalweg ou à son extrémité aval. Les eaux s'infiltrant dans le substrat perméable ou s'évacuant vers l'aval n'y déposent donc presque jamais de sel. Ce terme d'abord vernaculaire a donc un sens agronomique relativement précis. Mais il a acquis une connotation géomorphologique où le site de l'épandage est privilégié aux dépens de considérations sédimentologiques et pédologiques.

Les maaders

Les maaders du Sud-Marocain

Les maaders de la grande plaine de Tiznit et du littoral à proximité de l'Oued Massa (Fig. 71) sont alimentés par les crues des petits oueds locaux s'infiltrant vers l'aval dans un massif dunaire.

Le Maader Aït Brahim ou Salah (Fig. 109) est une grande étendue cultivée, glacée en surface, reposant sur une structure ancienne plus aérée : c'est un maader actuel (IF30) emboîté dans un maader fossile (IF45). Ce dernier, découpé en terrasse, est formé de limons roses riches en carbonates à structure farineuse. Il est surmonté d'une croûte lamellaire (IF46) due à l'assèchement du paléomaader avant son recouvrement par des limons bruns alluviaux (20-30 cm). Le long de l'erg du Massa, dans le Maader el Kebir (IF47), une coupe montre plus de 2 m de limons homogènes et peu indurés, plus sableux au sommet.

L'étude granulométrique nous montre que les trois courbes cumulatives sont dissemblables. Le maader IF30 a une courbe unimodale typique d'un matériel argileux mais légèrement sigmoïdale : un remaniement hydrique a peut-être eu lieu dans sa mise en place. La courbe du paléomaader IF45 est bimodale (mode principal vers 3-14 μm ; mode secondaire vers 50-

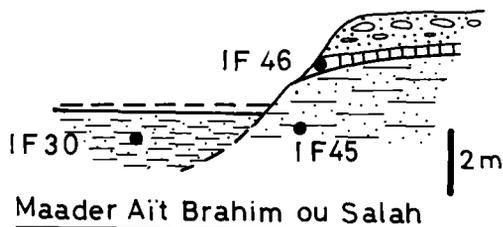


Figure 109. — Le maader Aït Brahim ou Salah.

100 μm). Le maader actuel IF47 est aussi bimodal (mode principal entre 50-200 μm ; mode secondaire vers 3-14 μm) avec d'importants apports sableux bien triés du bassin-versant.

Les *compositions minéralogiques* des maaders actuels et du maader fossile sont différentes. Le maader fossile plus carbonaté (62 contre 25 %) et beaucoup moins quartzeux (18 contre 60 %) montre une palygorskite (70 contre 50 %) ayant pu être néoformée dans une lagune riche en Ca et Mg, ou provenant d'une pédogenèse sur substrat carbonaté, ou d'origine éolienne. La même différence transparaît dans la *fraction argileuse*. Le paléomaader a des teneurs plus faibles en kaolinite (5 contre 10 %), illite (20 contre 30 %) et en quartz, traceurs classiques des poussières éoliennes ce qui suggère que les maaders actuels reçoivent plus de poussières. De même dans la *composition chimique* : les maaders actuels ont 62 % de SiO_2 et 6 % de CaO, contre 22 % et 33 % respectivement pour le paléomaader.

A l'*examen micromorphologique*, le paléomaader est structuré. Des plages de micrite brune se découpent en amas polyédriques à bords arrondis. Entre elles, des nodules aux tailles variées remplissent des vides intercalaires parfois dilatés (Pl. 56-a,b). Ils sont constitués de micrite pure ou plus fréquemment de particules subanguleuses de quartz et feldspaths en voie d'épigenésation. Ces nodules agglomérés laissent une forte porosité partiellement comblée de sparite secondaire (Pl. 56-c). On observe quelques fragments de coquilles et d'algues rouges (Pl. 56-d). Les particules détritiques atteignent 70 à 80 μm . La croûte lamellaire (IF46) montre au M. Pol. une accumulation basale de nodules hétérométriques à forte porosité de même structure que le paléomaader (Pl. 56-e). Dans sa partie sommitale s'ébauche une zonation stromatilitique. Les particules détritiques, piégées en fin litage en surface de la croûte, sont plus abondantes que dans la matrice nodulaire. L'examen d'une lame-mince du maader actuel (IF47a) montre un mélange non structuré de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases, hornblendes, minéraux lourds et particules de calcite détritique, de taille proche de 120 μm avec des morceaux de coquilles souvent plus gros. Une rare micrite colmate fissures et vides (Pl. 56-f). Toutes les particules sont entourées d'un liseré d'argiles orangées et quelques macronodules micritiques sont emballés dans la structure. Sur une lame taillée dans une concrétion du maader (IF47b), le matériel est identique, avec des foraminifères et fragments d'algues rouges.

L'opposition entre maaders anciens et récents est évidente. L'échantillon du paléomaader présente, en effet, un mode granulométrique majeur vers 3-14 μm en relation certaine avec l'abondance de micrite et sparite vue en lame-mince. S'y ajoutent les 62 % de calcite, 33 % de CaO, 3,4 % de MgO et 31 % de perte au feu. Ce mode est complété par un autre, très secondaire, lié au matériel détritique observé vers 70-80 μm . Si le maader récent IF47 a aussi 2 modes, le principal entre 50-200 μm correspond aux grains de calcite, mais surtout à ceux de quartz et feldspaths, au diamètre proche de 120 μm d'après les lames-minces, dont la composition est confirmée par 60 % de quartz et 19 % de feldspaths en minéralogie et par 62 % de SiO_2 , 11,5 % d' Al_2O_3 , 5 % de Fe_2O_3 et 2,5 % de K_2O en chimie. Au contraire, le mode secondaire (3-14 μm) est formé de micrite et sparite, bien moindres sur ces lames-minces que dans l'échantillon du maader ancien.

Cette opposition rappelle indiscutablement celle qui s'est déjà imposée entre matériels anciens carbonatés et matériels récents détritiques à propos de l'étude des croûtes et calcitisations d'une part et des sols, limons bruns et poussières récemment piégées d'autre part. La présence de 20 % de kaolinite et 55 % d'illite va dans le sens de la prédominance des minéraux allo-

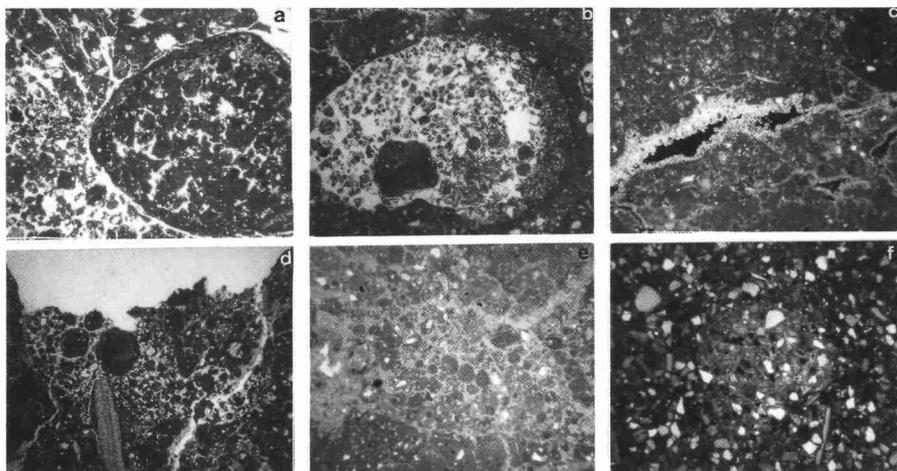


Planche 56. – Lames minces de maaders marocains observées au M. Pol. a) méganodule de micrite brune à forte porosité (IF 45, LN), b) pore incomplètement rempli de micronodules micritiques et de fragments détritiques (IF 45, LN), c) porosité fissurale de la matrice micritique partiellement comblée par une sparite secondaire (IF 45, LP), d) microstructure nodulaire, débris détritiques et fragment d'algues rouges (IF 45, LN), e) poche dans la matrice micritique comblée par des nodules et éléments détritiques (IF 46, LN), f) vide rempli d'un mélange de micrite et d'éléments détritiques au sein d'un matériel détritique (IF 47a, LP).

chtones dans le maader récent (IF47). En revanche, il est plus malaisé de proposer une origine précise pour les 70 % de palygorskite du maader ancien (IF45), même si de tels taux suggèrent une forte contribution locale.

Les maaders de l'Atakor

Des maaders occupent dans l'Atakor des dépressions épisodiquement inondées (Fig. 64). Les limons du maader du plateau basaltique de l'Aounahamt Akar-Akar (ATK01) sont beiges et mal consolidés. Le mince limon meuble (ATK31) du maader de l'amont de l'Oued Telohat est affecté d'une déflation y prélevant des plaquettes argileuses superficielles (ATK32).

L'examen granulométrique montre que ATK 01 (Fig. 110) a une courbe cumulative de matériel très fin (Md : 8 μ m). Le mode principal (8 μ m) est accompagné d'un petit mode sableux (100 μ m). Le sédiment ATK 31 est assez trié, avec un mode mineur (5 %) vers 8 μ m et un mode majeur sableux (45 %) vers 100 μ m. Le sédiment des plaquettes de surface (ATK 32) est unimodal (Md : 17 μ m) avec une courbe cumulative assez redressée.

Dans la fraction poudre, ces maaders sont essentiellement quartzeux (49-62 %) et très feldspathiques (16-32 %) avec d'importantes teneurs en argiles minéralogiques (12-22 %). Les plaquettes du maader du Telohat possèdent en plus des minéraux volcaniques. Le cortège de minéraux argileux est comparable pour les 3 sédiments avec une smectite dominante (55-70 %)

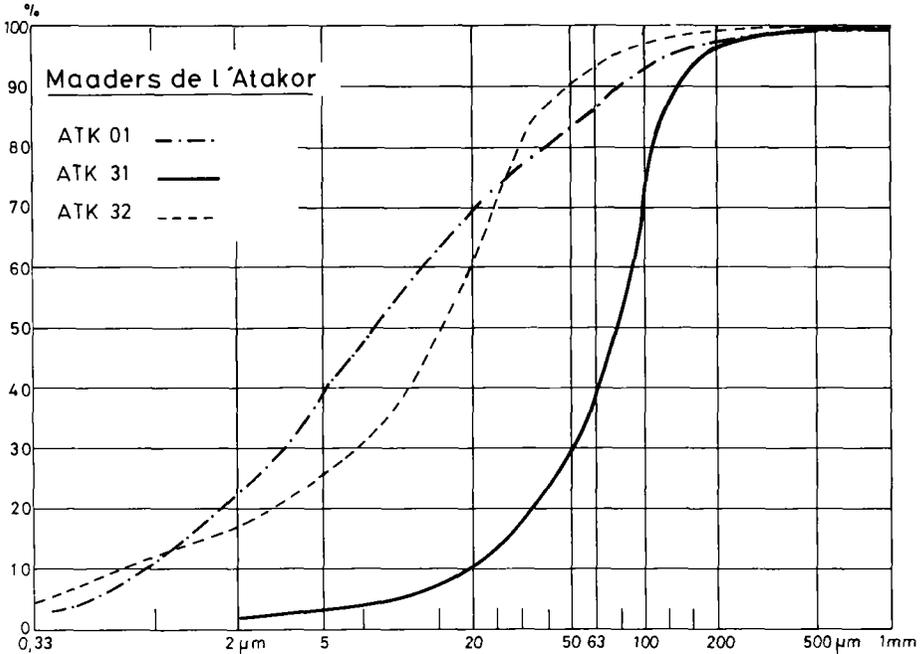


Figure 110. – Courbes granulométriques cumulatives de trois échantillons de maaders de l'Atakor.

du fait de l'altération basaltique [1]. Mais les taux notables de kaolinite (15-25 %) alliés à ceux d'illite (10 %) suggèrent des apports éoliens.

L'analyse micromorphologique d'une lame-mince d'ATK32, pellicule de surface du maader de l'Oued Telohat révèle 2 caractères très différents des maaders marocains.

Minéralogiquement hétérogène, l'échantillon est très homogène en taille ($Md : 17 \mu m$). Mais le plus visible y est un litage régulier souligné de fibres organiques déposées à plat, indiquant un dépôt par décantation en milieu stable (Pl. 57-A).

Ce litage se décompose en cycles granoclassés de 5 mm d'épaisseur comportant à la base un matériel grossier s'amenuisant graduellement vers le sommet où une discontinuité le sépare du cycle suivant (Pl. 57-B). Parmi les minéraux présents, quartz et feldspaths prédominent, confirmant l'étude minéralogique. Les fibres, abondantes dans les lits grossiers, se raréfient dans les fins.

Cette structure suggère que le sédiment, mis en place par un agent de transport unique, a pour origine un matériel éolien. Le meilleur argument en est la ressemblance accentuée avec les poussières déposées déjà étudiées dans l'Atakor.

L'agent de mise en place a dû être la gravité sans perturbation pluviale (effet de *splash*) ni ruissellement, mais sans qu'on puisse dire s'il s'agissait d'un milieu récepteur hydrique calme succédant à une inondation ou d'un dépôt éolien sec succédant à une tempête de sable.

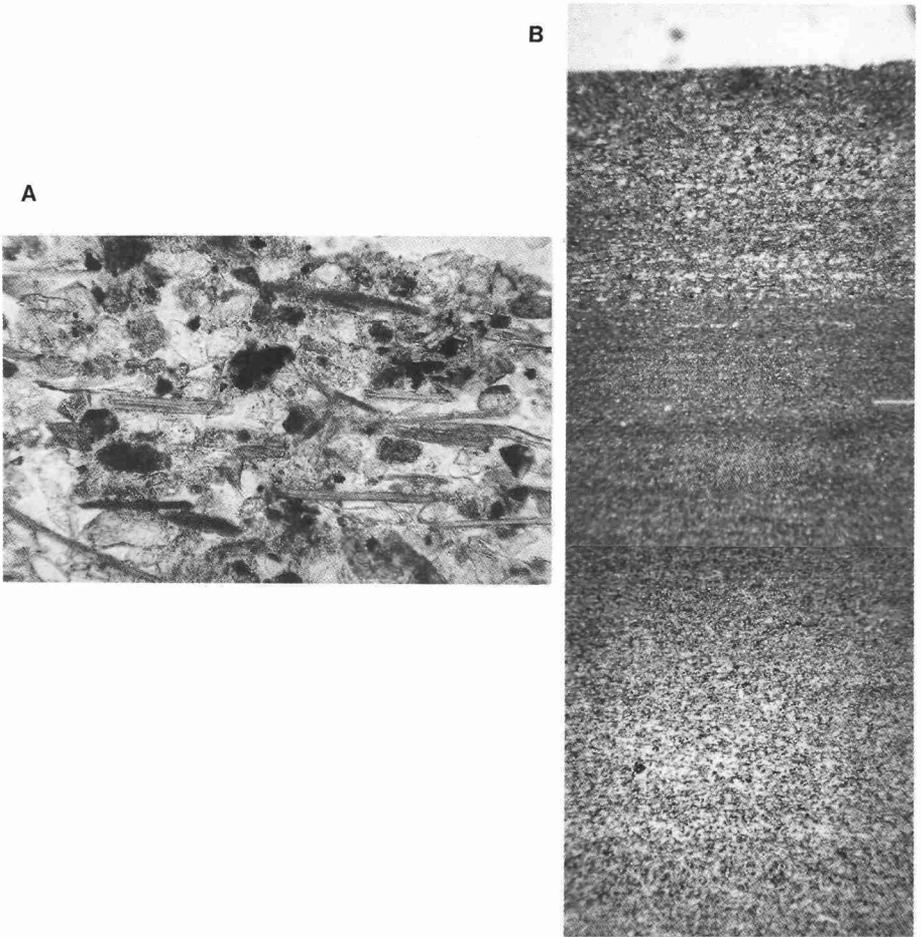


Planche 57. – Lamelle mince du maader ATK 32 observée au M. Pol. (LN). - A) litage souligné par des fibres végétales (céréales?) B) les cycles granoclassés du matériel.

En effet, si la chute des poussières avait été provoquée par rabatement humide (pluie), le granoclassement n'aurait pas une telle perfection. L'origine éolienne du matériel est, quant à elle, indiscutable à la fois du fait de l'allochtonie minéralogique de 80 % du matériel et de son extrême homogénéité granulométrique. Seul le cortège argileux peut poser problème avec 55-70 % d'une smectite soit locale en rapport avec une pédogenèse surbasalte, soit éolienne puisque les poussières en suspension sont à dominante smectitique dans cette province volcanique du Sahara central.

Les maaders des Canaries

Ces dépôts ont été prélevés dans 5 sites à Fuerteventura et 1 site de l'île de Lanzarote (Fig. 74) dans des dépressions argileuses au centre de champs de laves, conditions comparables (à une exception près) à celle de l'Atakor.

Au Nord-Est de Fuerteventura, près de Caldeilla de Roja, CO56 est un limon de surface pur. Près d'Atalaya de Huriamen, FV16 provient d'un maader érodé sur 1-2m d'épaisseur, parsemé de blocs basaltiques. Au NW de La Oliva, des limons bruns de maader (TF75), hors de tout ruissellement, sont soumis à la déflation. Vers Lajares, FV31 a été prélevé dans un épais maader limoneux au contact de sables bioclastiques sur basaltes. Au Nord-Ouest de l'île, un limon beige a été recueilli (TF67) dans un maader également sujet à une intense déflation, au centre d'une plaine déprimée dans les basaltes (route Tefia-Puertito de los Molinos). A l'Ouest du parc national de Montaña del Fuego à Lanzarote, entre des coulées de basaltes anciens, des maaders limoneux beiges purs (FV94) gisent au contact de basaltes plus récents.

Les courbes granulométriques cumulatives (Fig. 111) sont assez proches pour TF67, CO56 et FV16 (M_d : 8-10 μm) et pour FV31 et FV94 encore plus fines (M_d : 3-4 μm).

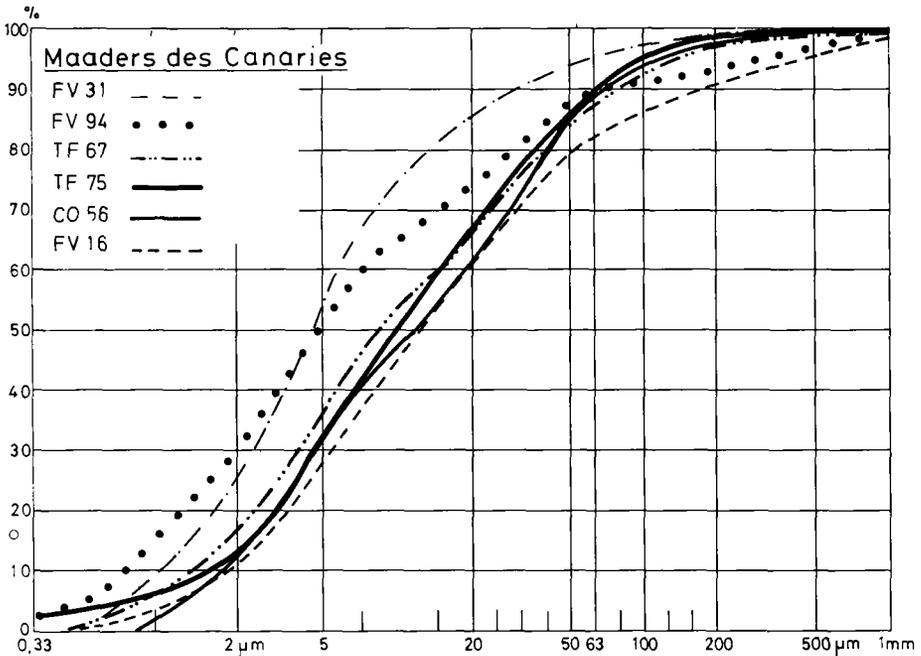


Figure 111. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de maaders des Canaries.

La minéralogie présente de faibles teneurs en CaCO_3 , 5 cas (<13 %) résultant de constituants surtout siliceux, quartzeux à 11 %. Dans les cortèges argileux, les kaolinite (20-30 %) et illite (30-50 %) dominent largement, imputables à une origine éolienne. La smectite est peu (<25 %) ou pas représentée, de même que la palygorskite aux tailles < 2 μm . La composition chimique de FV16, TF75 et FV31 montre des taux de 35-49 % en SiO_2 , de 10-12 % en Al_2O_3 et, assez notables, de 5-8 % en Fe_2O_3 et 3-6 % en MgO .

L'examen micromorphologique des lames-minces confectionnées dans ces sédiments mal consolidés montrent une grande diversité de faciès de ces maaders. La microstructure litée de CO56 se différencie de celle des maaders de l'Atakor par l'irrégularité et l'ondulation de ses litages.

Les lames-minces des autres sédiments de maaders de Fuerteventura (sauf TF67) exposent une structure nodulaire à la partie inférieure avec d'abondants grains détritiques, où quartz et grains arrondis de palygorskite prédominent accompagnés de quelques grains de feldspaths et de calcite détritique. Si le diamètre des grains de palygorskite atteint 150 μm , la taille des particules est dans l'ensemble plus variable. La matrice micritique est peu abondante avec des fissures remplies de sparite. Dans la partie supérieure, la matrice est plus abondante et les litages sont séparés de liserés noirs de matière organique. La matrice réduite, plus argileuse que micritique, du maader TF67 est sans structure nette (Pl. 58-A). Dans les nombreuses particules détritiques hétérométriques, il y a beaucoup de quartz anguleux, des grains de palygorskite, feldspaths potassiques et plagioclases. En outre, on note de gros fragments de coquilles.

La calcite aciculaire apparaît dans les rares vides. Sur la lame-mince de l'échantillon FV94 de Lanzarote, une matrice assez fournie de micrite claire à fissures ouvertes emballe des particules détritiques (quartz etc.). De grandes poches pleines de nodules micritiques et particules détritiques résultent d'un même remaniement (Pl. 58-B). On a donc affaire à un sédiment complexe et remanié rappelant les maaders du Sud du Maroc.

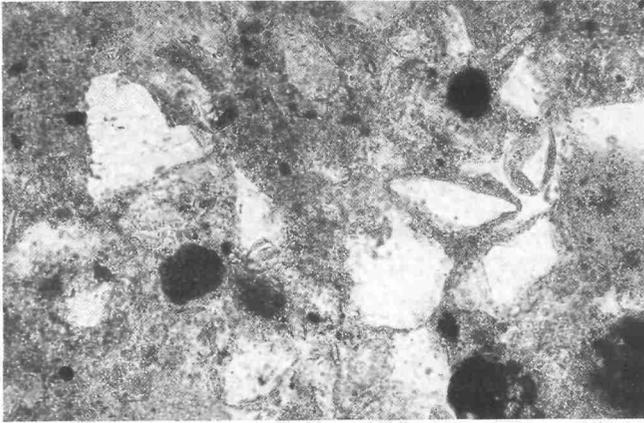
L'analyse au MEB et à l'EDS a porté sur les échantillons TF67 et TF75 après passage à HCl (Pl. 59). Les quartz y sont nombreux, surtout orangés dans TF75, avec de fréquentes traces d'éolisation mais sans remaniement hydrique. Les tailles des particules, souvent issues d'anciens sables grossiers fracturés, toument autour de 100-150 μm . Ces quartz montrent une forte empreinte de pédogenèse post-dépositionnelle, car uniformément recouverts d'une pellicule argileuse à mélange Si, Al, Fe voire K.

L'histoire de ces grains peut ainsi se résumer :

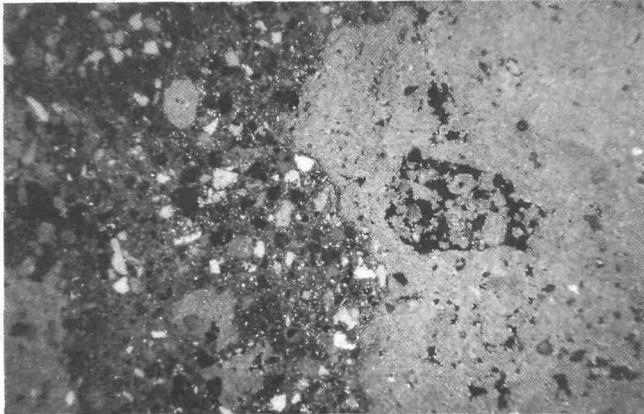
- forte éolisation par roulement/saltation
- transport, cassures et retouche mécanique des arêtes
- stabilisation et pédogenèse.

L'occurrence, la taille et le façonnement de ces quartz, identiques à ceux déjà mis en évidence dans les poussières actuelles récoltées à Fuerteventura, sont des arguments irréfutables d'apports sahariens aux maaders canariens.

Le caractère allochtone du matériel est renforcé par la présence des grains éolisés de palygorskite vus au MEB alors que ce minéral avait été peu détecté aux RX (0-10 %). En effet, cette analyse portait sur la fraction < 2 μm alors que l'essentiel de la palygorskite existe ici sous forme de grains éolisés de taille plus élevée (quelques dizaines à près de 200 μm).



A



B

Planche 58. – Lames-minces de maaders des Canaries observées au M. Pol. A) TF 67 (LN), particules de quartz anguleuses, noter le revêtement argileux des grains détritiques, B) FV 94 (LN), à droite matrice micritique beige à forte porosité vacuolaire, à gauche, contact avec une poche remplie d'éléments détritiques et de nodules de micrite.

Commentaire

L'opposition entre sédimentations carbonatée et siliceuse

D'après les analyses chimiques (*Tableau XXXI*), il y a une nette opposition, déjà signalée, entre IF45 et IF47. Or les échantillons canariens sont plus proches du pôle détritique d'IF47 que du pôle carbonaté (IF45), sans doute du fait de leur même âge holocène. D'après le cas

d'ensemble des maaders des Canaries et du Sud-Marocain, cette opposition chimique paraît s'expliquer par la succession dans le temps d'une sédimentation éolienne carbonatée de période froide quand la plate-forme continentale était exondée, et d'une sédimentation éolienne siliceuse d'origine saharienne en période interglaciaire. On retrouve la problématique paléoclimatique et sédimentologique déjà exprimée à propos des carbonatations dans les deux régions.

La sédimentation détritique est plus argileuse aux Canaries et dans l'Atakor. Si, dans ce dernier, la kaolinite domine sur l'illite (dans un rapport 1,5-2,5), ailleurs c'est l'inverse (rapport 0,25-0,75). L'Atakor se singularise aussi par ses taux élevés en smectite. Enfin, le quartz est présent dans le matériel des maaders tant dans les très grosses particules que dans la fraction la plus fine.

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

	IF 45	IF 47	FV 16	FV 31	TF 75
SiO ₂	21,99	61,64	34,62	43,50	49,10
Al ₂ O ₃	3,98	11,51	9,80	13,21	11,85
Fe ₂ O ₃	1,91	5,12	5,47	8,25	5,30
MgO	3,40	1,45	4,09	5,53	3,03
CaO	32,71	6,43	18,40	6,58	7,60
K ₂ O	0,77	2,45	1,77	2,73	2,75
Na ₂ O	1,01	1,23	1,00	0,66	1,70
TiO ₂	0,28	0,73	1,22	1,73	1,19
MnO	0,04	0,09	0,05	0,12	0,07
H ₂ O	2,72	1,95	3,48	5,22	4,70
P. feu	31,20	7,46	18,95	11,06	12,20

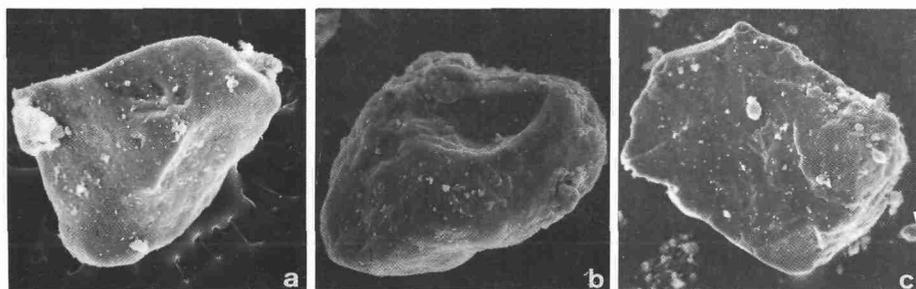


Planche 59. – Observations au MEB de grains de quartz éolisés des maaders des Canaries. a) et b) grains orangés éolisés (150-200 µm) à très forte pellicule de surface c) quartz subanguleux éolisé.

Une mise en place variée et complexe

Les sédiments des maaders se classent, à ce propos, entre deux pôles extrêmes :

— un pôle observé dans l'Atakor, au matériel totalement éolien et où la mise en place gravitaire par simple chute des poussières ne modifie ni la minéralogie et ni la granulométrie. Une telle sédimentation ne comporte aucune perturbation mécanique ou biologique. Simplement déposées, les particules restent disponibles pour toute remobilisation éolienne. Ce mode de sédimentation en milieu aride s'oppose au piégeage par la végétation steppique classique en milieu semi-aride

— un pôle surtout représenté dans le Sud-Marocain où un matériel d'origines variées a subi des remaniements syn-dépositionnels successifs. Y coexistent des apports du ruissellement renforçant la contribution des versants proches et des apports éoliens d'origine plus lointaine.

Les takyrs et les tirs

D'après les auteurs soviétiques, les *takyrs* sont des cuvettes d'épandage, argileuses à la surface, découpées de fentes de dessiccation à disposition polygonale espacées de quelques décimètres [2, 3]. L'argile indurée y résiste bien à la déflation sauf si un voile sableux parcourant la dépression la griffe superficiellement. Les takyrs peu étudiés au Sahara y seraient peu abondants, hormis le cas cité par Boulaine [4] près d'Abadla dans le bassin du Guir.

Le takyr de Moon Valley

Il est situé 13 km à l'Ouest d'Eilat (At Qa en Naqb) à 720 m d'altitude sur la ligne de partage des eaux entre le rift et l'Oued Giraft vers la Mer Morte (Fig. 60). La haute plaine de 2 à 3 km de long est entourée d'inselbergs à l'amont de profondes ravines dans le Trias. La pente est nulle et, sur la surface dénudée, les fentes des polygones de dessiccation, ouvertes sur 1-2 cm, atteignent 10 cm de profondeur. L'horizon de surface IS89, gris beige (7,5 YR 6/6 à sec), de structure massive et faible porosité est très dur. A 50cm de profondeur IS90 est beige clair (7,5 YR 5/6), de structure à blocs subanguleux, compacte et à texture plus grossière.

Les courbes granulométriques sont dissemblables (Fig. 112) : l'échantillon de surface présente une courbe d'argile de décantation ($Md < 2 \mu m$), alors que celle du sédiment inférieur relativement triée ($Md : 35 \mu m$) l'apparente à un limon éolien de type loessique. D'après ces courbes, il n'y a pas de migration argileuse vers le bas ni évolution pédologique.

La minéralogie des poudres des 2 sédiments est assez proche : l'échantillon IS89 est un peu plus quartzeux (30 contre 25 %) et surtout plus carbonaté (48 contre 39 %), alors que IS90 est gypseux (18 %) Les argiles minéralogiques où le fer apparaît sous forme de goethite ne différencient pas plus les échantillons (Kao. : 15 %, Int.G. : 40 %, Ill. : 10 %, Chl. : 10 %, ...)

Pal. : 25 %). L'opposition ressortant de ces analyses est la présence de gypse à la base et de carbonates au sommet, ce qui peut résulter soit de l'évolution d'une sédimentation évaporitique vers un dépôt carbonaté, soit de l'évolution d'un dépôt gypseux à l'origine par remplacement de SO_4 par CO_3 à la partie supérieure du dépôt. Le fer libre est plus abondant en surface (1,93 %) qu'en profondeur (1,47 %) de même que le calcaire actif (19,5 contre 15,3 %). S'il y a un enrichissement en Fe_2O_3 , MgO et Na_2O en profondeur, les autres composants s'y appauvrissent suggérant un lessivage très limité en faveur de la seconde hypothèse ci-dessus.

L'analyse micromorphologique au M. Pol. apporte aussi des arguments pour cette recarbonatation de surface : de grandes plages homogènes de micrite orangée; des remplissages de microsparite dans les fissures et vides; et même un début d'épigénie autour des grains détritiques.

Ces derniers ont un faible mode granulométrique grossier et un mode fin très développé. A côté de nombreux quartz et feldspaths, de quelques grains de calcite détritique et de fragments de coquilles continentales, la présence de tests entiers de foraminifères et de copeaux d'argile de taille supérieure aux quartz plaide en faveur d'une origine éolienne au moins partielle du matériel du takyr.

Le takyr du Grand Bara

Le Grand Bara ou Bara Ouïn se situe au coeur des plateaux volcaniques disséqués de l'Ouest du Pays Issa (Djibouti). La surface de cette immense plaine dénudée est couverte de polygones de dessiccation et, malgré sa pellicule de surface durcie, le takyr est le siège de la déflation éolienne.

La couleur des échantillons est de 10 YR 6/4 pour BARA 1 (échantillon de surface) et de 7,5 YR 6/4 pour BARA 2 et 3 (respectivement prélevés à 20 et 50 cm de profondeur).

La granulométrie de BARA 1 est la même que celle de l'échantillon de surface IS89 du takyr de Moon Valley. Les échantillons de profondeur montrent une amorce de tri. Tous ces sédiments sont plurimodaux : 2 modes de même importance à 1,4 et 8 μm et un mode mineur à 50 μm pour BARA 1; deux modes secondaires à 1,4 et 15 μm et un mode majeur à 50 μm pour BARA 2 et 3. La fraction < 2 μm est forte (32-50 %) et les argiles fines < 0,2 μm atteignent encore 10 %. En surface, la médiane est de 2 μm et en profondeur de 7 et 8 μm .

Les trois prélèvements ont une composition assez voisine, avec des taux élevés d'argiles minéralogiques (13-16 %), feldspaths (21-28 %) et calcite (24-27 %). Mais les quartz sont peu abondants (29-35 %). Le gypse (6-7 %) n'existe que dans les 20 premiers centimètres de la coupe.

Contrairement au takyr de Moon Valley, il n'existe ici aucune preuve de calcitisation superficielle, ce qui suggère qu'il n'y a pas eu de modification post-dépositionnelle. La sédimentation de ce takyr serait donc plus près de celle classiquement décrite dans la littérature.

L'occurrence superficielle de gypse apparaît en somme comme la différence essentielle entre les takyrs et les maaders étudiés auparavant. Dans les argiles, si la smectite domine largement (50-60 %), les kaolinite (5 %) et illite (5-10 %) restent discrètes. La palygorskite (15-20 %) est, soit d'origine éolienne comme le couple habituel kaolinite + illite, soit d'origine pédologique par néoformation en relation avec la smectite abondante en milieu confiné. Mais l'étude

au MEB des 3 échantillons a montré l'occurrence de grains éolisés de palygorskite, ce qui va dans le sens de la première hypothèse.

Par comparaison aux maaders, la participation éolienne aux takyrs est moins aisée à démontrer du fait de la nature plus argileuse du matériel. Elle est attestée toutefois par la présence de foraminifères et de grains éolisés de palygorskite.

Les tirs marocains

Les tirs des Doukkala ont été étudiés dans des poljés encaissés dans des calcaires crétacés à morphologie karstique superficielle, entre Tnine Rharbia et El Agagcha. Ces dépressions sont tapissées de sols argileux noirs, les tirs qui, gonflés en milieu humide, se rétractent avec de larges et profondes fentes de retrait en période sèche. Il s'agit de topovertsols typiques [5].

Au Sud du poljé de Tnine Rharbia, des limons (1m) argileux noirs (MA47) reposent sur 80 cm de limons bruns à quartz (MA46). Au centre du poljé, des limons noirs (MA49) ont été récoltés sur un affleurement calcaire (MA48). A Tnine Rharbia, dans une tranchée de

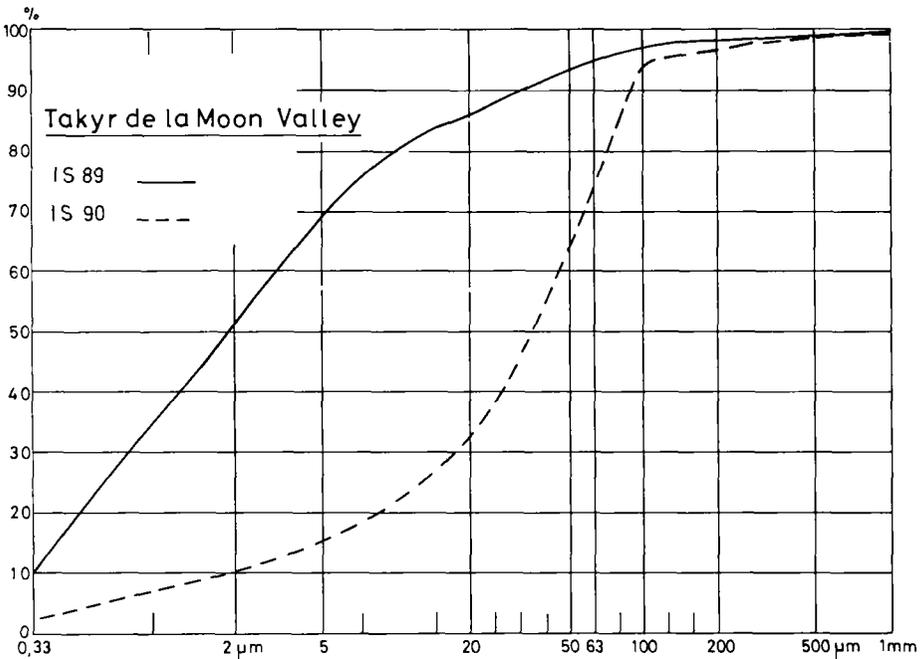


Figure 112. – Les courbes granulométriques cumulatives du takyr de la Moon Valley.

4,5 m de profondeur (Fig. 113) dans un paléochenal fluvial, on a prélevé : des argiles à la base de la tranchée (MA52); puis une lentille de sableuse (MA53) contenant des Hélix; des limons gris à taches calcaires blanches diffuses (MA54,56 et 57) de faciès loessique; au sommet, des tirs prismatiques brun-noir (MA55). Des épandages à graviers de quartz et roches de socle alternant avec des lentilles de sables triés, venus des Rehamna le long d'anciens axes d'écoulement à l'Ouest du poljé sont visibles sur la carte pédologique de la Plaine des Doukkala [6]. Ces apports fluviaux du massif cristallin (schistes cristallins, quartzites et granites) sont parvenus au poljé avant qu'il ne soit isolé du réseau hydrographique. Ils sont séparés par un contact tranché des limons supérieurs à faciès loessique formant une couverture homogène, d'origine éolienne probable, sur la région. Ces limons montrent des horizons pédologiques postérieurs. Comme une datation au ¹⁴C situe la phase fluviale à 10100 ± 140BP, à l'Holocène inférieur [7], la couverture limoneuse et son évolution pédologique remontent donc à l'Holocène moyen et supérieur.

A environ 10 km au Sud-Est, une tranchée révèle les mêmes limons noirs du tir sommital (MA59) reposant sur des limons brun-rouge indurés et à concrétions racinaires (MA58).

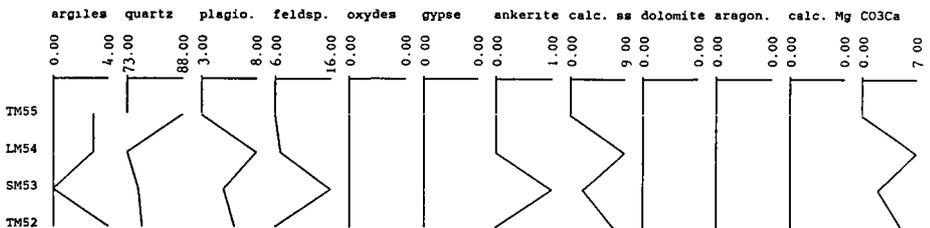
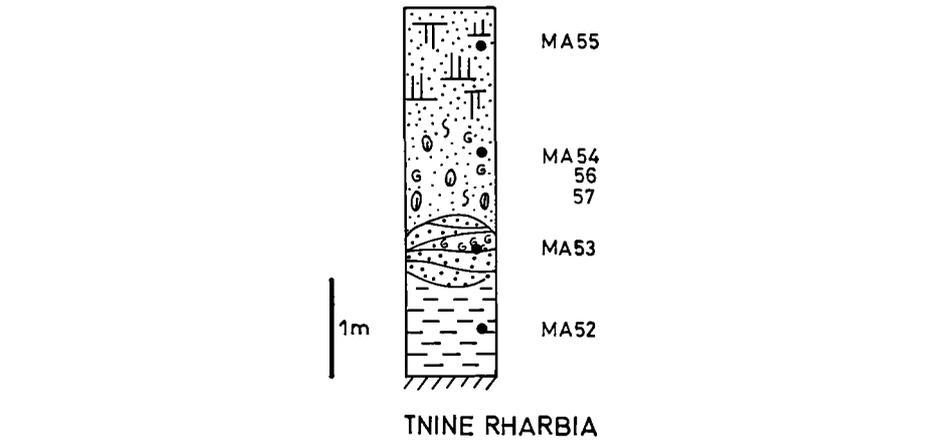


Figure 113. – Log et composition minéralogique globale de la tranchée de Tnine Rharbia (Maroc).

Ces limons seraient palustres [7]. Près de là, des limons bruns à faciès loessique ont été prélevés en bordure d'une mare artificielle (MA60). La mise en place alluviale de la base des coupes ne pose pas question. En revanche, l'origine des limons brun-rouge supportant les sols tirsifiés est plus problématique. Si l'hypothèse palustre correspond, en effet, à la phase terminale de sédimentation limoneuse, elle ne résoud pas la question de la provenance et du transport préalable des limons. De plus, la contiguïté de limons à faciès nettement loessique avec les limons lacustres peut n'impliquer, pour ces derniers, qu'une mise en place palustre très locale, dans quelques bas-fonds marécageux, au sein d'un phénomène plus largement réparti de sédimentation d'origine éolienne.

Les résultats granulométriques indiquent la complexité et la variété des sédiments. Les courbes de MA46 et MA47 illustrent des matériels surtout argileux (Md : 2-6 μm). En revanche, l'échantillon MA49, avec une fraction <2 μm notable (25 %), a une médiane de 63 μm : c'est un silt à la phase sableuse assez triée. Le prélèvement MA52 donne une courbe de type logarithmique (Md : 4 μm) tandis que MA53 est sans conteste un sable grossier. Ces 2 échantillons représentent la phase fluviatile s'opposant à l'homogénéité des échantillons de la couverture limoneuse. Les courbes de MA54, 56 et 57 sont voisines : la fraction argileuse est notable (12-25 %) et la médiane entre 50-63 μm . On peut associer ces courbes à celle de MA49, les parties sableuses ayant sensiblement le même tri. Le tir prismatique de surface (MA55) est argileux avec une médiane à 25 μm . Si les courbes des échantillons de la seconde tranchée ont de fortes teneurs en argiles (32-35 %) et des médianes (20 et 30 μm) proches, elles se différencient par une part importante (27 %) en argiles fines <0,3 μm pour MA58. L'échantillon MA60 se singularise par une ébauche de tri, une faible teneur en fines et une médiane plus grossière (100 μm).

Les échantillons de type tir ne sont donc pas classés dans la fraction argilo-limoneuse et un tri s'instaure dans la fraction sableuse (Tableau XXXII). Cette opposition traduit sans doute deux origines différentes du matériel. Vu la proximité des massifs dunaires littoraux à moins de 10 km des poljés, la fraction sableuse peut en provenir. Mais le problème de la source des limons argileux reste posé.

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

Ech.	mode principal	mode secondaire	3 ^{eme} mode
MA 59	100-200 μm	1,2 μm	8 μm
MA 58	100-200	< 0,3	8
MA 60	100-200	8	—
MA 54	100-200	3	—
MA 55	100-200	0,3	—
MA 56	100-200	5	—
MA 57	100-200	1,2	—
MA 52	100-200	8	—
MA 46	100-200	< 2	—
MA 47	100-200	< 2	—
MA 49	100-200	< 2	—

La *minéralogie des poudres* montre une étonnante prépondérance des quartz (73-90 %) sur ce substrat calcaire. Ils sont nécessairement allochtones. Les plagioclases (2-13 %) dominent sur les feldspaths potassiques. En revanche, les carbonates (calcite, ankérite et dolomite) sont peu représentés, absents des horizons de surface. La *minéralogie des argiles* est classique pour des vertisols [8,9] : smectite majeure (40-80 %), illite abondante (10-70 %) et présence de kaolinite (5-10 %).

De plus, comme les quartz sont allochtones, il est probable que le couple *kaolinite + illite* le soit au moins partiellement.

Dans les *mesures chimiques*, les teneurs en SiO₂ sont fortes (55-83 %), plus faibles toutefois dans la fraction < 63 µm car les quartz sont surtout nombreux dans la phase sableuse. Le calcium et le magnésium jouent bien ici leur rôle «pilote» connu dans la formation des vertisols [9, 10].

Les échantillons de surface (MA49, 55, 59) sont légèrement décarbonatés par rapport aux horizons sous-jacents (MA52, 54, 56, 58). La teneur en fer libre est relativement élevée (3-6 %), en accord avec les travaux récents sur les vertisols. Les valeurs chimiques concernant les autres limons sont voisines de celles des tirs ce qui ne permet donc pas de les distinguer.

Dans l'*étude micromorphologique* des lames-minces des horizons noirs supérieurs des tirs MA49, 47 et 58, il y a si peu de matrice micritique que les quartz (les plus abondants), feldspaths, rares calcites et calcédoines détritiques sont presque jointifs. Il y a certainement eu décarbonatation et lessivage des fines qui se retrouvent dans les horizons inférieurs. Le tableau pédologique de ces horizons supérieurs est complété par la présence d'une matière organique en chevelu de radicelles ou intégrée à la matrice de même que dans un sol isohumique. Il y a donc eu une pédogenèse post-dépositionnelle. L'échantillon de limons noirs (MA55) a les mêmes caractéristiques outre des revêtements argileux en liaison avec le débit prismatique observé sur le terrain indiquant une ébauche de concentration argileuse. La comparaison des lames-minces des niveaux inférieurs (MA46, 54, 56, 57, 58) confirme cette hypothèse car les grains sont ourlés d'argiles orientées et que s'observent des nodules micritiques et une matrice plus abondante avec des remplissages de sparite dans les vides. Dans l'ensemble des échantillons, les particules détritiques ont deux modes granulométriques. Le plus fin est le plus homométrique.

En commentaire, nous pouvons dire que les analyses minéralogiques (prédominance de la smectite), chimiques (mise en évidence d'une légère décarbonatation) et surtout micromorphologiques (ébauche de lessivage des particules fines et de migration des carbonates) prouvent que ces tirs résultent d'une phase de pédogenèse holocène.

En revanche, d'autres données granulométriques (mauvais tri de la fraction argilo-limoneuse), minéralogiques (allochtonie des quartz et feldspaths), chimiques (fortes proportions de SiO₂ sur substrat calcaire) et micromorphologiques (présence de 2 modes granulométriques parmi les particules détritiques) sont des arguments en faveur d'une mise en place par le vent. En effet, tous ces caractères correspondent bien *aux limons pluvio-éoliens* des chercheurs israéliens, soit des poussières rabattues par les pluies contenant jusqu'à 60 % de fraction < 2 µm, avec distribution bimodale [11, 12]. C'est bien en accord avec le développement d'une période pluviale au Maroc à l'Holocène moyen [5, 13, 14, 15].

Les sols de sebkha

Parmi les dépressions hydro-éoliennes déjà examinées, seuls les takyrs ont montré une modeste participation des gypses et sels.

Mais elle devient prépondérante quand on passe au domaine des sebkhas [17, 18, 19]. Ces dernières sont des dépressions fermées où les efflorescences salines interdisent la végétation [16], facilitant par conséquent une déflation, de plus amplifiée par la cristallisation des sels. Aussi l'originalité des sebkhas parmi les dépressions hydro-éoliennes réside dans le fait qu'elles fonctionnent tantôt comme *zones-sources* de poussières salées en période sèche, tantôt comme *zones-puits* vis-à-vis des poussières allochtones quand elles sont en eau.

Les sebkhas sont des modelés d'origine essentiellement climatique [20] où l'inondation de saison fraîche fait suite aux écoulements sur le bassin-versant. En général, au contact des eaux douces de ruissellement et eaux saumâtres de la sebkha, une auréole de végétation halophile forme un pâturage appelé *chott* par les pasteurs. Mais, dans le langage géographique, ce terme a été de plus en plus utilisé pour désigner de vastes dépressions salées où le mécanisme majeur de l'inondation provient non du ruissellement mais de remontées de nappes profondes souvent artésiennes [21]. Chotts et sebkhas ne sont fonctionnels que sous les climats semi-arides car en domaine vraiment aride, la nappe descend en profondeur et le sel se fige en surface : quand elle existait, la sebkha devient fossile, faute de battement de nappe ou de ruissellement. Il y a un bel exemple de sebkha «perchée» en cours de destruction au Bahar el Hammar, anticlinal évidé dans les argiles du dévonien supérieur de la Sebkha Mekerrhane.

Le mécanisme de fonctionnement des sebkhas

L'importance de la dessiccation

«Sous l'effet de la dessiccation... un réseau de fentes de retrait se développe. Il découpe la masse en cellules polygonales... (et) la partie supérieure durcie constitue un revêtement compact, identique parfois aux takyrs..., capable d'interdire toute activité au vent... Mais le comportement des argiles se révèle très différent dans les milieux riches en sels. Liés à l'évaporation..., d'intenses phénomènes de cristallisation y provoquent un véritable labourage des sols...

Les particules argileuses se trouvent rassemblées en mottes micropolyédriques, sur quelques centimètres d'épaisseur.

A la matière colloïdale originelle se substituent ainsi des solontchaks vifs très sensibles à l'ablation éolienne. Pendant l'été, la déflation s'exerce sur le pseudo-sable né des phénomènes de floculation, lorsque les petites squames issues de la fragmentation de la pellicule superficielle ont été elles-mêmes balayées par le vent» [*in* Coque, 21].

Le rôle des sels sur les états de surface

Les apports de sel se font dans les sebkhas par ruissellement lessivant le bassin-versant surtout quand s'y trouvent des formations salifères; par sources d'eaux souterraines où sont solubilisés des sels; par voie éolienne après déflation sur des surfaces salées; par rabattement sec ou humide (pluie) d'apports atmosphériques volcaniques; voire par submersion marine sur les littoraux. L'individualisation des sels dans les sols engendre de fortes contraintes résultant de leur cristallisation [22]. Comparée à d'autres sels, la pression de cristallisation est élevée :

Sel	Formule	Pression	Solubilité (g/100cc d'eau à 20°)
sulfate de Ca	Ca SO ₄	1 100 kg/cm ₂	0,19
sulfate de Na	Na ₂ SO ₄	250 kg/cm ₂	19,3
carbonate de Na	Na ₂ CO ₃	300 kg/cm ₂	21,8

Parmi les sels simples, le gypse de faible solubilité précipite le premier. D'une part, les concentrations gypseuses développent des *pressions mécaniques* suite aux nucléations et croissances cristallines du gypse. Ceci expliquerait la destruction de la cohésion du matériel sous l'effet d'un «labourage». A terme, l'accolement par simple interpénétration, sans ciment, des cristaux de gypse serait à la base du durcissement des encroûtements gypseux [23]. D'autre part, le gypse serait responsable d'une *microfissuration* créant dans le matériel un réseau ouvert (perméabilité) de micropores de taille compatible avec le passage des solutions [24]. Ainsi, en ajoutant expérimentalement du gypse à un matériel argilo-limoneux, une forte microfissuration et une modification de l'assemblage en feuillets argileux apparaissent. A humidité identique, le volume apparent du matériau «gypsé» est supérieur. Le gypse provoque une «aération», donc une diminution visible au MEB de la cohésion du matériel [25].

Les sels et la déflation

Dans une sebkha fonctionnelle à inondation saisonnière, la proportion de sels est assez faible et l'argile connaît une décohésion maximum avec formation de pseudo-sables, propice à la déflation. En revanche, si les sels augmentent, il y a formation d'une croûte et diminution progressive de la déflation. On a ainsi observé en Australie qu'une croûte de sel d'1m d'épaisseur résiste au vent de 12 m/s [26]. En effet, les sels créent des ponts entre particules [27] et le seuil de cisaillement des sables moyens, habituellement de 4 m/s [28], peut monter à 12m/s. D'un autre côté, l'effet anti-déflation devient moindre si la croûte, insuffisamment indurée et épaisse, se détruit par l'abrasion des voiles sableux en transit [29].

Les sédiments de la sebkha

Le remplissage des sebkhas de limons et argiles apportés par les crues des oueds et ruissellement local reflète les traits minéralogiques et géochimiques du bassin-versant. De plus, les mécanismes de néoformation argileuse, en particulier de la palygorskite [30], contribuent

à la composition du matériel. En revanche, une origine éolienne des sédiments de sebkha a été plus rarement envisagée. On a signalé un loess brun dans les sebkhas littorales à l'Ouest du Nil [31]; au Sud du Koweït, le remplissage de sebkhas continentales comporte des alternances de dépôts fluviaux, évaporitiques, lacustres mais aussi éoliens [32]. Ces cas suggèrent que les sebkhas constituent des pièges à sédiments éoliens, fonctionnant comme zones-puits pour les poussières.

Le cas de la sebkha Areg el Markhezen

A l'image de la Sebkha Oum el Krialate sa voisine [33], la Sebkha Areg el Markhezen couvre environ 60km² dans les assises salifères, gypseuses et dolomitiques de la Djefara (Fig. 129), à l'Est de la cuesta triasique du Djebel Rehach (Sud-Tunisien).

Ces sebkhas sont alimentées par des eaux circulant au contact du Trias et Lias [34], avec un faible complément des eaux de ruissellement, mais l'évaporation potentielle, entre 2-3000 mm/an, est bien supérieure à ces apports. Le creusement du bassin de la Sebkha Oum el Krialate au Pléistocène supérieur et à l'Holocène résulterait de la *dissolution du gypse* des assises triasiques en période humide et de la *déflation éolienne* en période sèche [33]. Un schéma comparable doit expliquer le creusement fondamental de la Sebkha Areg el Markhezen au Nord.

La sebkha (Fig. 114) repose sur un plancher d'éolianites fines plus ou moins corrodé par le gypse (ATU35a, 37, 38). Le versant tourné à l'Est est empâté de farine gypseuse (ATU29) emballant des éboulis de pente sur 2-2,5 m.

Elle est surmontée d'une croûte gypseuse (ATU30) dense, glacée et à débit polygonal (0,6-0,8 m d'épaisseur), formant des chevrons appuyés en amont sur la corniche de grès triasiques.

Quelques blocs épars la recouvrent. Au sommet de la corniche, le gypse s'incruste entre les strates de grès et les 2 derniers mètres de la corniche sont masqués de loess (ATU40). En bas de versant, des débris de dalle (ATU32) recouvrent des sables limoneux (ATU31,39). Le fond irrégulier de la cuvette a 2 planchers d'âge différent. Le plus ancien, perché de 1-1,5 m, est découpé en petits monticules par la déflation éolienne. Ces reliefs formés de gypse à fins cristaux (ATU33) sont surmontés d'une croûte lamellaire gypseuse (ATU34a) de 0,2-0,3 m d'épaisseur. La surface du plancher récent (sub-actuel ?) est figée par une croûte millimétrique ou labourée de boursoflures dues aux sels. Entre les monticules apparaissent des flaques de fech-fech (ATU36) qui sera étudié plus tard. En surface, des sables fins gypseux (ATU35b) se déplacent dans des ravines sous l'effet du vent ou forment des nebkas (ATU34b).

L'examen micromorphologique de ATU40 confirme sa nature loessique constituée de quartz homométriques (70 µm), subanguleux et revêtus d'une pellicule argilo-ferrugineuse. S'y mêlent quelques carbonates détritiques et fragments de coquilles. La matrice micritique fine est très réduite (Pl. 60-a). C'est un faciès identique à celui des loess des Matmata, en particulier des placages orientaux du Djebel Tebaga de Medenine, 80km au Nord-Ouest (cf. *infra*). Les 3 échantillons d'éolianite très fine du fond de la sebkha (ATU35a, 37, 38) ont le même faciès que le loess : dominance des quartz homométriques, subanguleux et revêtus d'argiles; quelques grains de calcite ou de feldspaths; matrice micritique plus ou moins importante; absence de

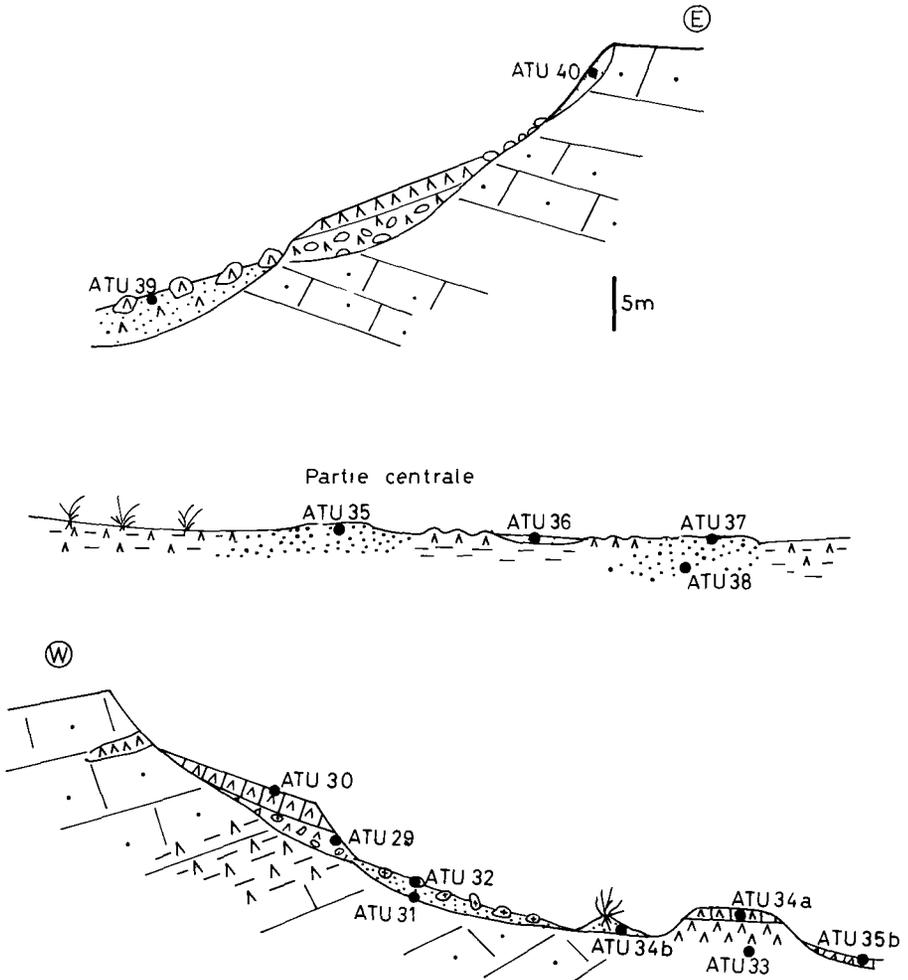


Figure 114. – Les coupes et l'échantillonnage de la Sebkhia Areg el Markhezen.

gypse (Pl. 60-b,c). Ils en diffèrent par quelques caractères légèrement hydromorphes (taches orangées, filaments et amas de manganèse) s'expliquant par le battement de la nappe. Ces échantillons semblent appartenir à un ancien remplissage loessique généralisé de la dépression et on les qualifiera désormais de *loess lithifiés*.

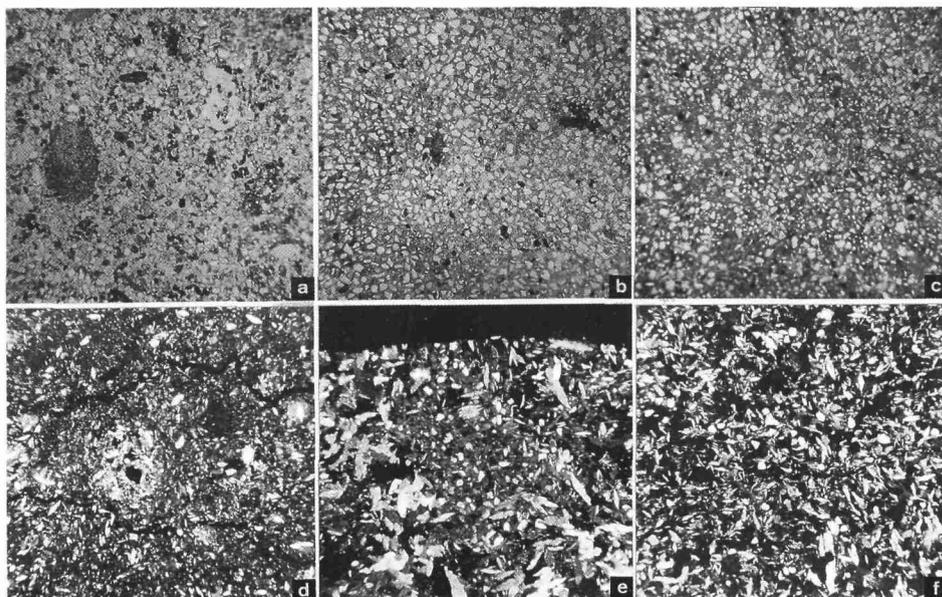


Planche 60. – Lames-minces d'échantillons de la Sebkhia Areg el Markhezen observées au M. Pol. a) loess (ATU 40, LN), quartz homométriques et grain de carbonate de Ca, b) et c) matériel des loess lithifiés (ATU 35a et 37, LN), noter l'analogie avec le précédent, d) e) et f) les formes et les degrés de la gypsification des échantillons ATU 30, ATU 39 et ATU34a (LP).

La croûte fossilisant le versant (ATU30) et les sables riches en fragments de croûte en aval (ATU39) proviennent de la gypsification d'un ancien loess à l'origine très carbonaté (concrétions de cristaux de sparite de 80 μm). Ce loess a été épigénisé par un gypse pénétrant en très fines aiguilles avec parfois des nids de navettes gypseuses tapissant les vides (Pl. 60-d) et de plus grands cristaux perpendiculaires à la bordure des concrétions carbonatées. Cette évolution est plus poussée dans ATU39 que dans ATU30 (Pl. 60-e). Dans le fond de l'ancienne sebkha (ATU34a), on n'observe en lame-mince que du gypse en petits cristaux avec quelques plages de cristaux plus gros. Dans ce gypse subsistent des quartz identiques à ceux des loess (Pl. 60-f) ayant perdu leur revêtement argileux sauf dans les cavités, mais la micrite a totalement disparu.

L'abondance de gypse a rendu les *analyses granulométriques* malaisées et quelques mesures ont été impossibles à réaliser pour les dépôts gypseux encroûtés des versants (ATU29, 30, 32) ou du plancher de l'ancienne sebkha (ATU33, 34a). Si les échantillons meubles ont pu être tamisés, seuls les échantillons de loess (ATU40) et fech-fech (ATU36) ont été mesurés dans leur fraction fine. Ces 2 sédiments ont des courbes cumulatives proches, le fech-fech est un peu plus fin que le loess plaqué au sommet (Md : 50 contre 70 μm). Ces deux courbes sont semblables à celles des loess des Matmata situés à une cinquantaine de kilomètres à l'Ouest

et suggèrent un apport de poussières comparables en haut du versant, et après, remaniement colluvial dans le fond de la sebkha. Effectivement, les échantillons en position intermédiaire sur le versant (ATU31, 35b) ont un tri éolien très marqué, des teneurs en sables $> 100 \mu\text{m}$ faibles (15 %) et une médiane également vers $70 \mu\text{m}$. Le sable gypseux de la nebka a une fraction fine comparable aux sédiments précédents avec le même tri éolien; mais il est bimodal et sa fraction $> 100 \mu\text{m}$ est très mal triée.

Dans la *minéralogie des poudres*, les sédiments meubles se différencient par leur teneur en éléments détritiques : ATU40, 31, 35b et 36 ont, relativement aux échantillons meubles gypseux ATU29, 39, 33 et 34b, de forts taux de quartz (71-76 % contre 11-45 %), feldspaths (5-9 % contre absence), calcite (4-14 % contre 4 %) mais de faibles teneurs en gypse (3-15 % contre 50-90 %). Les courbes des 4 premiers prélèvements étaient déjà très voisines et la filiation génétique loess du sommet/dépôt limoneux sous la croûte démantelée/sables fins circulant en surface dans les ravines/fech-fech paraît se confirmer. Par ailleurs, le gypse, absent au sommet, prend de plus en plus d'importance vers le bas. Ainsi les encroûtements ATU30, 32, 34a sont formés essentiellement de gypse (87-97 %) avec une faible part de quartz détritique (3-13 %). Les loess lithifiés ATU35a, 37 et 38 sont très riches en quartz (65-90 %), conformément aux observations sur lames-minces, avec un peu de feldspaths (6-14 %) et de la calcite (4-27 %) mais sans gypse.

La distinction entre sédiments détritiques non gypseux et sédiments gypseux est confirmée par les *minéraux de la fraction* $< 2 \mu\text{m}$. Le premier groupe comporte des taux du couple *kaolinite+illite* de l'ordre de 35 % (net caractère éolien allochtone) alors que le second n'en contient que 15 %. En revanche, les teneurs en palygorskite (respectivement 40 et 50 %) sont peu significatives car cette argile peut être détritique ou néoformée en milieu évaporitique.

La *composition chimique* a été dosée sur fraction totale $< 2\text{mm}$, fraction $< 63\mu\text{m}$ - 2mm et enfin fraction $< 63 \mu\text{m}$, la plus susceptible d'être prélevée ou apportée par le vent. L'analyse chimique affine la discrimination des sédiments en fonction du gypse :

- les *sédiments non gypseux* regroupent les échantillons de loess meubles et loess lithifiés : l'absence totale de gypse s'y confirme. Le CaO des loess lithifiés (19 et 30 %) est donc attribuable au carbonate de calcium, ce qui explique corrélativement les proportions modérées de SiO_2 (32 et 45 %) en regard du loess meuble très siliceux (68 %) reflétant mieux les caractères originels des apports de poussières. Dans sa fraction $< 63 \mu\text{m}$, ce loess contient encore 48 % de SiO_2 , 3,8 % de Fe_2O_3 et 11 % de CaO. Les teneurs notables en Fe_2O_3 (2,7 % en moyenne) s'expliquent sans doute par les revêtements argileux ferrugineux des quartz.

- les *échantillons faiblement gypseux* regroupent les sédiments meubles reposant directement sur le plancher actuel de la sebkha (ATU31, 35b, 36) qui se caractérisent, comme les précédents, par des proportions majeures de SiO_2 (63 %). La silice reste forte dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$ (49 %). Comme les premiers et en opposition aux sédiments gypseux, ils contiennent 4,6 % d' Al_2O_3 et des proportions notables de K_2O , TiO_2 et MnO , bons indicateurs d'origine détritique. Ces derniers éléments sont toujours mieux représentés dans la fraction $< 63 \mu\text{m}$. La teneur moyenne en Fe_2O_3 est de 2 %, inférieure aux échantillons non gypseux (2,7 %) mais bien supérieure aux échantillons gypseux (0,5 %). Enfin, SO_3 n'est pas totalement absent (5,2 % en moyenne), mieux représenté tantôt dans la fraction fine, tantôt dans la grossière.

• *les sédiments gypseux* sont liés à l'encroûtement des versants ou du fond de l'ancienne sebkha. Les taux en SO_3 sont très élevés (36 % pour le sédiment total, 32 % pour la fraction $> 63 \mu\text{m}$, 34 % pour la fraction $< 63 \mu\text{m}$) en relation avec de fortes teneurs en CaO (29 % en moyenne) et en H_2O . Le gypse est donc présent dans toutes les fractions granulométriques en fonction de tailles variées de cristallisation. Par opposition, l'intervention des éléments chimiques «détritiques» est fort réduite, par exemple la silice (7 % en moyenne), inégalement répartie toutefois entre la fraction $> 63 \mu\text{m}$ (25 %) et celle $< 63 \mu\text{m}$ (6 %).

Enfin, on peut proposer l'hypothèse suivante concernant l'évolution de la partie occidentale de la sebkha (Fig. 115) :

— après un long creusement hydro-éolien (?) de la cuvette, celle-ci a été partiellement remblayée par des loess se retrouvant tant sous forme originelle en sommet de versant qu'enrichis en carbonates de Ca (loess lithifiés) au fond de la sebkha. Faute de datation, il est impossible de raccorder cette séquence loessique à celles des Matmata. Mais elle illustre un épisode où la cuvette a joué un rôle de réceptacle de chutes massives de poussières sahariennes. Vu l'exemple des autres loess tunisiens [35], cette précipitation de poussières a eu lieu aussi en période pluviale, au Pléistocène. Plus généralement, on retrouve dans la Sebkha Areg el Markhezen, un exemple de sédimentation loessique comme dans les sebkhas du Nord de l'Égypte [31].

— lors de l'assèchement climatique, le fonctionnement semi-aride de la sebkha se rétablit, marqué par l'enrichissement en gypse des loess, la fixation du versant par la croûte gypseuse et le dépôt d'un gypse presque pur dans le fond. Il est impossible de préciser l'origine du gypse, peut-être fourni par les nappes aquifères mais aussi associé à des apports de poussières depuis les affleurements gypseux proches et les autres cuvettes hydro-éoliennes soumis à déflation. On aurait ainsi un nouvel exemple de modification de la nature minéralogique des poussières en relation avec un changement climatique. Durant cet épisode, la sebkha a évidemment joué aussi comme substrat-source, émettant des poussières gypseuses bien au-delà du simple saupoudrage de ses versants.

— plus récemment, une partie du fond de la sebkha a été mise en inversion de relief par une active déflation éolienne, probablement dans des conditions encore plus arides où la sebkha est devenue moins fonctionnelle. Ainsi s'explique l'emboîtement des planchers.

L'étude de la contribution des poussières aux sols et sédiments hydro-éoliens du Sahara et de ses marges montre l'extrême diversité des processus dépositionnels et postdépositionnels liés à cet apport. Il existe, d'après le cas des maaders de l'Atakor, des sédiments qui sont le produit direct de la chute des poussières par simple décantation et tri gravitaire d'où le caractère cyclique de leur microstructure.

D'autres sédiments paraissent liés à une décantation humide où toutes les poussières en suspension ont été rabattues par la pluie : il en résulte une fraction argileuse importante dans leur composition. C'est l'hypothèse pluvio-éolienne qui a été retenue pour la mise en place initiale des tirs des Doukkala, au Maroc. Il existe aussi des sédiments dont l'accumulation est un produit plus indirect des chutes de poussières car leur matériel, qui en est pourtant en partie issu, a été concentré par les dynamiques colluviales et les ruissellements élémentaires de versant dans la cuvette réceptacle : l'exemple des maaders du Sud-Marocain est à cet égard bien significatif.

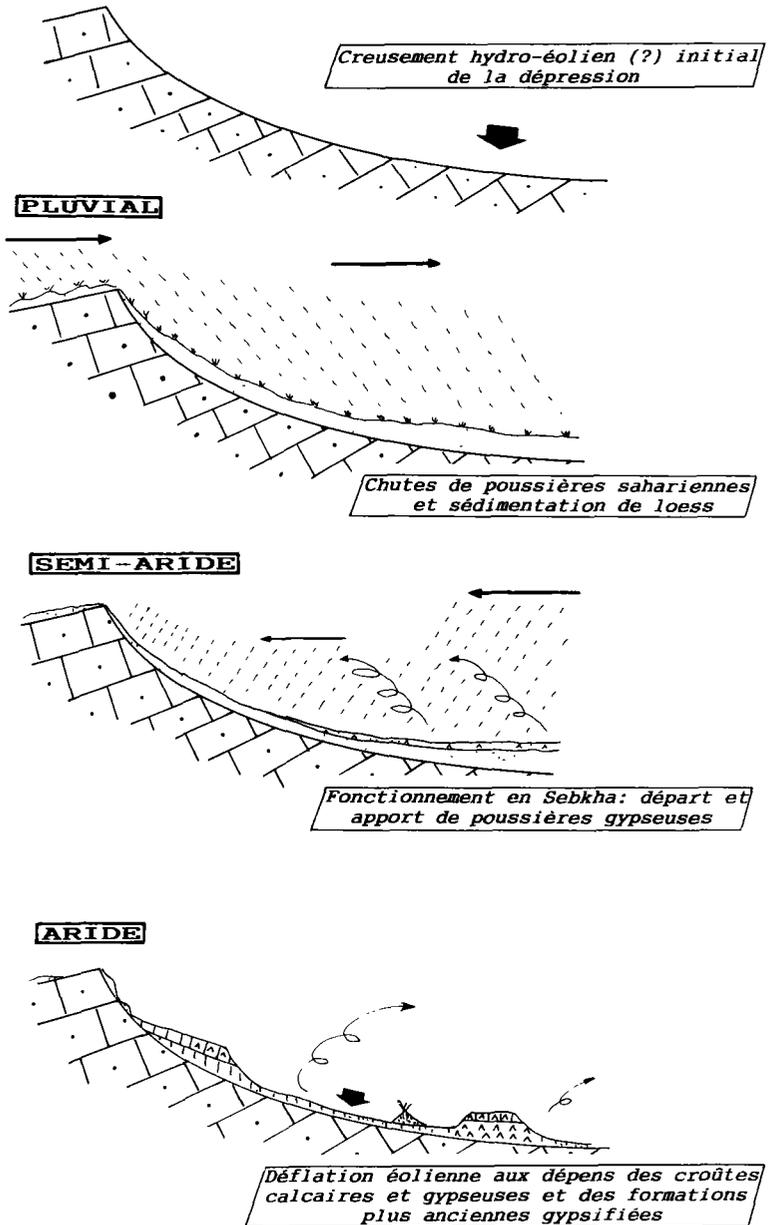


Figure 115. – Reconstitution de l'évolution de la Sebka Areg el Markhezen.

D'autre part, les conditions post-dépositionnelles ont plus ou moins affecté cet acquis. La transformation pédologique est certaine dans les tirs, tout juste esquissée dans les takyrs alors qu'elle est absente dans les maaders de l'Atakor.

L'évolution est parfois fort complexe d'après l'exemple de la Sebkha Areg el Markhezen où des sédimentations de poussières siliceuses et gypseuses se sont succédées.

Enfin, il est remarquable que ces sols et sédiments, produits d'apports éoliens, soient à leur tour disponibles comme substrats-sources, d'autant plus il est vrai que l'absence de végétation, le caractère favorable de la texture et le rôle désagrégateur des sels, surtout le gypse, y permettent une nouvelle mobilisation de poussières.

Bibliographie

- [1] Rognon P. (1967). Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. CRZA-CNRS, série Géologie, 9; 559 p.
- [2] Guerassimov I.P. (1954). Les ressemblances et les différences dans la nature des déserts. *Priroda*, 2 : 11-22. (Traduction CEDP n°984).
- [3] Gabriel A. (1958). Zur Oberflächengestaltung der Pfannen in den Trochenräumen Zentralpersiens. *Festchr. 60. lebensjahres Spreitzer*, Wien, pp. 42-57.
- [4] Boulaine J. (1958). Sur la présence de takyr au Sahara français. *Trav. I.R.S.*, Alger, 17 : 193-194.
- [5] Boulaine J. (1988). Vertisols. in *Référentiel pédologique français*. AFES et INRA, pp. 151-158.
- [6] Geoffroy J. L. (1978). Carte pédologique : Plaine des Doukkala. Ministère Agriculture et Réforme agraire, Rabat, 4 fascicules.
- [7] Weisrock A., Delibrias G., Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1985). Instabilité morphoclimatique au Maroc atlantique (30-33°N) à la limite Pléistocène-Holocène. *Bull. Soc. géol. France*, 1; 4 : 565-569.
- [8] Dudal R. (1967). Sols argileux foncés des régions tropicales et subtropicales. Coll. FAO, cahier 83; 172p.
- [9] Duchaufour P. (1968). L'évolution des sols. Masson, Paris, 94 pp.
- [10] Duchaufour P. (1977). Pédologie, T.1 Pédogenèse et classification, Masson, Paris, 477 pp.
- [11] Ganor E. (1975). Atmospheric dust in Israël : Sedimentological and Meteorological Analysis of Dust Deposition. PhD. Thesis, Jerusalem Univ., 213 p.
- [12] Issar A.S., Bruins H.J. (1983). Special climatological conditions in the deserts of Sinai and the Negev during the latest Pleistocene. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 43 : 63-72.
- [13] Rognon P. (1976). Essai d'interprétation des variations climatiques au Sahara depuis 40 000 ans. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2-3; 18 : 251-282.
- [14] Weisrock A., Rognon P. (1977). Evolution morphologique des basses vallées de l'Atlas atlantique marocain. *Géol. Médit.*, 4; 4 : 313-334.
- [15] Rognon P. (1987). Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 58 : 11-34.
- [16] Despois J. (1940). La Tunisie orientale (Sahel et Basse steppe). Etude géographique. Publ. Fac. Lettres Alger, 2^e série, 13, 616 p.
- [17] Tricart J., Cailleux A. (1969). Le modelé des régions sèches. SEDES, Paris, 472 p.
- [18] Cooke R.U., Warren A. (1973). Geomorphology in deserts. Brendson and Son Ltd., London, 373 p.
- [19] Mabbutt J.A. (1977). Desert Landforms. National Library of Australia, Canberra, 340 p.
- [20] Tricart J. (1954). Une forme de relief climatique : les sebkhas. *Rev. Géom. Dyn.*, 5 : 97-101.
- [21] Coque R. (1962). La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. A. Colin, Paris, 488 p.
- [22] Servant J. (1975). Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des sols salés au Sud et au Sud-Ouest de la France. Thèse Sci. Montpellier, 194 p.

- [23] Halitim A., Robert M. (1987). Interaction du gypse avec les autres constituants du sol. *in* Fédoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. Eds. *Micromorphologie des sols*. pp. 179-186.
- [24] Delmas A.B., Bini C., Berrier J. (1985). The effect of gypsum on the poral system geometry in two clay soils. *Miner. Petrogr. Acta*, 29A : 499-509.
- [25] Guyot J., Delmas A.B., Jacquin M. (1984). Amélioration de la structure des sols non salés par le gypse. Coll. AFES, *Drainage*, Dijon, pp. 359-376.
- [26] Pye K. (1980). Beach salcrete and eolian sand transport : evidence from North Queensland. *J. Sed. Petrol.*, 50 : 257-261.
- [27] Nickling W.G., Ecclestone M. (1981). The effect of soluble salts on the threshold shear velocity of fine sand. *Sedimentology*, 28 : 505-510.
- [28] Bagnold R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265p.
- [29] Svasek J.N., Terwindt J.H. (1974). Measurements of sand transport by wind on a natural beach. *Sedimentology*, 21 : 311-322.
- [30] Millot G. (1964). *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 p.
- [31] Ali Y.A., West I. (1983). Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess to composition of brines and sediments in northern Egypt. *J. Sed. Petrol.*, 53; 4 : 1151-1168.
- [32] Gunatilaka A., Mwangi S. (1987). Continental sabkha pans and associated nebkas in southern Kuwait, Arabian Gulf. *in* Frostick L., Reid I. Eds., *Desert Sediments : Ancient and Modern*, Geol. Soc. Special Publ., 35 : 187-203.
- [33] Perthuisot J.P. (1976). Une sebkha sulfatée sodique en pays sédimentaire. La Sebkha Oum el Krialate (Sud-Tunisien). *Géol. Méd.*, 3; 4 : 265-274.
- [34] Busson G. (1967). *Le Mésozoïque saharien*. Première partie : Extrême Sud Tunisien. C.R.Z.A. Série Géologie n° 8, Ed. CNRS, 194 p.
- [35] Coudé-Gausson G., Olive P., Rognon P. (1983a). Datation de dépôts loessiques et variations climatiques sur la bordure septentrionale du Sahara algéro-tunisien. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24; 1 : 61-73.

14

La question des fech-fech

Le terme saharien de *fech-fech* est un mot à connotation phonétique évoquant le bruissement des pas quand se brise la fine pellicule de surface recouvrant un matériel pulvérulent et peu consolidé. Dans la tradition, le fech-fech est un sol sans cohésion, dangereux, qu'on évite et auquel se rattache la légende des sables mouvants : ne dit-on pas autour de la Sebkhha Me-kerrhane, dans le Sahara central, que les chameaux eux-mêmes s'y perdent et s'y engloutissent... Plus prosaïquement, le fech-fech est surtout craint des voyageurs et routiers sahariens car le passage sur une de ses plaques se traduit immanquablement par l'enlèvement des véhicules (Pl. 61).

Trois hypothèses ont été envisagées pour expliquer ces formations superficielles à structure pulvérulente. Il pourrait s'agir :

— de *formations éoliennes* au caractère friable et pulvérulent dû à l'extrême finesse des particules; les argiles seraient autochtones et le dépôt ne serait qu'un remaniement à partir de substrats des alentours immédiats [1]

— de *boues déposées en milieu aqueux*, d'abord thixotropiques, puis devenues pulvérulentes sous l'effet de sels, gypse ou calcaire pulvérulent [2, 3]

— d'*altérations actuelles ou quaternaires* de schistes appelées ocre au Sahara central [3].

Comme les fech-fech semblent un matériel extrêmement favorable à la fourniture de poussières, il est nécessaire d'expliquer leur comportement pulvérulent. Mais ces fech-fech posent aussi le problème de leur formation et de leur renouvellement. En effet, s'ils peuvent résulter de l'altération de matériaux pédologiques ou rocheux préexistants, ils peuvent aussi provenir de la chute de poussières. Par ailleurs, ces dernières pourraient contribuer par leurs apports à la *pulvérisation* du substrat. Aussi, des fech-fech ont été prélevés à différentes latitudes et sur substrats variés, en vue d'étudier leurs caractères sédimentologiques, de mettre en évidence l'allochtonie ou l'autochtonie de leur matériel et d'identifier dans la mesure du possible les mises en place.



Planche 61. – Les plaisirs du fech-fech...

Les prélèvements

Dans *le Sahara septentrional*, des fech-fech ont été récoltés au Nord du Grand Erg Occidental et dans le Sud-Tunisien. Les premiers (SA10,22) recouvrent des dépôts lacustres carbonatés holocènes, riches en évaporites, entourés de dunes quartzieuses.

En Tunisie, ATU06 provient de sédiments pulvérulents en bordure nord-est du Grand Erg Oriental, à l'aval d'un oued venant des Matmata. Ce fech-fech paraît identique à ceux décrits par ailleurs à la Garaet el Haguf Djedid [4]. Enfin, ATU36 situé dans le fond de la Sebkhia Areg Markhezen a déjà été évoqué.

Lors d'un *transect dans les séries mésozoïques*, un échantillonnage systématique s'est fait le long de la route El Golea-Tamanrasset sur les calcaires crétacés du Tadémaït, grès paléozoïques des Tassilis, socle précambrien du Nord-Ouest du Hoggar et basaltes quaternaires de l'Atakor. Sur cet itinéraire, des secteurs à revêtement sableux alternent avec les zones à fech-fech (Fig. 116). Les premiers dominent au Nord, d'El Golea à 140 km au Nord d'In Salah, entre les Ergs Oriental et Occidental. Puis, avec le relèvement du plateau du Tadémaït, les «flaques» de fech-fech s'intercalent entre des regs à petits blocs. Les fech-fech (FF01,03,05) reposent vers 30 cm de profondeur sur des argiles compactes sans fraction grossière (FF02,04).

Au Sud du Tadémaït s'étend *le substrat précambrien du Hoggar*. Des recouvrements sableux existent du fait de la désagrégation des grès des continental intercalaire et paléozoïque.

Pourtant les affleurements de fech-fech reprennent 60 km en amont des gorges d'Arak (FF06), à l'aval de glacis entourant les buttes de grès tassilien discordant sur le socle qui affleure dans les cuvettes. Des limons beiges mêlés aux graviers couvrant les glacis se concentrent ainsi pour donner les flaques de fech-fech, suggérant que des poussières piégées par le reg graveleux soient reprises par ruissellement et déposées en aval.

Le Nord du Hoggar expose à nouveau des placages de sables assez grossiers jusqu'aux grands inselbergs du Tesnou où les fech-fech se concentrent dans les entailles à l'Est du massif (Fig. 116). Dans l'axe de ces vallées, ils sont homogènes et épais de plus de 70 cm (FF07), chargés en graviers en bordure des reliefs gneissiques (FF08). Les fech-fech se retrouvent sur la bordure ouest de la chaîne granitique de la Tefedest où ils occupent aussi le thalweg des grandes vallées (FF09).

Dans *le massif volcanique de l'Atakor*, au Nord-Est, les fech-fech s'étalent en vastes plages beiges sur les plateaux basaltiques vers 1100-1400 m dans la région d'Idelès encore parsemée de pointements du socle précambrien (Fig. 64). Epais de 10-15 cm (FF12) à 20-30 cm (FF10, ATK38), ils tranchent avec leur structure pulvérulente par rapport à d'autres gisements limono-argileux, également beiges, mais à structure massive et polygones de dessiccation (FF13, ATK30, ATK37) contenant parfois des gravillons (FF11, ATK36). Enfin, dans l'Atakor proprement dit, des fech-fech existent sur les plateaux basaltiques étagés du versant nord, vers 2000 m d'altitude (FF14), dans la zone sommitale (2400 m) au cirque de l'Ilamane (ATK22), puis sur le versant sud vers 2200 m (FF15) et vers 1800 m (FF16, ATK52).

Les sebkhas Mekerrhane et Azzel Matti occupent une dépression (150-170 m d'altitude) de 120 km Ouest-Est et 100 km Nord-Sud où convergent, dans de petits bassins, les réseaux endoréiques de l'Ahnet et du Mouydir (Fig. 117). Cette grande plaine est taillée dans le dévonien et le carbonifère argilo-gréseux ou schisteux, altérés en surface et recouverts au creux de la Sebkha Mekerrhane par des argiles grises de l'ultime période lacustre d'âge holocène probable. La grande originalité de ce domaine consiste en épaisses formations superficielles pulvérulentes liées aux altérites schisteuses. Ainsi les schistes paléozoïques encore en place (présence de filonnets de quartz) sont transformés en fech-fech gris verdâtre à rougeâtre, léger et friable sur plusieurs décimètres (MEK15, 24, 27, 28, 34, 50). Ces «ocres», comme les a appelées Conrad [3], semblent antérieures à l'épisode lacustre de la limite plio-pléistocène. Sur les collines, ce type de fech-fech échappe aux influences des inondations de la sebkha actuelle. Des fech-fech différents (MEK04, 05, 39, 63) se situent sur des argiles lacustres y expliquant sans doute la présence de sels. Au Sud et à l'Est les grès du paléozoïque inférieur, à l'Ouest et au Nord les grès du continental intercalaire ont pu leur fournir du matériel quartzeux grâce aux oueds débouchant dans les cuvettes endoréiques. Enfin, au centre de la plaine, des petits massifs dunaires témoignent d'un courant NE-SW de transport de sables éoliens.

On rencontre aussi des fech-fech sur *des substrats granitiques et métamorphiques*. En Mauritanie centrale, un fech-fech (IDJ) provient de sédiments palustres, carbonatés et holocènes de la Sebkha Azerag, sur la plaine d'érosion de schistes métamorphiques dominée au Sud par la Koudia d'Idjill, grand inselberg de quartzites à magnétite haut de 600 m. Ces carbonates ont nécessairement une origine éolienne vu leur quasi-absence dans le substrat. Sur les glacis bordant l'inselberg, des concrétionnements calcaires, étudiés par ailleurs [5], ont sans doute la même origine. Les quartz présents dans ces sédiments palustres peuvent venir de sables dunaires de la fin du Pléistocène situés en bordure de l'ancien marécage.

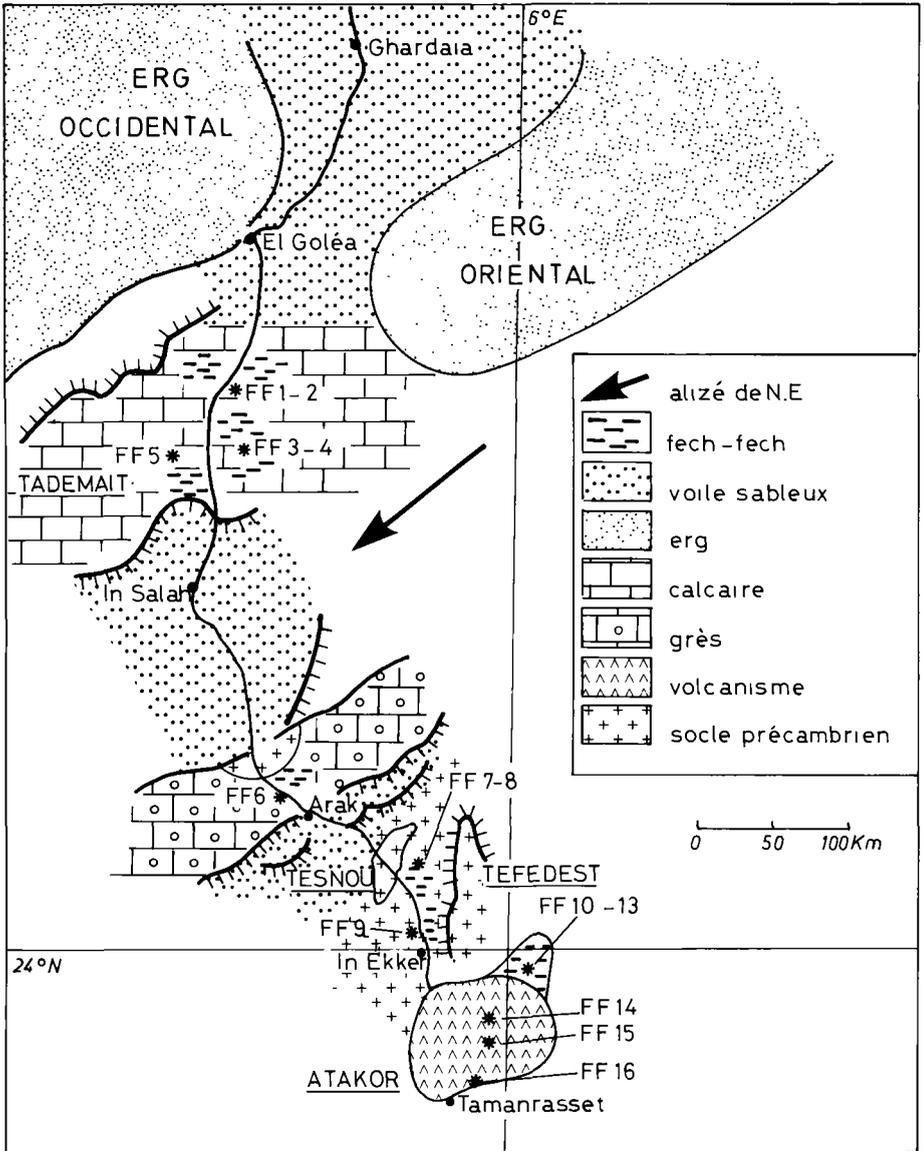


Figure 116. – Localisation des prélèvements de fech-fech de la série FF.

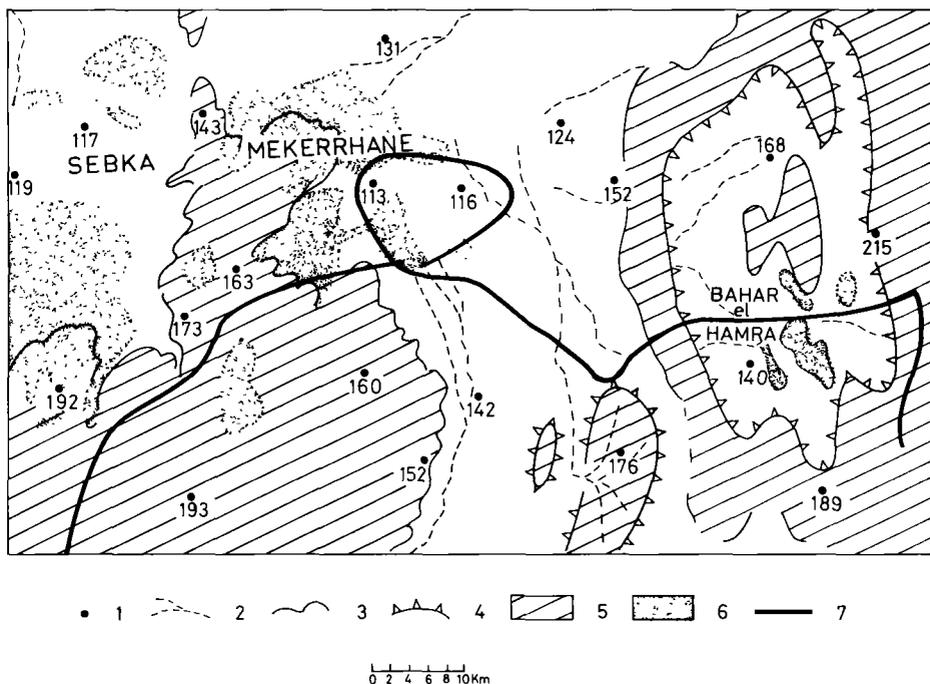


Figure 117. — Croquis de localisation de la Sebka Mekerrhane. 1) cote d'altitude en mètre, 2) écoulement temporaire, 3) versant mou sur schiste, 4) versant raide sur roche résistante, 5) reliefs peu accentués, 6) dunes, 7) itinéraire de prélèvement des fech-fech (série MEK).

Au Nord du Niger, on a récolté des fech-fech suivant un itinéraire NE-SW conforme à la trajectoire de vents la plus constante de cette région du Sahara (Fig. 118). Ce transect est jalonné de placages éoliens, dunes et voiles sableux mêlant des sables lointains à ceux, plus grossiers, libérés par le socle précambrien. De grandes plages de fech-fech se localisent aussi sur les fonds de vallées. Le plus à l'Est, l'échantillon AiR27 provient du pied des inselbergs granitiques et rhyolitiques de l'Est de l'Air, près d'un massif dunaire. AiR30 est un fech-fech des grandes plaines granitiques, 45 km à l'Ouest d'Iférouane. AiR32 gît dans un couloir du relief appalachien plus à l'Ouest. Enfin, à l'extrémité du massif de l'Air, entre les collines de grès carbonifères, le fech-fech AiR34 de la plaine du Tarak est de faciès assez différent.

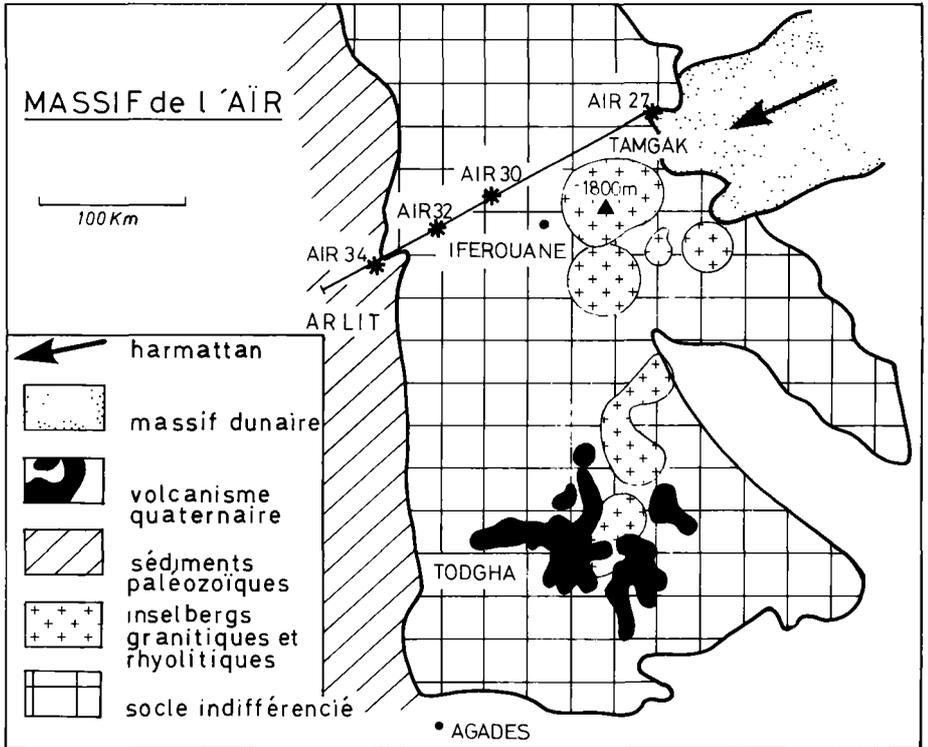


Figure 118. – Localisation des prélèvements de fech-fech de l'Aïr (série AIR).

La diversité granulométrique des fech-fech

La répartition des quartz selon les classes granulométriques

Une étude de la diffraction des poudres s'est faite dans les fractions granulométriques < 2, 2-10, 10-20, 20-50 et 50-200 μm pour identifier la répartition fine des minéraux dans ces fech-fech, en particulier le quartz, présent en proportions variables dans chaque fraction comme le montrent bien les échantillons de l'Atakor (Fig. 119).

Des taux de quartz indépendants de la nature des substrats

D'après les teneurs moyennes en quartz des groupes géographiques d'échantillons, dans chaque fraction granulométrique, il y a une parenté concernant la participation et la répartition

L'incidence de l'altitude sur la distribution granulométrique des quartz

En considérant les groupements géographiques de fech-fech, on note deux évolutions-types dans les teneurs en quartz suivant les fractions granulométriques. Dans certains cas, la teneur en quartz augmente avec la taille des particules. Dans d'autres cas, si le maximum du quartz se situe dans la fraction limoneuse, la fraction sableuse en est moins bien pourvue. Ce second type concerne des domaines élevés : Nord-Hoggar, Atakor et Air. En affinant l'observation, échantillon par échantillon, on remarque que :

— pour de nombreux fech-fech entre 1000-1500 m d'altitude, le maximum du quartz (60-70 %) appartient à la fraction 20-50 μm : tel est le cas pour FF08, 09, 10, 12, 13, 14 et ATK30, 36.

— pour des fech-fech entre 1500-2000 m, le maximum du quartz (64-73 %) apparaît dans la fraction 10-20 μm , par exemple pour FF16 et ATK52.

— pour ATK 22 situé, il est vrai, sur l'Illamane à 2400 m d'altitude, le maximum du quartz contenu (65 %) existe entre 2-10 μm (on ne peut exclure ici l'intervention du gel dans l'amenuisement du quartz).

Dans les autres cas, si les taux du quartz contenu ne se conforment pas toujours exactement au classement granulométrique altitudinal établi ci-dessus, ils l'approchent beaucoup et n'apportent jamais de démenti au rôle sélectif de l'altitude dans la distribution granulométrique des quartz.

Tout ceci précise quel fut l'agent de transport des quartz des fech-fech et exclut leur déplacement hydrique autrement que lors de courts remaniements locaux. Vu l'allochtonie de ce minéral dans cette région basaltique, la relation générale entre fortes proportions de quartz de taille limoneuse et altitude des gisements, et celle plus précise encore entre finesse croissante de ces quartz et altitudes croissantes des gisements privilégient le rôle du vent dans la mise en place du matériel des fech-fech montagneux, par sédimentation de poussières désertiques. Cette conclusion recoupe tout à fait les développements précédents sur l'Atakor concernant le caractère sélectif de l'altitude dans la distribution des poussières déposées et la genèse éolienne des maaders. Elle s'accorde avec les points de vue formulés par ailleurs sur le caractère éolien des dépôts limoneux de ces montagnes du Sahara central [6].

L'influence de la proximité des massifs dunaires sur les teneurs en quartz des fech-fech de basse altitude

Aux basses altitudes, si on ne peut pareillement exclure l'hypothèse hydrique pour expliquer les fech-fech, on observe pourtant que les fech-fech sont pourvus en quartz suffisamment petits pour avoir été saupoudrés sous forme de poussière. Dans quelques échantillons (dont certains cas de la Sebkhâ Mekerrhane), il n'y a pas de quartz dans la fraction argileuse, mais ailleurs les teneurs varient entre 12-37 %. Selon toute vraisemblance, ces quartz des fech-fech proviennent d'apports de poussières surtout si, dans une région donnée, on tient compte de l'analogie de leurs taux avec ceux du quartz contenu dans les poussières actuelles : ainsi entre fech-fech et poussières du Grand Erg Occidental (taux de 10-13 %).

Toutefois, le quartz est surtout abondant dans la fraction sableuse des fech-fech. Ainsi les quartz des fech-fech septentrionaux forment entre 89-97 % de la fraction 50-200 μm , ceux des fech-fech du Tadémaït 69-85 % et ceux de la Sebkhha Mekerrhane 74-89 %. A ces dimensions, des particules peuvent être mobilisées en suspension par vent violent et on ne peut exclure l'apport de telles poussières grossières aux fech-fech.

Mais, vu la proximité de sources dunaires, *il faut plutôt privilégier aux fractions grossières une contribution quartzreuse, par roulement/saltation, de voiles sableux*. Ainsi, les échantillons septentrionaux de fech-fech sont proches des Grands Ergs Occidental et Oriental, le Tadémaït est parcouru de voiles sableux par vents de Nord-Est et les dunes ne sont pas absentes de la Sebkhha Mekerrhane.

La complexité granulométrique des fech-fech

Les distributions granulométriques

Les analyses au Sedigraph n'ont concerné qu'une partie des échantillons à l'exclusion de ceux du transect vers le Nord-Hoggar et ceux de la Sebkhha Mekerrhane. Les courbes cumulatives montrent une nette opposition :

— Les unes (Md > 50 μm) ont une fraction sableuse importante et 2 modes : l'un secondaire (< 10 %) à 8 μm , l'autre dominant (20-30 %) entre 100-200 μm (Fig. 120-A).

— Les autres (Md : 10-20 μm) ont une fraction argileuse et surtout limoneuse prépondérante. Les 2 modes sont ici inversées. Ainsi, le mode à 8 μm est entre 10-20 % et un mode à 100 μm excède rarement 10 % (Fig. 120-B).

Très schématiquement, le premier groupe coïncide avec les fech-fech des zones déprimées et *a fortiori* ceux proches de massifs dunaires. Les autres sont, à quelques exceptions près,

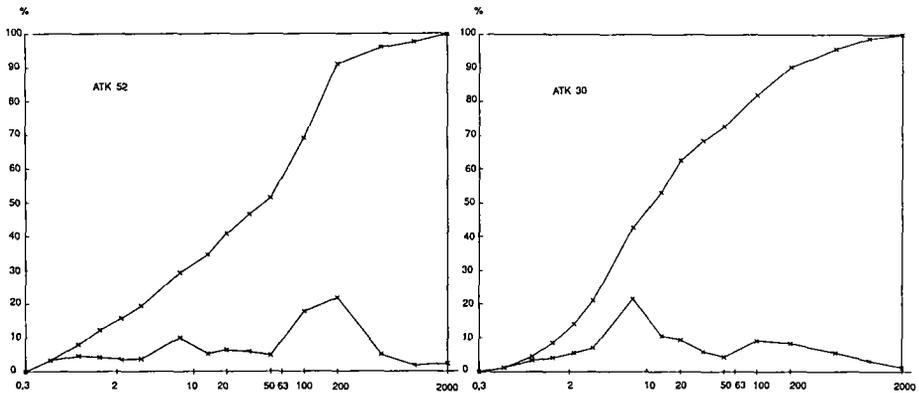


Figure 120. — Les deux types de courbes granulométriques cumulatives des fech-fech de l'Atakor et de la Sebkhha Mekerrhane.

les fech-fech d'altitude, sur l'Atakor. A nouveau le rôle de l'altitude intervient dans la caractérisation des fech-fech, renforçant les conclusions de l'étude des quartz et suggérant l'incidence de l'altitude dans le tri éolien avant la mise en place des fech-fech.

A la Koudia d'Idjill, l'allure de la courbe est comparable au premier type mais le mode principal (50 %) se décale vers les sables grossiers 200-1000 μm . La courbe cumulative présente un net tri éolien, en relation avec l'apparition des quartz. Au Tadémaït, les échantillons sont en partie atypiques, parfois très fins, avec un mauvais tri, sauf dans la fraction sableuse où les courbes se redressent également avec brusque augmentation du quartz (Fig. 121-A). Dans tous ces cas, on retrouve en fait ce rôle déjà évoqué d'apports sableux, souvent dunaires, dans la fraction grossière. Quelques fech-fech de basse altitude ont pourtant une granulométrie du deuxième type.

Ainsi AiR30, très différent des fech-fech du même domaine (Fig. 121-B) et ATU06. Ces traits granulométriques sont énigmatiques, surtout pour le dernier cas localisé sur les marges mêmes du Grand Erg Oriental.

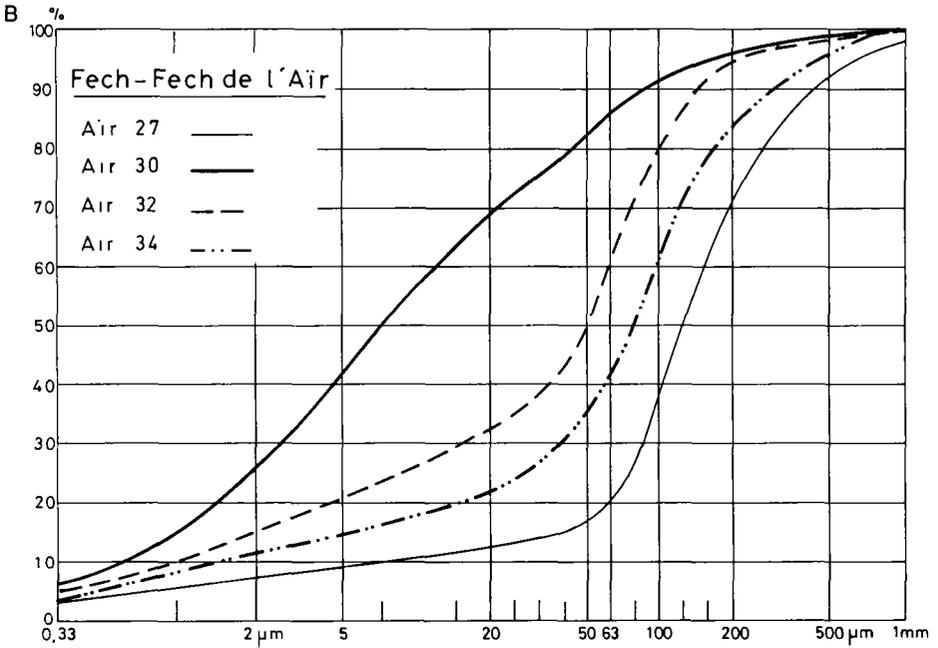
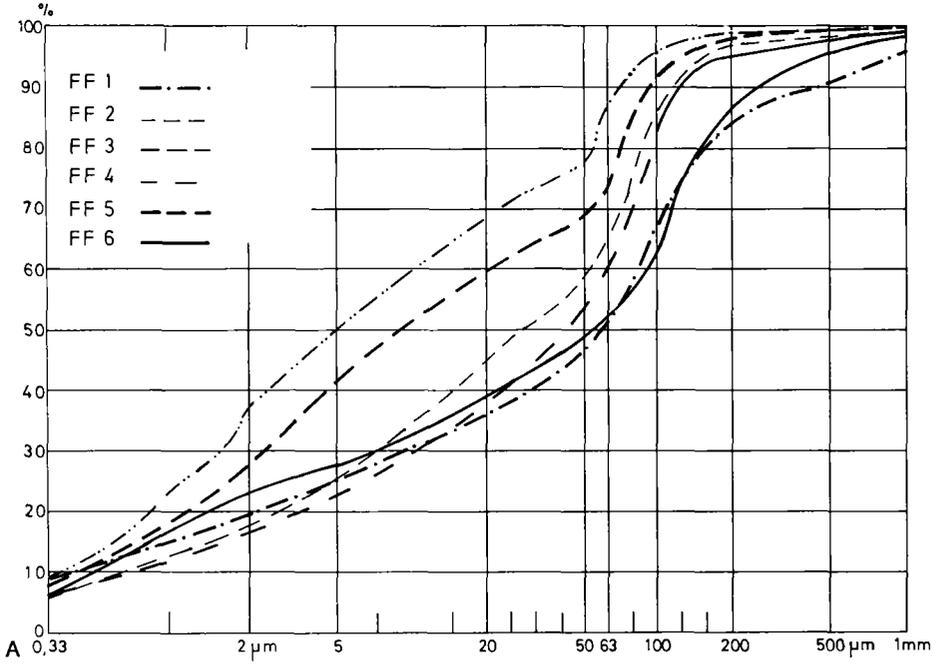
Les populations granulométriques des fech-fech

D'après les analyses au Coulter, il y a souvent 2 à 3 populations par échantillon. De rares fech-fech ont 1 seule population et d'autres 4 (une population mineure < 5 μm peut apparaître). Deux approches statistiques ont porté sur le lot des populations.

• *l'AFC Populations Granulométriques*

Un seuillage préalable a défini 6 classes de taille dans le lot des populations mises en évidence (< 5 μm , 5-10, 10-20, 20-50, 50-70 et > 70 μm). Une AFC sur 6 paramètres (ces classes de population) divisés en 2 variables (présence, absence) a concerné les fech-fech (43 individus). Les 8 premiers axes ont fourni 100 % de l'information et les 2 premiers 59,8 %. Dans l'explication de cette AFC, il apparaît que les échantillons septentrionaux (Sud-Tunisien, Grand Erg Occidental et Tadémaït) ont principalement (37,5 % des cas retenus) comme variable discriminante la classe 5-10 μm sur l'axe II-. 3 échantillons sur 4 de l'Aïr ont la même tendance sur l'axe I-. La variable discriminante de la plupart des fech-fech de l'Atakor (44 %) et du Nord-Hoggar (40 %) est la classe 10-20 μm sur l'axe I+. Les échantillons de la Mekerrhane sont plus répartis, car discriminés par les 2 classes 10-20 μm (25 %) sur l'axe I+ et VI+ et 20-50 μm (25 %) sur l'axe III-. Enfin, le fech-fech de la Koudia d'Idjill doit à sa fraction grossière d'être isolé par la variable discriminante «présence de > 70 μm » sur l'axe V+. La mise en valeur de la classe 5-10 μm dans les fech-fech du Nord y souligne le rôle essentiel de la micrite dans leurs populations fines. Toutefois, la classe 10-20 μm est la plus notable du lot des fech-fech : elle en concerne le tiers, indépendamment de leur localisation géographique. Cela signifie que *les populations de limons fins sont une donnée constante des fech-fech sahariens*.

Figure 121. – Les courbes granulométriques cumulatives des fech-fech, A) du Tadémaït, B) de l'Aïr.



• *Population dominante et Populations secondaires*

Reprenant une démarche déjà utilisée pour les substrats-sources et la pellicule rousse dans le Nord du Grand Erg Occidental, on a établi l'histogramme de fréquence des populations des fech-fech. Des tendances se dégagent avec un pic majeur vers 5-15 μm , un deuxième pic à 95 μm et un troisième plus étalé entre 35-75 μm (Fig. 122-A). Sur l'autre graphique (Fig. 122-B), on a distingué populations dominantes (le plus fort pourcentage en volume par échantillon) et populations secondaires. Les premières se regroupent en aires granulométriques : un pic à 95 μm , un pic plus étalé entre 40-80 μm culminant à 55-70 μm et un troisième entre 5-15 μm . En revanche, les populations secondaires se distribuent entre deux zones : un pic prépondérant entre 5-15 μm et un renflement étalé entre 25-45 μm culminant à 30-40 μm .

La population dominante à 95 μm évoque indiscutablement la population comparable mise en évidence précédemment dans l'étude de la *pellicule rousse* ce qui suggère une participation déjà évoquée ci-dessus du matériel des voiles sableux à la constitution des fech-fech. La population dominante à 55-70 μm correspond à une classe granulométrique grossière classique des poussières sahariennes locales. De même, les poussières actuelles montrent une classe granulométrique de limons moyens à grossiers correspondant bien à la population secondaire à 30-40 μm des fech-fech. Enfin, la population 5-15 μm , parfois dominante mais surtout secondaire, évoque la fraction fine des poussières. Ainsi, la *distribution fréquentielle des populations des fech-fech renforce l'opinion de leur filiation génétique avec les poussières sahariennes*.

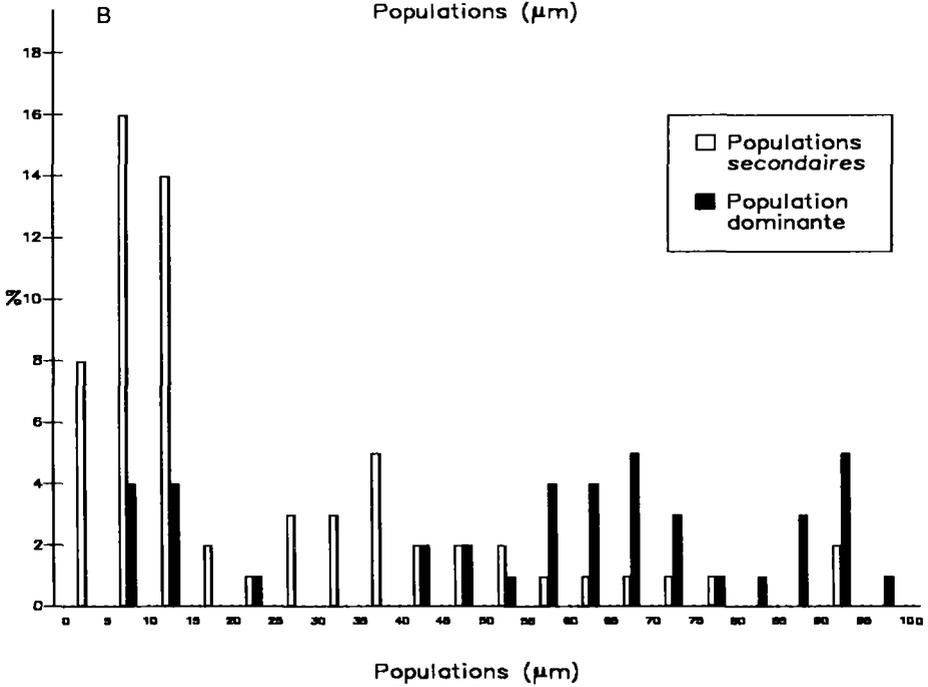
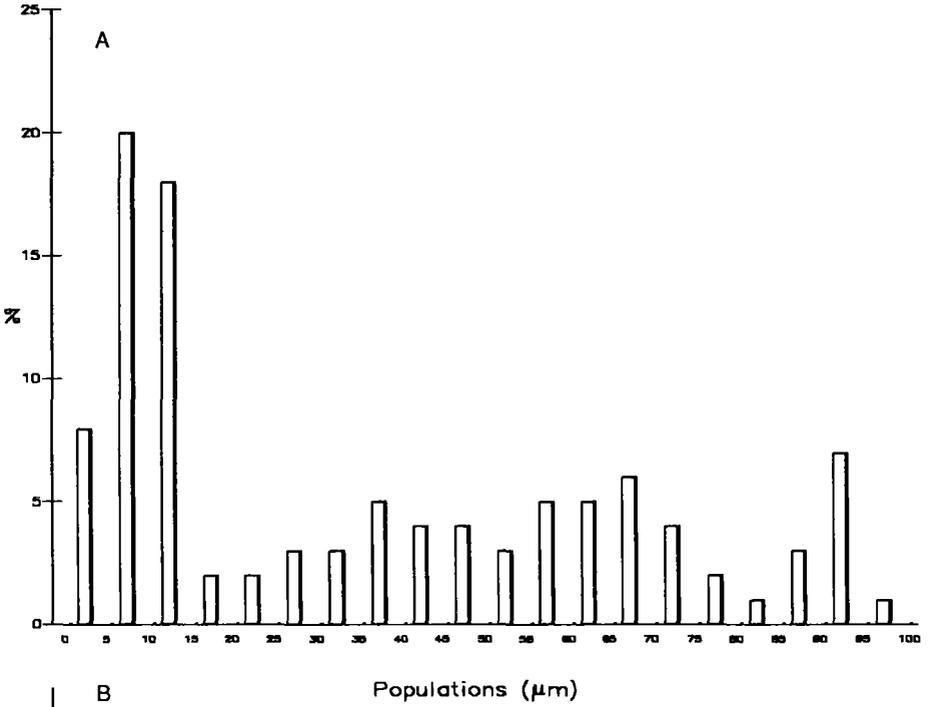
Poursuivant cette démarche, on voit que les échantillons se répartissent en divers groupes associant des tendances mises en évidence par l'analyse fréquentielle :

— Les fech-fech du *groupe I* ont une population dominante à 95 μm , toujours une population secondaire à 5-15 μm , et accessoirement une population secondaire à 30-40 μm .

— Les fech-fech du *groupe II* ont une population dominante à 55-70 μm , toujours une population secondaire à 5-15 μm , et accessoirement une population secondaire à 30-40 μm .

— Les fech-fech du *groupe III* ont une population dominante à 5-15 μm , ont fréquemment une population secondaire à 55-70 ou 95 μm , et accessoirement une population secondaire à 30-40 μm .

Figure 122. — Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des fech-fech sahariens. A) graphique global, B) population dominante et populations secondaires.



La diversité micromorphologique et minéralogique des fech-fech

La caractérisation micromorphologique

L'examen de lames-minces au M. Pol.

La nature pulvérulente des matériaux a interdit le plus souvent leur prélèvement en blocs homogènes sur le terrain et, lorsque cela a été possible, l'imprégnation et la fabrication de lames-minces. Quelques échantillons ont pourtant été traités puis examinés.

Le *fech-fech* de la *Koudia d'Idjill* montre essentiellement une matrice micritique beige homogène où quartz et feldspaths subanguleux sont dispersés. Dans cette matrice apparaissent souvent des fantômes allongés de micrite brune à l'interprétation énigmatique (épigénéisation extrême ?). Il faut noter une porosité de vides circulaires ou ovales incomplètement remplis de petits nodules de micrite. Le *fech-fech* *AiR34* est composé d'une matrice de petits quartz, feldspaths et rares minéraux volcaniques subanguleux séparés par des fragments allongés d'argiles feuilletées. Une porosité en poches est parfois partiellement colmatée de matériel matriciel remanié. Sur les 2 *fech-fech* de la *Sebkha Mekerrhane* examinés, l'un prélevé sur schistes altérés (MEK28) montre une matrice argileuse fragmentée en blocs allongés séparés de fissures. Des débris de schistes très altérés y flottent, souvent réduits à des fantômes. Un remplissage de quartz arrondis hétérométriques (50-100 μm) pénètre les fissures. Vu l'absence de quartz dans les fragments schisteux altérés et surtout vu le façonnement de ces quartz, il s'agit évidemment d'un remplissage par un matériel allochtone. La seconde lame-mince concerne un *fech-fech* (MEK04) prélevé sur un fond argileux déprimé du Nord-Est de la sebkha (Fig. 123).

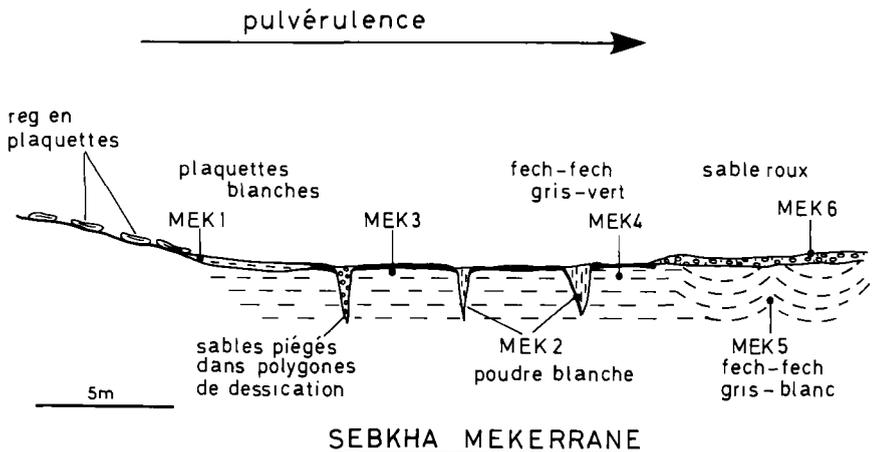


Figure 123. – Quelques fech-fech du nord-est de la Sebkha Mekerrhane.

La matrice d'argiles dorées est fragmentée en blocs géométriques entre lesquels des poches sont remplies de quartz arrondis homométriques (150-200 μm) provenant des dunes proches.

Malgré le caractère partiel des observations, il apparaît que les fech-fech ont des organisations micromorphologiques assez différentes. Mais ils ont en commun une porosité notable de fentes ou poches dont les vides ont été plus ou moins colmatés d'apports détritiques fins, essentiellement quartzeux, aux traits morphométriques compatibles avec une mise en place éolienne.

L'examen au MEB et EDS de quelques fech-fech

Il a porté d'une part sur les différentes fractions granulométriques des observations précédentes, saupoudrées globalement sur plot, et d'autre part sur des grains, classiquement montés un à un sur plot.

Dans la séparation granulométrique < 40 μm du *fech-fech de la Koudia d'Idjill*, d'abondantes particules en plaquettes phylliteuses, souvent effilochées, se répartissent en 3 modes à <1 μm , 2-2,5 μm et 9-15 μm . A côté de gel de chlorure et de chlorates d'Al, ces petites particules ont toutes une composition du type Mg, Al, Si, (Ca) ou Mg, Al, Si (Pl. 62a). La fraction 40-85 μm est très calcitique avec aussi du magnésium et de la silice (dolomite). Dans la fraction 85-200 μm , Si domine avec Ca. La composition chimique qualitative de l'échantillon donne Mg,Al,(Si),(Ca). On note beaucoup de rhomboèdres de dolomite. La fraction > 200 μm est peu intéressante, avec un gel de chlorures et chlorates d'Al (?) se craquelant sous le faisceau de RX. La composition de l'ensemble est Mg, Al, Si, (Ca), Cl, avec un peu de Fe et K. Toutes ces observations concernent du matériel traité aux ultra-sons. Or, dans la fraction > 200 μm non traitée, l'échantillon se compose d'agrégats de particules accolés par de petits cristaux de (Mg, Ca), Si, Cl, Fe, Ti. Ces particules et cristaux sont ceux observés aux fractions inférieures et le traitement aux US a donc dissocié des *agrégats qui forment vraisemblablement la structure même du fech-fech*. L'examen grain à grain de quartz passés à HCl montre qu'il s'agit d'anciens quartz éolisés (Pl. 62b, c, d, e) ensuite altérés chimiquement (Pl. 62f,g) surtout sur leurs arêtes (Pl. 62h, i). Beaucoup d'entre eux présentent des croissances cristallines.

Ces quartz étaient recouverts d'une épaisse pellicule subsistant en lambeaux eux-mêmes piquetés par l'agression chimique. Ces dernières observations confirment l'allochtonie des quartz mais suggèrent que leur apport s'est fait dans le milieu palustre de la sebkha (confirmé par de nombreux foraminifères, ostracodes et charas dans le matériel) où l'agression hydrique et chimique a eu lieu.

Dans la fraction < 2 μm du *fech-fech FF01 du Tadémaït*, il y a des plaquettes d'argiles formées de Al, (Si), K et d'un peu de Ti et Fe (Pl. 63a). Dans la fraction 2-10 μm , la composition chimique est comparable et les plaquettes d'argiles sont feuilletées et subanguleuses (Pl. 63b). Dans la séparation 10-20 μm à la composition chimique identique, les particules sont plus émoussées et plus hétérométriques (Pl. 63c). En revanche, la morphométrie du matériel se modifie totalement dans la classe 20-50 μm : il s'agit de véritables grains de quartz ou d'argiles de composition Al, (Si), Fe (Pl. 63d). Les quartz sont attaqués chimiquement avec des croissances cristallines (Pl. 63e,f). Dans l'étude du montage grain à grain, Ca domine dans de nombreux grains composites. Les quartz sont enrobés d'une forte pellicule. On observe

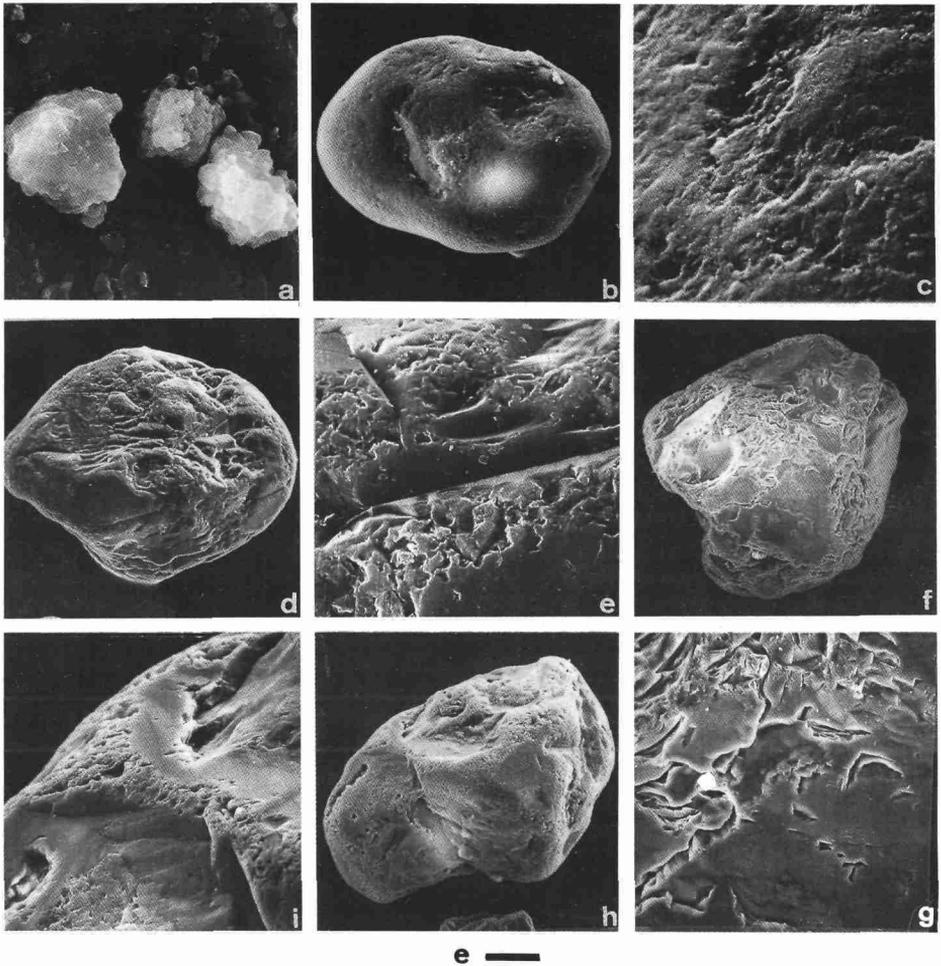
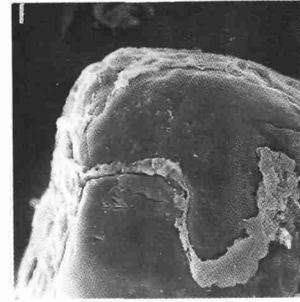
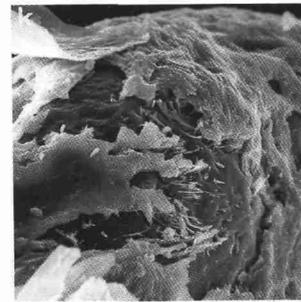
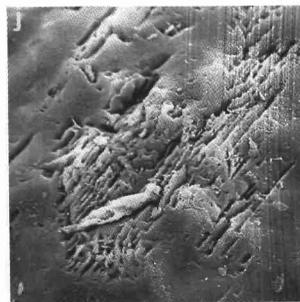
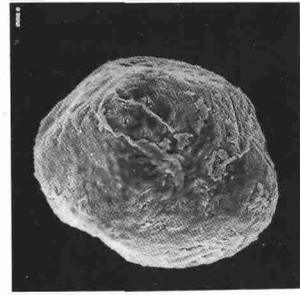
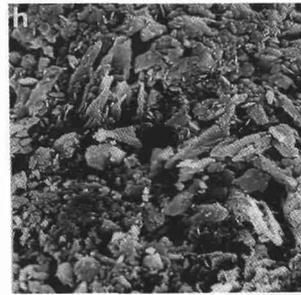
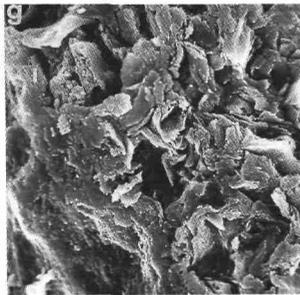
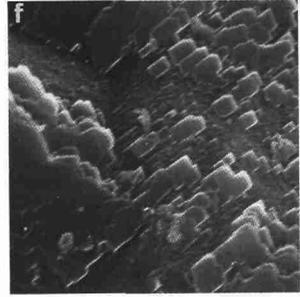
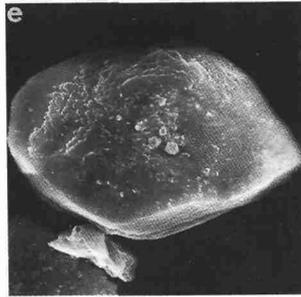
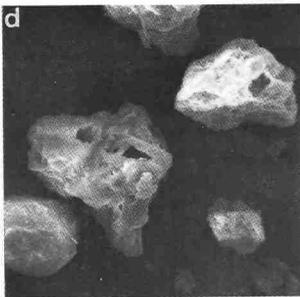
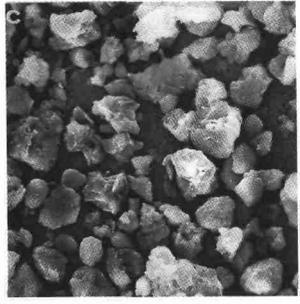
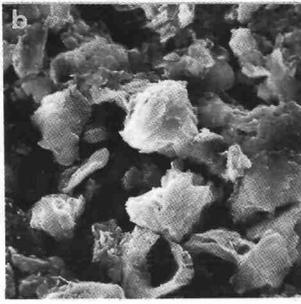
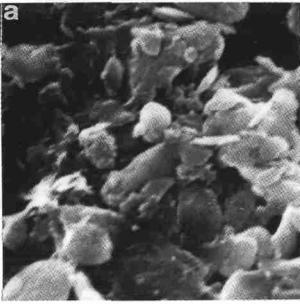
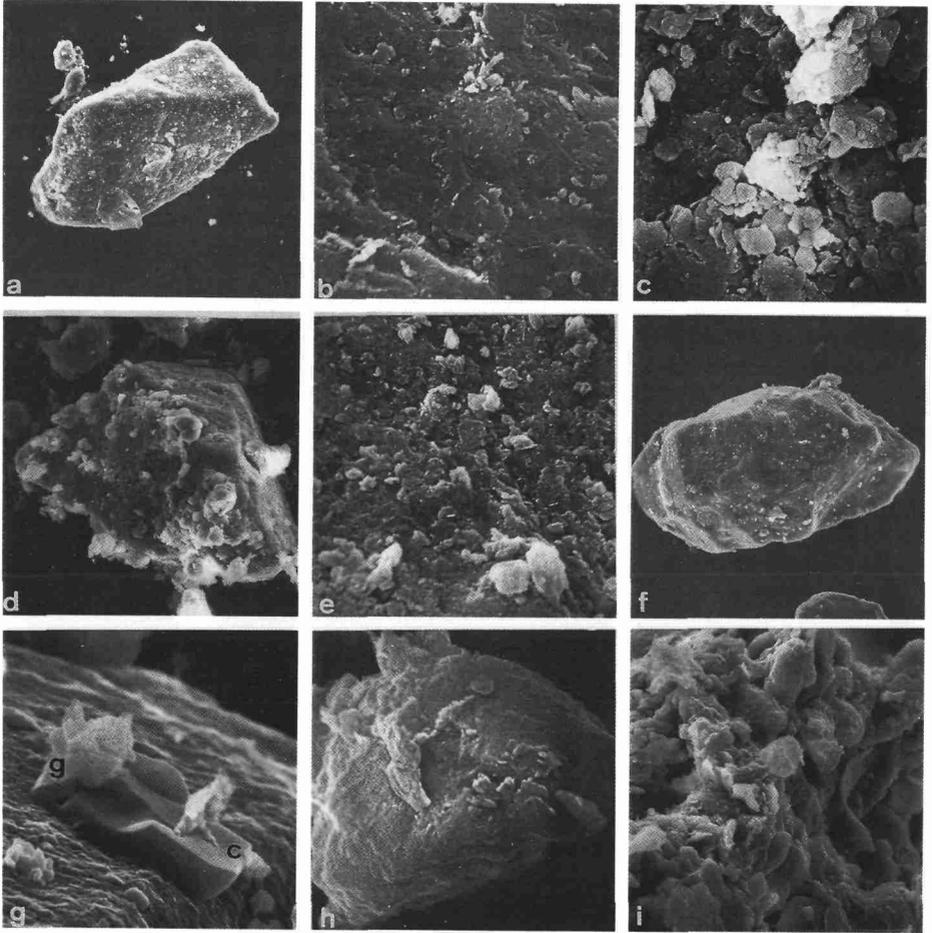


Planche 62. – Etude au MEB du fech-fech de la Kouidia d'Idjill. a) particules argileuses, $e = 4 \mu\text{m}$, b) quartz rond-mat désertique, $e = 80 \mu\text{m}$, c) détail du précédent, façonnement en « upturned plates » et polissage hydrique, $e = 2 \mu\text{m}$, d) quartz éolisé fortement corrodé, $e = 80 \mu\text{m}$, e) détail du précédent, coups d'angle et chocs mécaniques aménagés par l'agression chimique puis polissage hydrique, $e = 7 \mu\text{m}$, f) quartz éolisé altéré chimiquement, $e = 125 \mu\text{m}$, g) détail du précédent, cupules de choc et fissuration exploitées par la corrosion chimique avec polissage hydrique ultérieur, $e = 35 \mu\text{m}$, h) quartz éolisé émoussé, $e = 90 \mu\text{m}$, i) détail du précédent, arêtes abrasées mécaniquement puis agressées chimiquement, $e = 20 \mu\text{m}$.

Planche 63. – Etude au MEB du fech-fech FF 01. a) plaquettes et particules d'argiles, $e = 0,7 \mu\text{m}$, b) particules d'argiles, $e = 7 \mu\text{m}$, c) particules façonnées d'argiles, $e = 20 \mu\text{m}$, d) grains façonnés d'argiles, $e = 20 \mu\text{m}$, e) quartz façonné à croissances cristallines, $e = 12 \mu\text{m}$, f) détail du précédent, croissances cristallines, $e = 7 \mu\text{m}$, g) détail de la surface d'un grain argileux, compactage superficiel, $e = 10 \mu\text{m}$, h) détail de la surface d'un grain argileux, $e = 10 \mu\text{m}$, i) grain roulé de calcite, surface glacée et compactée, pellicule siliceuse résiduelle, $e = 80 \mu\text{m}$, j) détail du précédent, agression chimique, $e = 7 \mu\text{m}$, k) pellicule blanche siliceuse d'un grain calcitique fortement agressée chimiquement, $e = 14 \mu\text{m}$, l) pellicule siliceuse résiduelle piégée par la fissuration, $e = 20 \mu\text{m}$.



e —



e —

Planche 64. – Microphotographies au MEB de particules de divers fech-fech. - a) quartz subanguleux recouvert d'une forte pellicule argileuse, $e = 90 \mu\text{m}$, b) détail de la pellicule, écailles d'argiles fibreuses compactées, $e = 2 \mu\text{m}$, c) état de surface d'un agrégat argileux, $e = 3 \mu\text{m}$, d) grain subanguleux couvert par de nombreuses particules adhérentes d'argiles, $e = 35 \mu\text{m}$, e) revêtement de particules argileuses compactées à la surface d'un quartz, $e = 3 \mu\text{m}$, f) quartz subanguleux à pellicule de silice amorphisée, $e = 80 \mu\text{m}$, g) particules de calcite (c) et de gypse (g) à la surface du précédent, $e = 2 \mu\text{m}$, h) grain monominéral enrobé par une épaisse pellicule argileuse, $e = 14 \mu\text{m}$, i) détail du précédent, pellicule argileuse à Fe dominant, $e = 1,6 \mu\text{m}$.

aussi des grains d'argiles façonnés voire roulés à la surface glacée et compactée, constitués de Al, Si, Ca, Fe (Pl. 63g) ou Al,Si,K,Ca,Fe (Pl. 63h).

Des grains roulés de calcite (Pl. 63i) sont attaqués chimiquement (Pl. 63j) et/ou recouverts d'une pellicule blanche principalement siliceuse (Pl. 63k). Cette pellicule fortement agressive peut ne subsister qu'à la faveur de son piégeage dans les fissures superficielles du grain (Pl. 63l). Tous ces grains sont recouverts de nombreuses particules adhérentes de composition Mg, Al, Si, K, Ca, Fe.

Les autres fech-fech du Tadémaït ont montré des caractères micromorphologiques analogues. Dans FF02, très carbonaté, les grains de calcite et quartz (Pl. 64a,b) sont tapissés de particules adhérentes argileuses compactées dont Ca est absent (Mg, Al, Si, K, Fe). Dans FF03 où abondent les grains argileux (Pl. 64c), ce revêtement compacté est tel qu'il forme une épaisse carapace gênant l'identification du grain (Pl. 64d).

Dans beaucoup d'agrégats, Al et Si sont en proportions équivalentes avec Ca et Fe. Il en est de même pour FF04 et FF05 aux quartz particulièrement «sales», enrobés de particules argileuses compactées (Pl. 64e). Dans SA22, les grains de carbonates abondent. Des valves d'ostracodes, des diatomées en chaîne, des spores ou des algobactéries s'intègrent dans une boue micritique.

Les quartz subanguleux sont couverts de silice amorphisée où adhèrent cristaux de Ca et gypse (Pl. 64f, g). Dans AiR31, beaucoup de grains sont composites, formés de lamelles ou plaquettes d'argiles.

Les particules monominérales (Pl. 64h) sont couvertes d'une forte pellicule d'argiles en plaquettes compactées (Pl. 64i) de composition Al, Si, K, S, (Fe).

En bilan, nous pouvons dire que cet examen au MEB suggère que les grains détritiques des fech-fech ont une histoire antérieure au dépôt : quartz souvent éolisés mais aussi grains de calcite et d'argiles façonnés ou roulés. Ils sont masqués d'un épais revêtement compacté (silice amorphisée, pellicule argileuse en plaquettes) impliquant également des processus mécaniques antérieurs au piégeage dans le fech-fech. Outre ces grains détritiques, de petites particules agrégées forment souvent des grains composites mais il s'agit de savoir si cette agrégation est antérieure au séjour au sein du fech-fech ou si elle en résulte. Sur de nombreux grains de quartz et de calcite détritique, des traces sévères d'agression chimique altèrent parfois totalement la pellicule superficielle.

A la Koudia d'Idjill, on l'a mise en relation avec le milieu hydrique ou salé de la sebkha.

Dans certains échantillons du Tadémaït, la présence de telles traces semble résulter du remaniement hydrique élémentaire qui a localement concentré le matériel du fech-fech dans les bas-fonds.

L'étude minéralogique des fech-fech par AFC

Les caractères minéralogiques extrêmement variés des poudres et des argiles de 23 fech-fech ont été traités par Analyse factorielle des correspondances en modifiant ici le seuillage habituel des différents paramètres (constituants minéralogiques, Tableau XXXIV). Deux AFC ont concerné la minéralogie des argiles et celle des poudres. Une troisième a regroupé l'ensemble de ces données.

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

Poudres								
AR	1:	< 4 %	Q	1:	< 29 %	PL	1:	9 %
	2:	5-14 %		2:	30-54 %		2:	10-49 %
	3:	15-19 %		3:	> 55 %		3:	> 50 %
	4:	> 20 %						
FK	1:	< 4 %	CCA	1:	absence	CSS	1:	absence
	2:	5-9 %		2:	1-14 %		2:	1-14 %
	3:	10-14 %		3:	> 15 %		3:	> 15 %
	4:	> 15 %						
OX	1:	absence	GY	1:	absence	DOL	1:	absence
	2:	présence		2:	présence		2:	présence

Argiles								
KAO	1:	< 9 %	SME	1:	absence	PAL	1:	absence
	2:	10-24 %		2:	< 54 %		2:	< 29 %
	3:	> 25 %		3:	> 55 %		3:	> 30 %
CHL	1:	< 4 %	ILL	1:	< 9 %	IS	1:	< 9 %
	2:	> 5 %		2:	> 10 %		2:	> 10 %

L'AFC Argiles

Elle a porté sur 6 paramètres divisés en 15 variables et 23 individus. Les 7 premiers axes ont fourni 99 % de l'information et les 2 premiers 62 %.

D'après l'axe I-, les 5 échantillons du transect du Tadémaït et les 2 échantillons tunisiens se caractérisent par l'absence de smectite (SME1), la présence d'interstratifiés gonflants (IS2) et la plus forte teneur en palygorskite (PAL3). Les 2 fech-fech du Grand Erg Occidental sont discriminés par leurs caractéristiques moyennes en smectite (SME2) et palygorskite (PAL2), et faibles en kaolinite (KAO1) sur l'axe II-. S'opposent à ces échantillons septentrionaux, les dépôts de l'Atakor relevant d'un même cortège minéralogique. Sur l'axe II+, 5 échantillons sont regroupés par les plus forts taux de smectite (SME3) et les plus faibles en illite (ILL1). La richesse en smectite se confirme sur l'axe V- pour un autre échantillon et la faiblesse en illite sur l'axe VI- pour 2 autres fech-fech de l'Atakor. 2 échantillons de l'Aïr et 1 de l'Atakor (fech-fech de l'Ilamane) se distinguent enfin par la plus forte teneur en kaolinite (KAO3).

L'AFC Poudres

Elle a porté sur 9 paramètres divisés en 26 variables et 23 individus. Les 7 premiers axes ont fourni 88 % de l'information et les 2 premiers 46 %.

Les échantillons du Tadémaït, du Grand Erg Occidental et Tunisie s'individualisent sur l'axe I- par des taux faibles de plagioclase (PL1) et feldspath potassique (FK1). En revanche, ils sont riches en calcite (CSS3, CCA3) sur l'axe IV+, (CCA2) sur l'axe IV-, en gypse sur l'axe IV- et dolomite sur l'axe V-.

Les fech-fech de l'Atakor, pauvres en calcite (CSS1, CCA1) sur l'axe I+, abondent en feldspath potassique (FK2 en VI-, FK3 en VI+, FK4 en VII-) et sont riches en quartz (Q2

en III+, Q3 en III-). Enfin, dans l'Air, les dépôts se discriminent par leurs oxydes (OX2) et forts taux de plagioclase (PL3) sur l'axe II+.

Les conclusions de ces deux AFC sont parfaitement corroborées par les résultats de l'AFC totale de l'ensemble des données minéralogiques des 23 fech-fech.

L'AFC Globale

Elle a porté sur 15 paramètres divisés en 41 variables et 23 individus. Les 7 premiers axes ont fourni 82 % de l'information et les 2 premiers 46 %.

Dans l'interprétation de l'AFC, les échantillons des séries mésozoïques et ceux du Sud-Tunisien sont regroupés sur l'axe I- par une calcite abondante (CSS3, CCA3, CCA2), par la présence d'interstratifiés gonflants et une forte palygorskite (PAL3).

En revanche, sur cet axe smectite (SME1), plagioclase (PL1) et feldspath alcalin (FK1) sont en faibles proportions. Les fech-fech du Grand Erg Occidental, pauvres en kaolinite (KAO1 sur l'axe III+) et quartz (Q1 sur l'axe II+) sont moyennement pourvus en smectite (SME2 sur l'axe II+) et en palygorskite (PAL2 sur l'axe III+). Ils sont riches en illite (ILL2) et renferment du gypse (GY2) sur l'axe II+. Dans l'Atakor, les fech-fech sont discriminés par leurs forts taux de smectite (SME3 sur l'axe I+), de feldspath alcalin (FK3 sur l'axe VI-) et plagioclase (PL2 sur l'axe I+). Mais ils sont pauvres en calcite (CSS1, CCA1) et les dolomite (DOL1), palygorskite (PAL1) et interstratifiés gonflants (IS1) y sont absents d'après l'axe I+.

Ces analyses factorielles montrent qu'il n'y a pas d'unité minéralogique globale au sein des fech-fech ni dans les poudres ni dans les argiles. Leur principal apport est d'indiquer l'existence d'*affinités minéralogiques en fonction d'une distribution régionale*. Les fech-fech du Nord du Sahara, ceux du Hoggar et ceux de l'Air ont des caractéristiques minéralogiques contrastées, pas tant d'ailleurs dans la gamme des minéraux constitutifs que dans leurs proportions respectives à l'intérieur de chaque famille géographique.

Distribution géographique et origine des fech-fech

Essai de régionalisation

D'après les développements précédents, *on regroupe sous le terme de fech-fech des formations superficielles de natures sédimentologiques bien différentes*. Mais les études des populations granulométriques et de la minéralogie laissent entrevoir une répartition régionale des fech-fech au Sahara.

Si on considère la totalité des 44 échantillons analysés, il se dégage *quatre grands types régionaux de fech-fech (Fig. 124)*, distinction géographique qui s'appuie sur la confrontation de 2 séries de données : la composition minéralogique par fraction granulométrique et la combinaison des populations granulométriques au sein de chaque échantillon.

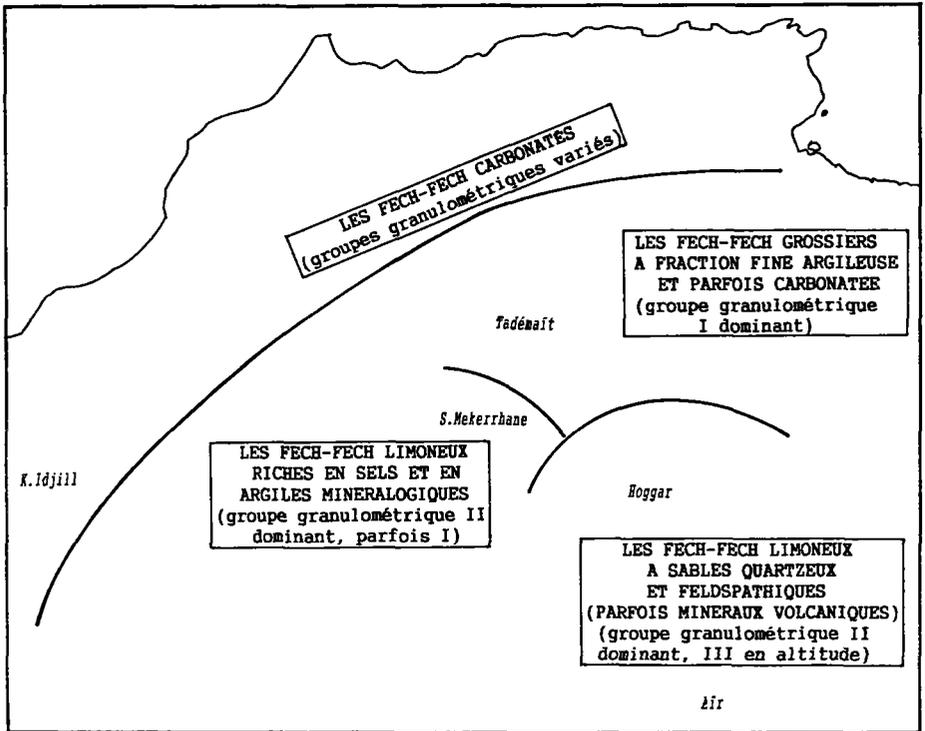


Figure 124. – La régionalisation des fech-fech sahariens.

Les fech-fech carbonatés

4 échantillons (SA22, 10, Idj, ATU06) au Nord d'une diagonale Koudia d'Idjill/Sud-Tunisien englobant le Nord du Grand Erg Occidental, ont de fortes teneurs en calcite dans les fractions $< 50 \mu\text{m}$ et un enrichissement en quartz dans les fractions sableuses, en accord avec l'AFC poudres et l'observation micromorphologique. Le plus original est le fech-fech SA22 du Grand Erg Occidental (Fig. 125), principalement composé de calcite dans toutes les fractions. D'après l'étude des populations granulométriques, il appartient au *groupe I*, avec la particularité d'une granulométrie grossière (population principale à $74 \mu\text{m}$) s'expliquant sans doute par une aggrégation des carbonates jusqu'à la fraction sableuse (pseudo-sables carbonatés). Dans ces 4 échantillons apparaît aussi une population à $5-10 \mu\text{m}$, unique dans ATU06 et dominante à la Koudia d'Idjill. Il faut la relier aux tailles de cristallisation de la micrite et microsparite et, pour IDJ, à l'occurrence de magnétite locale (quartzites de la Koudia). A ces fines s'associe une fraction quartzreuse devenant dominante au-dessus de $50 \mu\text{m}$. A la Koudia d'Idjill, il y a aussi des carbonates surtout biogéniques (foraminifères, ostracodes, charas etc.) dans la fraction sableuse

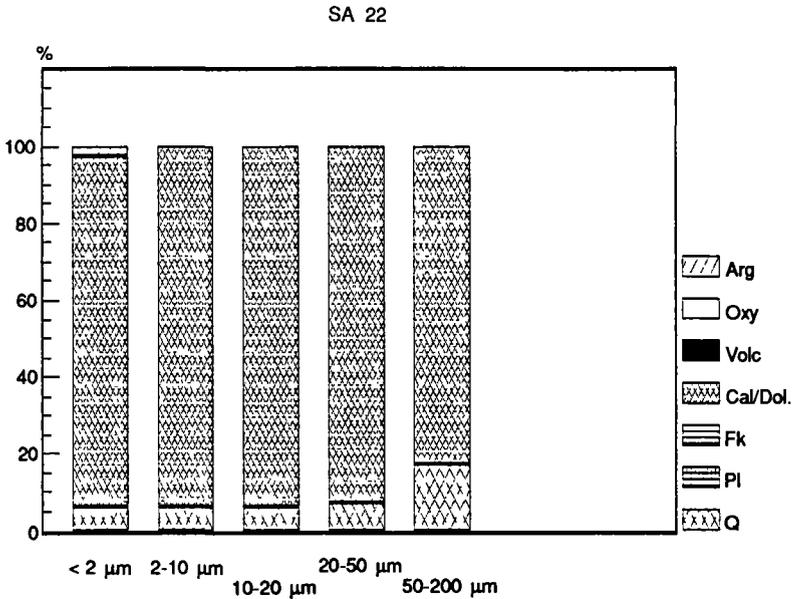


Figure 125. – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech SA 22 (première région septentrionale).

observée au MEB. Dans ATU06 on observe aussi quelques feldspaths et SA10 est entièrement quartzeux dans la fraction > 50 μm.

En définitive, ce type septentrional présente une évolution des carbonates vers les quartz suivant la granulométrie croissante des fractions. Les quartz grossiers s’expliquent par la proximité de massifs dunaires et/ou du substrat quartzitique pour le fech-fech IDJ. Les carbonates fins peuvent aussi être localement issus des calcaires lacustres holocènes (Koudia d’Idjill, Grand Erg Occidental), mais cette provenance n’existe pas aux confins du Grand Erg Oriental pour ATU06. Il faut alors faire appel aux apports de poussières carbonatées aux sources nombreuses au Nord du Sahara.

Les fech-fech grossiers à fraction fine argileuse et parfois carbonatée

Ce type regroupe les 10 échantillons de l’extrême Sud-Est Tunisien, du Tadémaït et du Nord-Hoggar (Fig. 126). Quand on examine la minéralogie suivant la granulométrie croissante des fractions, on observe le passage progressif des argiles minéralogiques (chutant jusqu’à 20-50 μm) aux quartz qui s’imposent ensuite. Les observations au MEB ont déjà montré l’im-

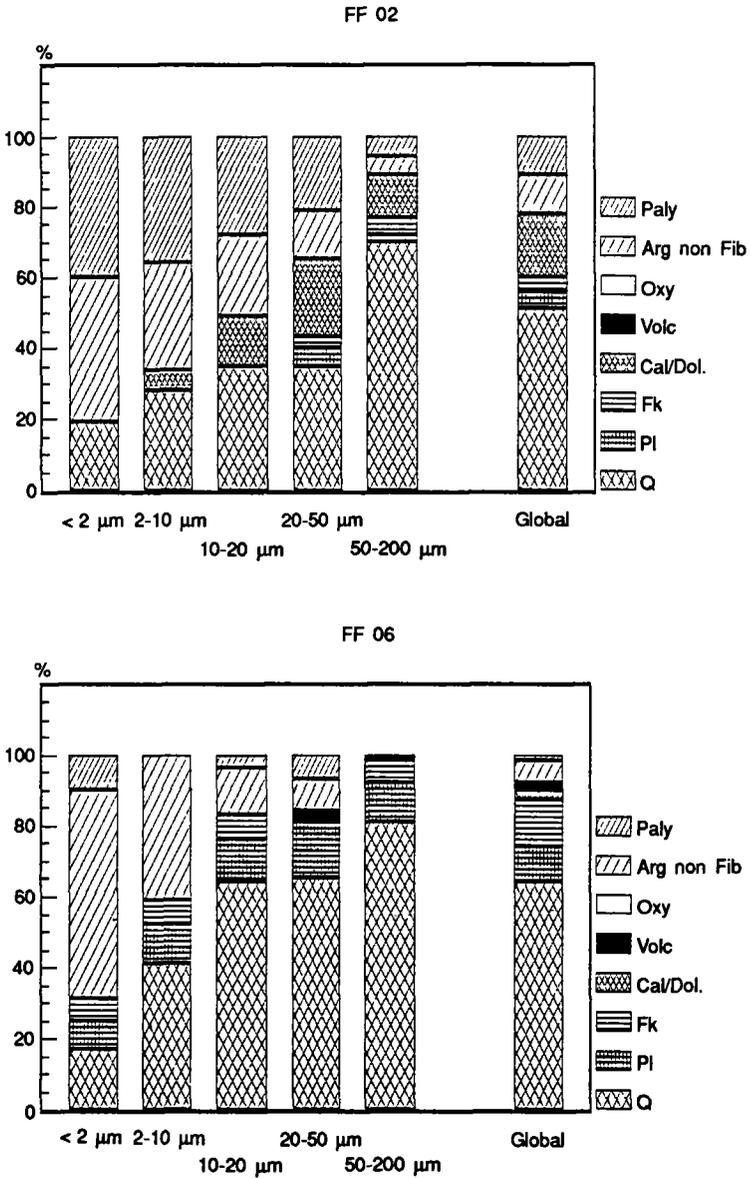


Figure 126. – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech FF 02, Tadémaït et FF 06, nord-Hoggar (deuxième région).

portance des particules argileuses dans les fractions fines mais, dans les fractions supérieures, on note leur fréquente agrégation et l'apparition des quartz. Entre 2-50 μm , il y a tantôt une certaine quantité de calcite (détritique au MEB) dans ATU36 et FF01 à FF05, tantôt des feldspaths associés aux quartz dans les fech-fech du Nord-Hoggar (FF06 à FF09). A 3 exceptions près, ces fech-fech relèvent du *groupe I* des populations granulométriques, avec une population dominante entre 85-92 μm , une population secondaire toujours présente à 10 μm et occasionnellement une autre vers 35-45 μm . En revanche, ATU36, avec une population dominante à 63 μm , appartient au *groupe II*. Cette valeur de 63 μm correspond exactement à la médiane des loess lithifiés de la Sebkhha Areg el Markhezen où le fech-fech a été prélevé ce qui est une bonne indication quant à l'origine de son matériel. Dans FF04 et FF06, la population principale à 5-10 μm ne domine pas radicalement la population secondaire grossière.

Ces fech-fech ont donc une dominante de sables quartzeux issus soit de la proximité des grands ergs, soit de l'affleurement du socle. Les populations secondaires se situent dans les fractions limoneuses où quartz et argiles cohabitent avec des carbonates au Nord ou des feldspaths au Sud.

Les fech-fech limoneux à sables quartzeux et feldspathiques

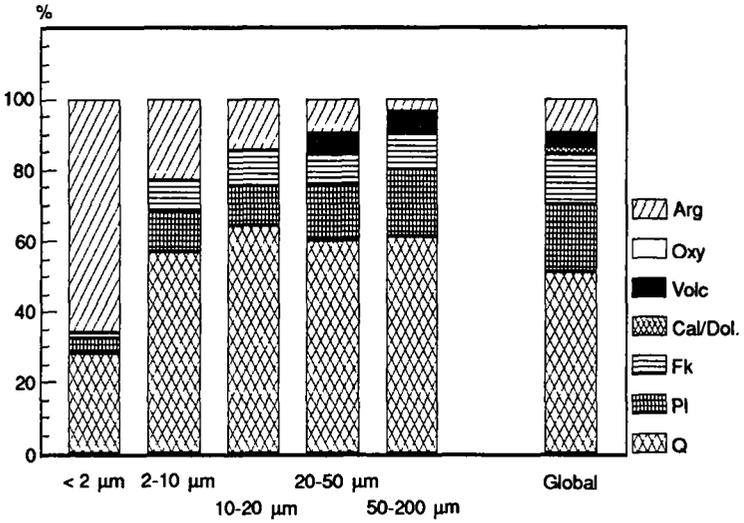
Cette famille comprend les fech-fech de l'Atakor, de l'Aïr et ceux du Nord-Est de la Sebkhha Mekerrhane et de la sebkhha fossile de Bahar et Hammar (Fig. 127). L'évolution fraction par fraction est minéralogiquement très semblable à celle des fech-fech du Nord-Hoggar, mais les feldspaths sont bien représentés dès 2-10 μm et encore très abondants dans la fraction sableuse où ils se mêlent aux minéraux volcaniques. La population granulométrique secondaire (5-10 μm) existe dans tous ces fech-fech. Mais par rapport à la deuxième région, la population principale est affinée, entre 45-65 μm : ces dépôts appartiennent surtout au *groupe II* des populations granulométriques. Quelques échantillons sont même du *groupe III* (FF13 à FF15 et ATK22) avec une population dominante à 5-10 μm et la population secondaire vers 50-70 μm .

Dans l'Aïr et à l'Est de la Mekerrhane, la composition des fech-fech est peu différente d'une altération de socle ce qui suggère une origine locale mais avec une contribution de sables éoliens dans la fraction grossière soulignée par l'étude micromorphologique. En revanche, l'affinement granulométrique semble à nouveau en relation dans les montagnes avec l'altitude, en particulier dans l'Atakor où il y a parfois une inversion dans la distribution des populations au profit des plus fines. Or, ces fech-fech se trouvaient à plus de 1500m d'altitude. Dans l'Atakor, la présence de quartz et feldspaths (souvent potassiques) sur un substrat basaltique est un argument supplémentaire pour l'allochtonie du matériel des fech-fech avec apports de poussières.

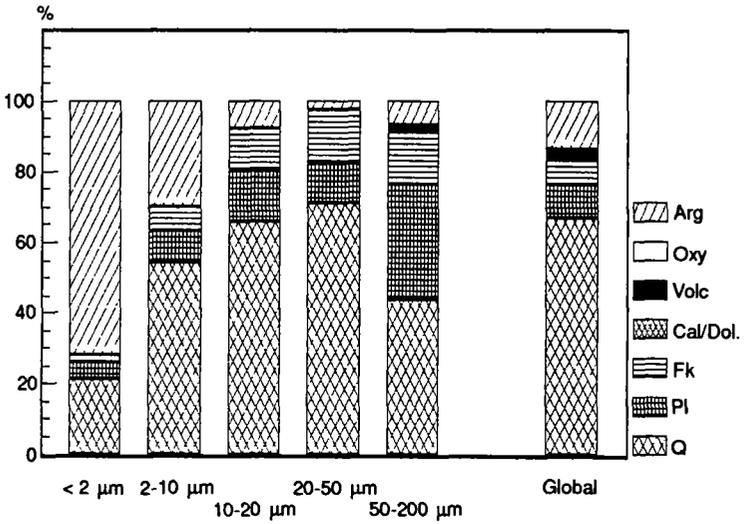
Les fech-fech limoneux riches en sels et en argiles minéralogiques

Un dernier type régional associe les fech-fech du Sud-Ouest de la Sebkhha Mekerrhane. Contrairement à ceux du Nord-Est de la sebkhha (type régional précédent) totalement dépourvus de sels, ces 5 échantillons topographiquement plus élevés sur les affleurements schisteux contiennent des proportions importantes de sels dans leur fraction < 2 μm et notables jusqu'à 20-50 μm (Fig. 128). Dans ces sels, on a distingué aux RX l'halite NaCl, la glaubérite Na₂Ca-

ATK 52



AIR 30



MEK 49

SO₄, l'alunite KAl₃(SO₄)₂(OH)₆, la jarosite KFe₃(SO₄)₂(OH)₆, le gypse CaSO₄.2H₂O, la basanite CaSO₄. 1/2H₂O et l'anhydrite CaSO₄. Ces sels surprennent sur les interfluves schisteux car on est hors de la sebkha *sensu stricto*. Comme on se trouve sous-le-vent, au Sud-Ouest des dépressions salines, ces sels ont dû être transportés par le vent vers les schistes et la haloclastie est à l'origine de l'ameublissement superficiel des schistes et de leur pulvérisation.

2 échantillons (MEK24, 27) du *groupe I* doivent leur population dominante (90 µm) aux apports de la dérive sableuse balayant la région. En revanche, les 3 autres fech-fech relèvent du *groupe II* avec une population dominante vers 45-55 µm à mettre en relation avec le pic des quartz sur les diagrammes minéralogiques. En lames-minces, ces quartz fins remplissent les fissures du matériel du fech-fech, ce qui prouve leur allochtonie à des tailles compatibles avec les apports de poussières. Certes des quartz de mêmes dimensions pourraient provenir des schistes altérés, mais l'observation micromorphologique n'en a pas montré.

Discussion sur la nature des fech-fech

Si l'examen des fech-fech de domaines sahariens variés a montré d'un échantillon à l'autre une dissemblance sédimentologique, la prise en considération de leurs traits granulométriques

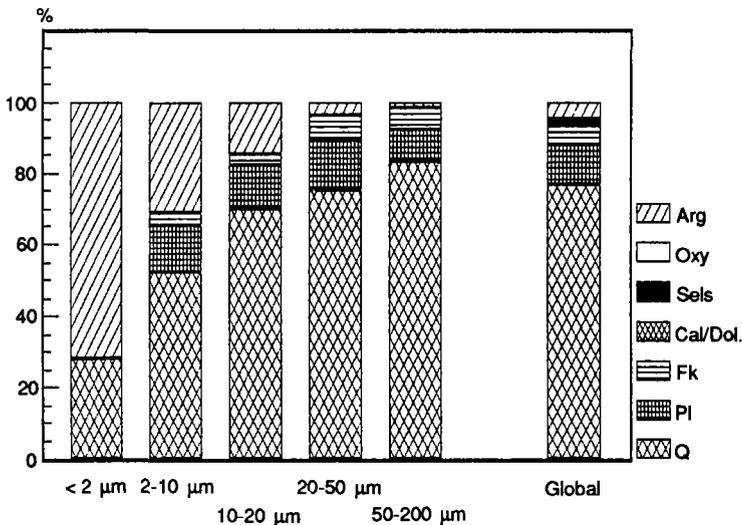


Figure 127. – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech ATK 52, Atakor, AIR 30, Air et MEK 49, Mekerrhane (troisième région).

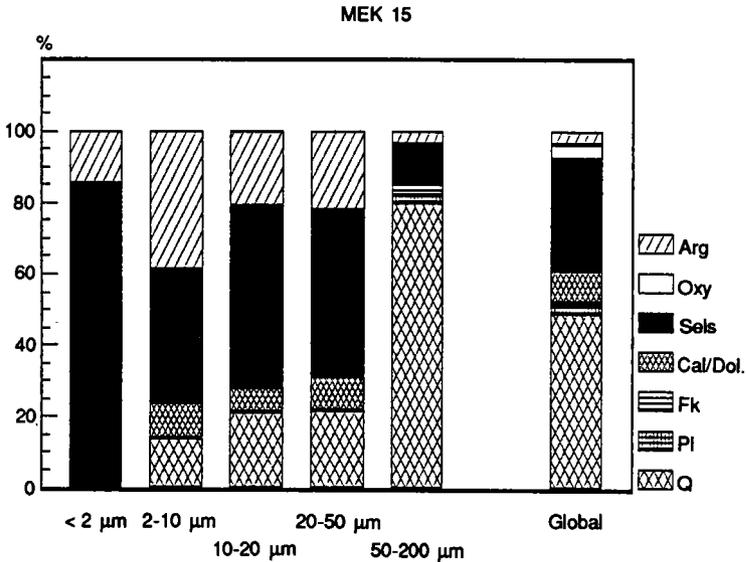


Figure 128. – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech MEK 15, sud-ouest Mekerrhane (quatrième région).

et minéralogiques a conclu à leur indiscutable distribution régionale. Malgré leur diversité, les fech-fech sont immédiatement perçus sur le terrain par ce véritable point commun qu'est la *tendance à l'effritement et à la pulvéulence de leur matériel.*

Les facteurs qui n'expliquent pas les fech-fech

- *Le comportement des fech-fech est indépendant de la position latitudinale et altitudinale.* On les a retrouvés du Nord du Grand Erg Occidental à l'Air et des bas-fonds de sebkhas au sommet de l'Illamane. Cette diversité géographique exclut l'incidence de paramètres climatiques comme le rythme saisonnier des précipitations et températures, ou le rôle éventuel du froid en altitude.

- *Le comportement pulvérulent n'est pas lié à un substrat particulier.* Les fech-fech reposent indifféremment sur des dépôts de paléolacs ou de sebkhas, sur des sédiments mésozoïques, sur des terrains cristallins ou cristallophylliens, sur des roches volcaniques. Des parentés minéralogiques existent évidemment avec les substrats mais sans expliquer la friabilité des fech-fech.

- *Le comportement pulvérulent ne s'explique pas plus par leur composition minéralogique.* Les cortèges argileux sont variés, marqués par la palygorskite au Nord, la smectite dans le

massif de l'Atakor, la kaolinite au Sud dans l'Air. Les associations minérales majeures sont diverses. Les argiles minéralogiques et la calcite occupent les fractions fines et les quartz dominant dans les fractions grossières. Mais le gypse et les sels, auxquels des hypothèses antérieures attribuaient la pulvéulence des fech-fech, sont loin d'y être toujours présents...

Vers une hypothèse «physique» de la friabilité

Les fech-fech ont en commun un certain nombre de caractères pouvant expliquer leur friabilité circonstancielle. D'après l'observation en lame-mince, ils possèdent une porosité ouverte de fentes, fissures et poches. D'autre part, d'après l'étude des populations granulométriques, des grains détritiques grossiers et moyens coexistent avec des particules fines très variées. De nature micritique, argileuse ou quartzreuse, ces dernières sont soit issues du substrat sous-jacent, soit de provenance proche, soit d'apports éoliens plus lointains.

Les fech-fech présentent, dans des conditions données d'équilibre mécanique, une *cohérence certaine* interdisant la mobilisation ou remobilisation de leur matériel par le vent, ce qui aurait sinon amené leur disparition. Il faut donc comprendre comment, par une évolution irréversible et quasi instantanée, le fech-fech passe de cette cohérence relative à un état pulvérulent. D'après le MEB, les particules fines sont fréquemment agglomérées en agrégats assez fragiles pour que le traitement granulométrique les ait dissociés. Ils subsistent partiellement dans une population secondaire à 40-50 µm souvent mise en évidence. A cette agrégation des particules fines correspond, dans un équilibre fragile, la relative cohérence des fech-fech, du moins tant qu'ils ne sont pas perturbés. Selon toute vraisemblance, c'est la fragmentation mécanique soudaine de ces agrégats et l'individualisation concomitante des particules fines qui correspondent au passage vers la pulvéulence. Le rôle des grains détritiques de la fraction grossière est alors essentiel car ils contribuent par leur taille et leur résistance à l'écrasement et à la dissociation des agrégats. De plus, l'effondrement d'ensemble de la microstructure est amplifié par les vides de la porosité et l'absence de ciment et pont argileux interstitiels.

Un tel comportement mécanique des fech-fech ne se comprend que du fait de leur appartenance au milieu désertique. La plupart des fech-fech résultent de conditions où se sont succédés un minimum d'humidité puis une forte aridité. Ces fech-fech sont en général sur des zones planes ou légèrement déprimées où un ruissellement élémentaire a concentré leur matériel comme l'indiquent les actions hydriques souvent notées au MEB sur les grains détritiques. De même, un rôle conjoint du vent et de l'eau peut aussi expliquer l'association des particules fines en agrégats. Postérieurement, la dessiccation et l'ultra-dessiccation ont créé une porosité de fentes au sein du matériel et exprimé la microporosité potentielle qui préexistait au sein des agrégats. Ainsi, les conditions d'aridité désertique ont suscité la décohésion du matériel dont découlent sa friabilité et son comportement pulvérulent au moindre tassement.

En définitive, quelle est la contribution des poussières aux fech-fech ? L'allochtonie de la partie grossière du matériel des fech-fech est manifeste vu la présence de quartz, de grains de calcite ou d'argiles détritiques dont les formes ou les microfaçonnements attestent d'une histoire pré-dépositionnelle. Toutefois la mise en place de ces grains, même si elle a été éolienne, n'implique nullement un apport sous forme de poussières. Le plus souvent, ce transport s'est fait par roulement/saltation dans les voiles sableux comme l'attestent certaines similitudes

granulométriques du matériel des fech-fech avec la pellicule rousse. De plus, on a souvent évoqué la proximité de sources dunaires ou de roches favorables à la libération de quartz grossiers. En revanche, une provenance sous forme de poussières a pu concerner tout ou partie des fractions fines (limons fins et moyens).

Toutefois, la fraction fine peut être autochtone ou sub-autochtone comme l'indiquent bien les exemples de fech-fech sur schistes à la Sebkhha Mekerrhane ou ceux sur substrats anciens de l'Aïr. Pour être assuré de l'allochtonie d'une fraction fine transportée par le vent, il faut les arguments classiques et indiscutables de la position topographique élevée et de la discordance minéralogique par rapport au substrat. Tel est le cas pour les «hauts» fech-fech de l'Atakor dont beaucoup de caractères s'apparentent d'ailleurs à ceux des poussières déposées de la région.

Parmi les arguments les plus convaincants de la participation des poussières aux fech-fech, on doit retenir celui de l'identité minéralogique de leurs cortèges d'argiles et de poudres avec ceux des poussières actuelles. De plus, on voit qu'à l'échelle macrorégionale, les variations minéralogiques des uns coïncident bien avec celles des autres ce qui renforce l'argument.

Bibliographie

- [1] Muller-Feuga R. (1954). Contribution à l'étude de la Géologie, de la Pétrographie et des ressources hydrauliques et minérales du Fezzan. Annales des Mines et de la Géologie, Tunis, 12; 354 pp.
- [2] Meckelein W. (1959). Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klima-geomorphologie. Brunswick.
- [3] Conrad G. (1969). L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. CNRS, CRZA, 10; 527 p.
- [4] Coque R. (1962). La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. A. Colin, Paris, 488 p.
- [5] Nahon D. (1976). Cuirasses ferrugineuses et encroûtements calcaires au Sénégal occidental et en Mauritanie. Systèmes évolutifs, géochimie, structures, relais et coexistence. Thèse Sci., Univ. Aix-Marseille, 232 p.
- [6] Rognon P. (1967). Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. CRZA-CNRS, série Géologie, 9; 559 p.