



U R E F

UNIVERSITÉS  
FRANCOPHONES

SCIENTIFICES ET MARCHÉ

# LES POUSSIÈRES SAHARIENNES

CYCLE SÉDIMENTAIRE  
ET PLACE DANS LES ENVIRONNEMENTS  
ET PALÉOENVIRONNEMENTS DÉSERTIQUES

Geneviève Coudé-Gaussen

Préface de Pierre Rognon



AUPELF



# **LES POUSSIÈRES SAHARIENNES**

**British Library Cataloguing in Publication Data**

Coudé-Gaussen, Geneviève

Les poussières sahariennes

1. Effects of dusts on soils.

I. Tittle

551.5113

ISBN 0-86196-304-0

**Editions John Libbey Eurotext**

6, rue Blanche, 92120 Montrouge, France

Tél. : (1) 47 35 85 52

**John Libbey and Company Ltd**

13 Smiths Yard, Summerley Street, London SW18 4HR, England

Tél. : (1) 947 27 77

**John Libbey CIC**

Via L. Spallanzani, 11

00161 Rome, Italy

Tél. : (06) 862.289

© 1991, Paris

Il est interdit de reproduire intégralement ou partiellement le présent ouvrage – loi du 11 mars 1957 – sans autorisation de l'éditeur ou du Centre Français du Copyright, 6 bis, rue Gabriel-Laumain, 75010 Paris, France.

# **LES POUSSIÈRES SAHARIENNES**

**Geneviève Coudé-Gausson**

Docteur ès Sciences



**Les collections « *Universités francophones* » de l'UREF :**

**un instrument nouveau pour consolider l'espace scientifique francophone**

L'Université des Réseaux d'Expression Française (l'UREF), qui est appelée à devenir l'Université de la francophonie, a créé un ensemble de collections « Universités francophones » qui sont les instruments nécessaires d'une vie scientifique de qualité dans l'espace scientifique francophone.

La collection dans laquelle s'inscrit le présent ouvrage est constituée de monographies qui contribuent à établir régulièrement, en français, un bilan des travaux de recherche, notamment dans les domaines d'activité scientifique des réseaux de recherche de l'UREF.

Nous espérons répondre ainsi à une demande souvent exprimée et servir les intérêts des chercheurs et de tous ceux qui attendent une relance de la production d'ouvrages scientifiques de langue française.

Cette nouvelle collection est complétée par une collection de manuels universitaires et par une collection (« Actualité scientifique ») d'actes de journées scientifiques et de colloques.

**Professeur Michel Guillou**  
Directeur Général de l'AUPELF  
Recteur de l'UREF

# Sommaire

Préface, <i>Pierre Rognon</i> .....	VII
Introduction générale .....	XI
<b>PARTIE I. Le cycle des poussières sahariennes</b>	
Introduction.....	3
<b>A – La notion de zone-source</b> .....	5
1 – Les substrats des zones-sources : l'exemple du Grand Erg Occidental .....	7
2 – Le rôle des sables désertiques dans la production de particules fines .....	21
3 – Recherches expérimentales sur la fourniture de poussières quartzieuses.....	45
4 – Les substrats-sources : essai de généralisation à l'échelle du Sahara septentrional et central .....	67
<b>B – Les poussières en suspension</b> .....	83
5 – La particule de poussière .....	85
6 – Les poussières locales.....	113
7 – Les poussières proximales et distales.....	135
8 – Les conditions météorologiques du transport des poussières.....	167
<b>PARTIE II. Le rôle des poussières sahariennes dans les sédimentations désertiques et péri-désertiques</b>	
Introduction.....	209
<b>A – Les poussières déposées et le rôle des poussières carbonatées dans la sédimentation</b> .....	211
9 – Du transport à la sédimentation : les poussières déposées.....	213
10 – La question des calcitisations .....	247
11 – Le problème des encroûtements calcaires.....	267
12 – La contribution des poussières aux limons sables et paléosols de Fuerteventura (Iles Canaries).....	291

<b><i>B – La contribution partielle des poussières aux autres sols et sédiments désertiques et péri-désertiques</i></b> .....	331
13 – Les sols et sédiments hydro-éoliens .....	333
14 – La question des fech-fech.....	359
<b><i>C – La contribution totale des poussières à une sédimentation : les loess péri-désertiques</i></b> .....	389
15 – Les caractères sédimentologiques des loess des Matmata.....	391
16 – La signification paléoclimatique des loess des Matmata.....	439
<b>Conclusion générale</b> .....	457
<b>Annexe méthodologique</b> .....	465

## Préface

Les cheminements de la démarche scientifique sont souvent très mystérieux. Ainsi, il y a une quinzaine d'années, on ne connaissait pratiquement rien sur les poussières sahariennes et sur leurs apports éventuels aux sols de l'Afrique du Nord ou du Sahel. En revanche, grâce aux moyens considérables mis à la disposition des programmes océaniques (en particulier en 1974, dans le cadre du Global Atmospheric Research Programm) on pouvait déjà se faire une idée assez précise du tonnage de poussières transportées depuis le désert vers l'océan. De la même manière, les géologues travaillaient depuis très longtemps déjà sur les loess, sédiments formés par le dépôt de poussières quaternaires, autour des déserts froids parce que ces loess étaient situés dans les pays tempérés d'Europe ou d'Amérique où ils ont une grande importance pour l'agronomie. En revanche, l'idée de loess autour des déserts chauds était rejetée par la communauté scientifique (excepté quelques chercheurs israéliens) alors que les tempêtes de poussière les plus spectaculaires s'observent au Sahara.

Ce double constat est à l'origine des recherches de Geneviève Coudé-Gaussen, qui a décidé en 1978 de réagir contre cet étrange manque de curiosité, associant progressivement les recherches sur les loess péri-désertiques et sur les poussières actuelles au Sahara. Ce livre est le résultat des missions de terrain et des travaux de laboratoire qu'elle a menés, seule ou en équipe, avec un enthousiasme qui ne s'est jamais atténué. Pourtant, les raisons de découragement ne lui ont pas été épargnées au cours de ses douze années de recherches !

Formée aux techniques sédimentologiques par sa double culture en géographie physique et en géologie, G. Coudé-Gaussen a d'abord mené une rude bataille pour faire admettre que les sédiments limoneux du plateau des Matmata dans le Sud-tunisien soient reconnus comme de vrais loess. Puis, après un pèlerinage aux sources sur les loess péri-désertiques d'Israël, elle a recherché systématiquement, dans le sud du Maroc, puis aux Canaries, les preuves de l'origine éolienne, au moins partielle, d'un grand nombre de dépôts limoneux où les poussières originales avaient été ensuite plus ou moins remaniées par le ruissellement, les transports fluviaux ou la pédogenèse. La démonstration la plus claire de l'importance des apports de minéraux et de grains de poussière, venus du Sahara par voie aérienne, a été réalisée dans l'île de Fuerteventura. Cette île, la plus orientale des Canaries, distante d'une centaine de kilomètres du Sahara, était particulièrement favorable puisqu'on pouvait facilement y détecter tout apport allochtone sur un substrat homogène de roches volcaniques.

Mais, une fois établie la participation effective des poussières sahariennes aux sols et aux dépôts de la bordure septentrionale du désert, il a fallu expliquer les variations régionales ou les modifications dans le temps révélées par l'étude de ces «archives» du passé. Pour cela, il était nécessaire de recourir au «modèle» actuel afin de comprendre les mécanismes de la chute des poussières. Ici encore, l'île de Fuerteventura offrait un terrain particulièrement propice : il a fallu pomper de l'air, au cours de deux campagnes de prélèvement, en recueillir toutes les 12 heures, le contenu en particules minérales et analyser les poussières ainsi piégées sur les filtres. Grâce aux techniques météorologiques et satellitaires, G. Coudé-Gaussen a alors mis en relation les caractéristiques des poussières recueillies avec les régions sahariennes où s'étaient produites les tempêtes de sables et qui avaient engendrées ces poussières. C'est depuis cette époque que G. Coudé-Gaussen a commencé à recevoir, pour analyse, de petits paquets de poudre rougeâtre recueillis par des collègues ou des amateurs après divers épisodes de «pluie rouge» observés en France, en Espagne ou au Portugal...

A ce stade de l'enquête, il a donc fallu se déplacer vers le Sahara lui-même pour comprendre comment le vent sélectionne tel ou tel type de particules au moment des épisodes de soulèvement des poussières. De nouvelles missions, dans des conditions plus difficiles, ont alors été organisées pour recueillir des poussières (toujours par pompage) au sommet d'un mât de 6 à 8 mètres de haut et les comparer avec les caractéristiques des sols désertiques environnants. Mais il a été nécessaire aussi de chercher à comprendre comment ces aérosols, une fois arrachés aux «régions-sources», étaient regroupés, mélangés et transportés en nuages de poussière plus vastes parfois que la superficie de la France... Ce fut l'occasion d'un certain nombre de visites au Centre de Météorologie Spatiale de Lannion où il est possible de repérer ces nuages sur les images du satellite Météosat. Expérience inoubliable de pouvoir parfois suivre, assis derrière une console, la progression, en temps réel, d'un lithométéore en pensant aux désagréments pénibles qu'enduraient au même moment, ceux qui subissaient ces tempêtes de sable au Sahara...

A côté de ces joies intenses de la découverte sur le terrain ou à Lannion, G. Coudé-Gaussen a passé l'essentiel de son temps à analyser des centaines d'échantillons, passés au test de toutes les méthodes sédimentologiques dont le détail est exposé dans «l'annexe méthodologique». En effet, spécialiste de l'étude au microscope électronique, G. Coudé-Gaussen a cependant tenu à s'initier au maximum de techniques nécessaires à la réalisation de son ambitieux projet. Au sein de nombreuses équipes, elle s'est ainsi familiarisée aussi bien avec les techniques météorologiques ou satellitaires qu'avec l'expérimentation en soufflerie, l'analyse d'images ou le traitement informatique des données. Elle a ainsi pu observer les poussières depuis la taille de grains submicroniques jusqu'à celle des lithométéores étalés sur des centaines de milliers de km<sup>2</sup> et retracer leur histoire depuis l'actuel.

Pour aboutir à ces résultats, G. Coudé-Gaussen n'a pourtant ni parcouru les huit millions de km<sup>2</sup> du Sahara, ni étudié toutes les archives des poussières du passé. Je crois en effet, que son plus grand mérite a été d'avoir su discerner, pour chaque problème, où était le site ou le mécanisme qui permettait, à partir de recherches limitées, d'accéder à la compréhension de l'ensemble du phénomène.

Pour écrire ce livre, G. Coudé-Gaussen a suivi la démarche inverse de celle de la découverte car il est plus logique de remonter de l'actuel vers le passé ou bien des régions productrices de poussière vers les sites de sédimentation. Mais, si elle avait suivi cette procédure au cours

de ses recherches, je ne suis pas sûr que G. Coudé-Gaussen aurait eu la patience de reconstituer toute cette longue histoire. Elle a certainement été, en permanence, aiguillonnée par les questions nouvelles qui découlaient de cette lente remontée des effets vers les causes et son travail s'est naturellement achevé lorsqu'elle a enfin accédé aux sources...

Ainsi a pris fin un projet un peu fou auquel personne ne croyait il y a une douzaine d'années, en dehors d'elle et de son directeur de thèse... Aujourd'hui l'étude des poussières est devenue ce que l'on appelle un «thème porteur» et de grands projets se forment aussi bien pour étudier leurs effets sur le climat ou les sols actuels que pour préciser la signification paléoclimatique des loess péri-désertiques. C'est probablement la plus belle récompense dont puisse rêver un chercheur que d'avoir su, ainsi, contribuer à remplir une case vide dans le vaste champ de la recherche scientifique.

Pierre Rognon



## Introduction générale

Depuis qu'il est «désert», le Sahara est le plus grand producteur de poussières minérales du globe. Chaque année, il fournit plus du quart de la production mondiale, soit 60 à 250 millions de tonnes de poussières minérales, chiffres dont la fourchette doit d'ailleurs beaucoup plus à l'imprécision des estimations et modèles qu'à la variabilité annuelle des processus désertiques de production et de mobilisation de très fines particules...

Quand on connaît le rôle joué par cet immense désert zonal, le plus grand de tous les déserts, sur le climat actuel de notre planète et sur les variations passées de ce climat [1], on perçoit tout l'intérêt d'une étude des poussières éoliennes, non seulement comme critère de compréhension de l'environnement actuel et passé du Sahara et de ses marges, mais aussi comme témoin du changement des milieux à l'échelle globale.

Abordé également par les météorologues et autres spécialistes de l'atmosphère, le problème des poussières éoliennes s'avère particulièrement important pour les sciences de la terre. Il faut, en effet, comprendre et apprécier la participation des poussières à la sédimentation dans le désert, sur ses marges, dans les mers et au-delà. Ce phénomène est toutefois le plus aisé à cerner dans les domaines désertiques et péri-désertiques où la contribution sédimentaire des poussières éoliennes, parfois massive, a évidemment été moins diluée dans le cortège général des autres sédimentations. De plus les sols et sédiments y recèlent, grâce aux apports de poussières, d'utiles arguments pour les reconstitutions paléoclimatiques et paléo-environnementales du Quaternaire et de l'Holocène.

Pour caractériser et évaluer dans les dépôts et sédiments la contribution des poussières par le passé, il faut nécessairement connaître les poussières sahariennes actuelles et appréhender les critères permettant de les identifier. Ainsi, le cycle sédimentaire des poussières sahariennes actuelles apparaît comme un modèle en grande partie applicable à la compréhension des traits sédimentologiques des dépôts désertiques et péri-désertiques dérivés totalement ou partiellement d'anciens apports éoliens fins.

Cette double préoccupation «poussières actuelles, poussières passées» guide donc fondamentalement ce propos. A côté de considérations d'ordre sédimentologique tendant à caractériser les poussières et sédiments, elle implique qu'une attention particulière soit portée aux processus de fourniture, aux dynamiques de mobilisation et de transport, et aux modalités de la sédimentation au Sahara et sur ses confins. Il convient de préciser les zones-sources désertiques favorables à la fourniture des poussières. Il faut identifier les dépôts et sédiments ayant enregistré leur contribution. On doit reconstituer les conditions paléo-environnementales ayant présidé à la mise en place de dépôts qu'il faut replacer dans la chronostratigraphie du Quaternaire saharien et nord-africain.

De nombreux travaux généraux ont déjà concerné la mobilisation, le transport ou la sédimentation des poussières désertiques et tout particulièrement des poussières sahariennes (mises au point in Morales [2], Coudé-Gaussen [3, 4], Coudé-Gaussen et Rognon [5], Pye [6]). Tou-

tefois, embrassant rarement la totalité du cycle, ils se sont peu consacrés à la *perspective d'approche sédimentologique* développée ici.

La principale difficulté d'une telle approche, conforme dans ses principes à la méthode naturaliste, réside dans l'énorme *variété des dimensions, durées et échelles* qu'il faut maîtriser. D'ordre spatial tout d'abord, car le travail de terrain s'exerce sur un territoire désertique et péri-désertique considérable allant du Sud du Hoggar aux littoraux de la Méditerranée et du Moyen Orient aux rives de l'Atlantique (*Fig. 1*). D'ordre scalaire aussi, car il faut appréhender les objets et phénomènes depuis la taille submicronique, celle de l'aérosol, à l'échelle macro-régionale voire continentale, celle par exemple du lithométéore (*Pl. 1*). D'ordre temporel enfin, car la durée du phénomène étudié peut être instantanée, telle la mise en suspension du grain de poussière, ou de temps géologique, telle la constitution d'un sédiment.

Une telle recherche thématique implique un *large éventail de méthodes et techniques* permettant de saisir globalement le phénomène des poussières sahariennes et d'en comprendre les implications (*cf. Annexe*). A côté des techniques sédimentologiques classiques, une attention particulière se concentre sur la perception visuelle des objets et sur les méthodes permettant d'en maîtriser qualitativement et quantitativement l'image. Ainsi, l'observation micromorphologique des particules et celle de la microstructure des sédiments sont significatives de l'histoire pré- et post-dépositionnelle du matériel. A une toute autre échelle, l'observation de l'imagerie satellitaire en diachronie permet de percevoir l'extension et l'évolution du lithométéore. Par ailleurs, un traitement informatique s'impose pour contrôler, exploiter et corréler la multitude des données analytiques et mesures morphométriques, comme pour dresser cartes et croquis assistés par ordinateur.

Dans cette optique principalement sédimentologique, notre objet est donc d'*améliorer la connaissance des sédiments d'origine éolienne* au sens large. En effet, si de nombreux travaux se sont déjà consacrés à l'étude des sables éoliens désertiques, il est tout aussi important d'apprécier, à travers le modèle saharien actuel, la contribution des poussières éoliennes aux diverses sédimentations désertiques et péri-désertiques [7].

## Bibliographie

- [1] Rognon P. (1989). Biographie d'un désert. Plon, Paris, 347 p.
- [2] Morales C., Ed., (1979). Saharan dust : Mobilization, Transport, Deposition. Scope Report 14, Wiley, Chichester, 297 p.
- [3] Coudé-Gaussen G. (1982). Les poussières éoliennes sahariennes : mise au point. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 31, 2 : 49-70.
- [4] Coudé-Gaussen G. (1984). Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1 : 167-182.
- [5] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1983). Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147 : 1050-1061.
- [6] Pye K. (1987). Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 352 p.
- [7] Coudé-Gaussen G. (1989). Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péri-désertiques. Th. Sciences, Univ. P. et M. Curie, 721 p.

# **PARTIE I**

## **LE CYCLE ACTUEL DES POUSSIÈRES SAHARIENNES**



## Introduction

Comme dans la plupart des déserts, il y a au Sahara deux manifestations importantes de la dynamique éolienne : les sables désertiques et les poussières. Mais, par opposition aux sables désertiques qui constituent des étendues dunaires considérables, géographiquement bien circonscrites, pérennes à l'échelle historique et que l'homme a appris à éviter ou à traverser, le phénomène des poussières éoliennes a un caractère moins bien défini dans l'espace, plus imprévisible dans le temps, moins bien compris et anciennement redouté. Au Sahara, les poussières ont longtemps inquiété les nomades qui voyaient dans leurs tourbillons la manifestation de génies maléfiques. De même, au-delà des mers, en Europe ou au Moyen-Orient, les pluies de sang ont eu depuis toujours la signification de très mauvais présages... Cette inquiétude a été l'expression populaire d'une longue méconnaissance du phénomène. Pendant longtemps, on n'a pas compris la nature des poussières, on ignorait leur provenance, leur mode de déplacement et les raisons de leur chute.

Fondamentalement, le «phénomène poussières» n'existe que par la convergence de deux facteurs : la présence d'un stock de particules très fines potentiellement mobilisables et celle d'un vent suffisamment fort pour les mobiliser. L'environnement désertique est particulièrement propice à cette convergence mais, d'une part, tous les substrats ne sont pas également aptes à libérer ces particules fines et, d'autre part, le vent n'y montre pas partout la même compétence. Le premier problème concernant les poussières sahariennes est donc de localiser leurs zones-sources, d'en apprécier la productivité et de s'interroger sur les processus de libération des particules. Une fois mobilisées, les poussières se déplacent en suspension plus ou moins loin vers les marges du Sahara et au-delà. Les trajectoires des lithométéores sont diverses mais s'inscrivent néanmoins dans la logique de situations météorologiques-types. Les caractères sédimentologiques du matériel varient ou non pendant ce transport, jusqu'à la chute des poussières.

Il existe donc un cycle actuel des poussières sahariennes dont l'étude s'avère indispensable à la compréhension du rôle que les poussières ont joué, par le passé, dans les sédimentations désertiques et péri-désertiques.



**A**

**La notion de zone-source**



# 1

## Les substrats des zones-sources : l'exemple du Grand Erg Occidental

Au Sahara, la mobilisation des poussières dépend des fréquence, vitesse et turbulence du vent. Cependant, son efficacité est également fonction de l'aptitude des substrats à y fournir des particules fines. Jusqu'à présent, les travaux sur les zones-sources ont été très rares au Sahara. Quelques recherches s'appuyant sur un échantillonnage réduit et géographiquement dispersé ont abordé la comparaison des substrats et des aérosols mais en se limitant à l'étude de la fraction très fine et sans distinguer la variété des substrats [1, 2]. Toutefois, Schütz et Jaenicke [3] ont souligné la faible production de poussières des massifs dunaires en Libye et, d'une manière générale, Yaalon et Ganor [4] ont considéré les piémonts alluviaux comme une source majeure de poussière.

L'étude approfondie des substrats désertiques était donc nécessaire pour y préciser les caractères favorables à la libération des poussières. Comme une étude de terrain ne pouvait porter sur tout le Sahara, il a fallu la restreindre à un secteur accessible, d'étendue raisonnable, mais offrant des sols et substrats représentatifs du domaine désertique, dans le Nord du Grand Erg Occidental [5].

### Les substrats du Grand Erg Occidental

#### Le cadre géographique

Cette zone-test, géomorphologiquement étudiée par Callot [6], couvre environ 50000 km<sup>2</sup> entre le piémont de l'Atlas saharien et la marge nord du Grand Erg Occidental (*Fig. 2*). Les substrats y sont propices à une intense déflation éolienne qui s'est exercée depuis l'Holocène récent. La végétation disparaît pratiquement vers le Sud où de petites dunes et nebkas au sable fin reposent souvent sur des dunes anciennes au matériel plus grossier. De plus, un voile

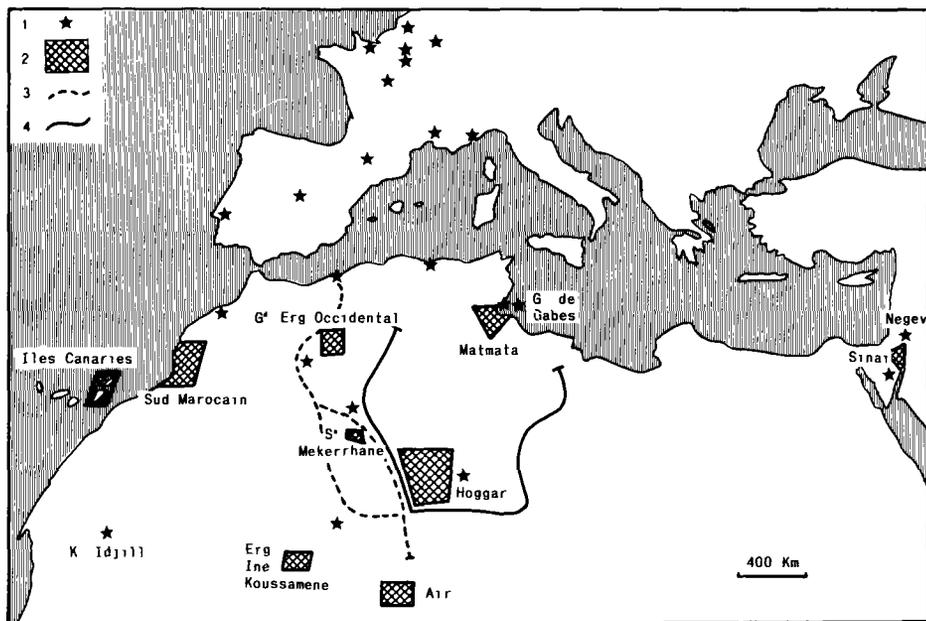


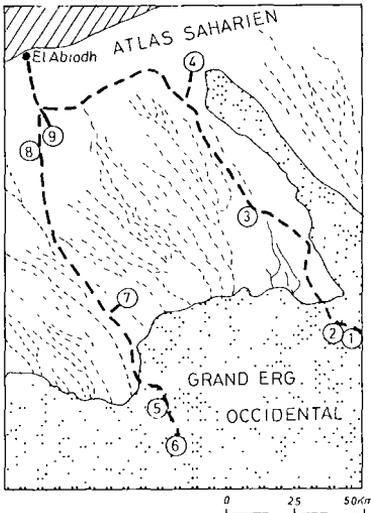
Figure 1. – Les régions étudiées et la localisation de l'échantillonnage. 1) Prélèvement sur site isolé; 2) région étudiée; 3) transect occidental; 4) transect oriental.

d'épaisseur centimétrique de sables roux s'étale à peu près partout sur les affleurements rocheux : cette «pellicule rousse» est le résidu déposé lors des tempêtes de sable et le premier matériel remobilisé lors des tempêtes suivantes. Des dépressions ou *dayet* sont creusées dans les grès, calcaires et argiles tertiaires (Continental terminal). Il s'agit soit de dolines sur les hamadas, soit de dépressions hydro-éoliennes d'âge quaternaire où des dépôts palustres et lacustres (argileux, carbonatés, gypseux et salés) se sont accumulés pendant la première moitié de l'Holocène.

Sur le terrain, le vent est apparu comme un agent d'érosion très sélectif érodant préférentiellement certaines roches ou formations superficielles ayant subi une préparation *in situ* préalable (météorisation, décohésion, pulvérisation ou agrégation etc.). L'examen des *états de surface des sols* a montré deux principaux types de mobilisation des particules fines par le vent :

— la *déflation directe* par abrasion du substrat cohérent (sols, roches du tertiaire, dépôts lacustres d'âge holocène, évaporites etc.).

— le *vannage* de la fraction fine des sables mobiles (petites dunes en migration du Nord vers le Grand Erg, formées de sables encore assez peu triés; et surtout fraction limono-argileuse de la «pellicule rousse»).



**Figure 2.** – Piémont atlasique et Grand Erg Occidental : localisation et échantillonnage. 1 et 2) Hassi Mejna; 3) Bour ech Chaamba; 4) Dayet el Anz; 5) Hassi Cheikh; 6) Dayet el Mellah; 7) M'Tilfa; 8) Khrabeg el Djemel; 9) Dayet oum Deb Deb.

### Les types de substrats mobilisables

Les formations susceptibles d'être érodées par le vent ont été classées en trois groupes selon leur comportement face à la déflation.

#### *Les «sols pulvérulents»*

Ces formations superficielles d'origine variée ont une structure sans cohésion, en agrégats de quelques microns à plus de 100  $\mu\text{m}$  de diamètre, indépendante de la taille des particules et résultant de la préparation du matériel par des actions physiques (ultra-déssiccation à des pF de l'ordre de 6) ou chimiques (rôle des sels, du gypse etc.) encore peu étudiées. Ces matériels se comportent comme de la poudre. Non protégés par une pellicule de sable ou de graviers, ils sont aisément pris en charge par le vent et peuvent être mobilisés, même par temps calme, dans les *djnouns*, petits tourbillons d'origine thermique. Ils alimentent alors le fond d'aérosols atmosphériques.

#### *Les sables mobiles*

Ce sont parfois les sables superficiels des dunes fonctionnelles ou fixées, mais surtout ceux de la «pellicule rousse». Mobilisés par des vents assez forts, ces sables se déplacent par roulement, par saltation, voire par suspension courte dans les chasse-sables et tempêtes de sable. Parfois assez grossiers, ils protègent alors les substrats meubles de la déflation par temps calme. Le vannage de la fraction fine accompagnant la mobilisation des sables mobiles exige donc une dynamique éolienne plus efficace que celle soulevant les particules des sols pulvérulents.

### *Les sédiments cohérents*

Quand ils n'ont pas subi de modification aboutissant à leur *pulvérisation*, les sédiments sont plus lentement érodés par le vent (corrasion lors des tempêtes par les sables en mouvement). Participant donc moins continûment et en moindre proportion à la fourniture immédiate d'aérosols, ils constituent un stock potentiel important de matériel fin. Il s'agit des roches plus ou moins friables du soubassement tertiaire, des limons et argiles de décantation des grands oueds venant de l'Atlas et des dépôts lacustres ou palustres des fonds de dayet.

## **Les caractéristiques granulométriques des substrats**

Parmi les particules utilisables par le vent dans les substrats du Grand Erg Occidental, les unes sont *immédiatement mobilisables* et livrées à la déflation au premier coup de vent; les autres, intégrées aux terrains cohérents ou non agrégées en particules disponibles, forment un *stock potentiel* dont la contribution aux poussières est lente et discontinue. L'étude en laboratoire des *particules immédiatement disponibles* s'est faite sur échantillon brut tamisé à sec. En revanche, celle des *particules potentielles* a nécessité leur libération par lavage sous l'eau pour détruire les agents d'agrégation.

D'après les expériences de Bagnold [7], le diamètre le plus favorable à la mobilisation éolienne des particules est de 80  $\mu\text{m}$ ; de part et d'autre de cette valeur critique, les particules jusqu'à 40 ou 180  $\mu\text{m}$  nécessitent les mêmes forces de vent pour leur mise en mouvement. Dans l'étude granulométrique des échantillons, les valeurs-seuils de 40 et 100  $\mu\text{m}$  ont été finalement retenues car elles représentent bien la «fourchette granulométrique» des poussières grossières collectées au-dessus des zones-sources au Sahara.

## **Stock disponible et stock potentiel**

L'analyse de ces stocks est une première approche de l'aptitude des divers substrats à fournir des poussières. Mais les résultats ne concernent que la *productivité* (ou aptitude potentielle) des substrats en particules fines et non leur *productivité* effective. En effet, issus de traitements en laboratoire, ils ne prennent pas en compte certaines conditions naturelles du milieu désertique. D'une part, les remaniements permanents fractionnant les agrégats ou amenuisant les particules et, d'autre part, la protection des substrats par les micro-regs de déflation (sables grossiers et graviers) sont négligés.

D'après le *Tableau I*, les sols pulvérulents ont les stocks potentiels en particules < 40  $\mu\text{m}$  les plus élevés, à l'exception des dépôts gypseux dont le gypse cristallise souvent vers 100  $\mu\text{m}$ . Si les pellicules sableuses incorporent encore une forte fraction < 40  $\mu\text{m}$ , les dunes et nebkas ont perdu toute leur fraction fine. Dans la pellicule sableuse cependant, la variabilité est assez grande, fonction du type de substrat réalimentant la pellicule en fraction fine ou de l'apport en dépôt fin lors du dernier vent de sable. Les sédiments cohérents contiennent des stocks potentiels très importants, surtout les alluvions limono-argileuses et les dépôts lacustres argileux

Tableau 1. – Stock potentiel et stock disponible en particules &lt; 100 µm dans les substrats de l'Erg Occidental.

Moyennes des % (sur échantillon global)			
	Stock potentiel < 40 µm	Stock disponible	
		< 40 µm	40-100 µm
Sols pulvérulents	60	7,3	20
Pellicule sableuse	20	2,8	33
Dépôts éoliens :			
– dunes	3	0,4	6
– nebkhas	1	0	23
– limons sableux	61	4	16
Substrats :			
– tertiaire	47	2	22
– dépôts d'oued	55	2,5	25
– dépôts lacustres de sebkha :			
• sableux	25	1	19
• argileux	82	0	0
• carbonatés	97	14	38

et carbonatés. Le fort pourcentage de ces derniers est dû à la cristallisation micritique de la calcite (vers 4 µm).

Dans les sols pulvérulents, les particules (< 40 µm) immédiatement disponibles sont moins abondantes que dans le stock potentiel. La très faible fraction en particules disponibles < 40 µm des pellicules sableuses les rapproche des dunes et des nebkas mais leur stock immédiatement mobilisable entre 40-100 µm est bien plus élevé. Les sédiments cohérents ont des stocks disponibles très inférieurs à leurs stocks potentiels, surtout dans les faciès argileux où le mécanisme d'aggrégation en particules grossières semble très efficace.

En additionnant les fractions < 40 et 40-100 µm du stock de particules immédiatement disponibles, on voit se dégager l'échelle de productibilité suivante au sein des substrats du Grand Erg Occidental :

- Productibilité nulle : argiles lacustres
- Productibilité faible : dunes
- Productibilité moyenne : sables lacustres, nebkas, limons sableux, grès tertiaires
- Assez bonne productibilité : sols pulvérulents et alluvions d'oued
- Bonne productibilité : pellicule rousse
- Très bonne productibilité : carbonates lacustres.

Ainsi, les substrats les plus aptes à produire des particules immédiatement mobilisables sous forme de poussières sont les dépôts lacustres carbonatés riches en micrite. La place des pellicules sableuses est plus inattendue, liée à une forte fraction fine dont il reste à définir l'origine. Les sols pulvérulents et les alluvions paraissent être assez mobilisables du fait de l'aggrégation de leurs particules très fines en grains de 40-100 µm, les plus susceptibles à être mobilisés. En revanche, l'aptitude des matériaux sableux est moindre, seulement moyenne pour les grès tertiaires, dépôts lacustres sableux, dépôts limono-sableux et sables de nebkas. Ces derniers, plus mobiles, intègrent néanmoins plus aisément des particules fines que les sables dunaires à médiocre productibilité. Enfin, les argiles lacustres sont agrégées en particules grossières à taille peu compatible (> 100 µm) avec une mobilisation en poussière éolienne.

## Le comportement de la fraction sableuse (50-2000 $\mu\text{m}$ )

Les sables inclus dans les substrats ou mobilisés à leur surface ont un rôle essentiel dans la déflation. D'après Bagnold [7], les sables fins (50-100  $\mu\text{m}$ ) sont entraînés en suspension et les sables moyens (100-500  $\mu\text{m}$ ) en saltation. Ces derniers érodent les substrats (corrosion fournissant de nouvelles particules fines) et détruisent mécaniquement les agrégats. Mais ils peuvent s'accumuler en surface, protéger les particules fines sous-jacentes et donc freiner la libération de poussières. Les sables grossiers (500-2000  $\mu\text{m}$ ) se déplacent par roulement/reptation lors des vents forts. Si leur concentration augmente, la pellicule sableuse perd sa mobilité. Enfin, l'accumulation de particules  $> 2$  mm peut former un microreg protecteur de graviers s'opposant à la mobilisation de la fraction fine. Dans la région, cette éventualité n'apparaît que pour les alluvions des grands oueds (21 % du stock  $> 2$  mm). Mais même alors, les crues périodiques remettent en question l'efficacité protectrice de ces micro-regrs de déflation.

On a établi par types de substrat les indices granulométriques moyens des 47 échantillons prélevés dans le Grand Erg Occidental (*Tableau II*).

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

	Stock disponible				
	Md ( $\mu\text{m}$ )	Mz ( $\Phi$ )	SO <sub>2</sub> ( $\Phi$ )	Sk ( $\Phi$ )	Kg ( $\Phi$ )
Sols pulvérulents	202	2,27	1,27	-0,18	0,87
Pellicule sableuse	123	2,88	1,10	-0,34	1,03
Dépôts éoliens :					
– dunes	151	2,59	0,73	+0,08	1,3
– nebkhas	152	2,59	0,73	+0,08	1,3
– limons sableux	164	2,40	0,80	-0,43	1,8
Substrats :					
– tertiaire	150	2,74	1,02	-0,20	0,94
– dépôts d'oued	245	1,98	1,62	-0,38	0,71
– dépôts lacustres de sebkhia :					
• sableux	156	2,64	1,08	-0,19	1,05
• argileux	95	3,20	0,90	-0,4	1
• carbonatés	98	3,25	0,80	-0,3	1

La médiane (Md) mesurée sur échantillon brut est un premier critère du comportement de la fraction sableuse (50-2000  $\mu\text{m}$ ) face à la déflation. Quand elle est fine, l'effet de déflation n'est pas contrarié; mais grossière, il est ralenti voire annulé sur l'ensemble du matériel. La médiane est élevée pour les alluvions d'oued, moyenne pour les grès tertiaires, faible pour les dépôts lacustres des dépressions hydro-éoliennes. Dans les sédiments moins cohérents, elle est plus faible dans les pellicules sableuses que dans les dunes, d'où la sensibilité plus grande des premières au vent et leur déplacement lointain. La médiane des sols pulvérulents semble élevée; mais résultant de «pseudo-sables» vite désagrégés, cette apparente texture sableuse n'est pas un véritable obstacle à la déflation.

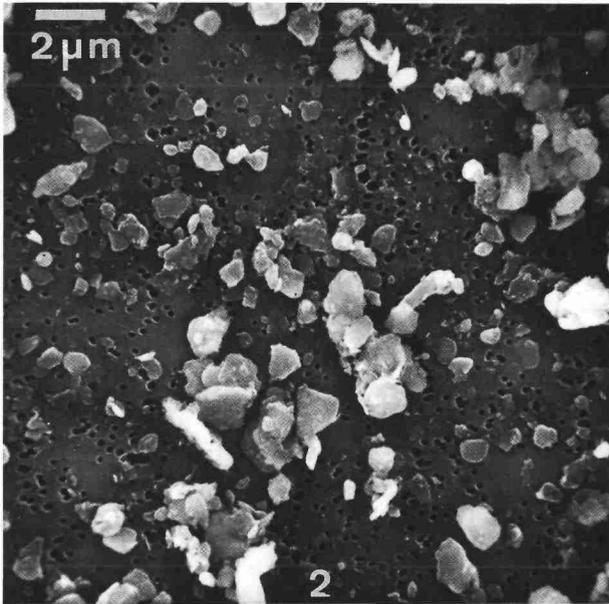
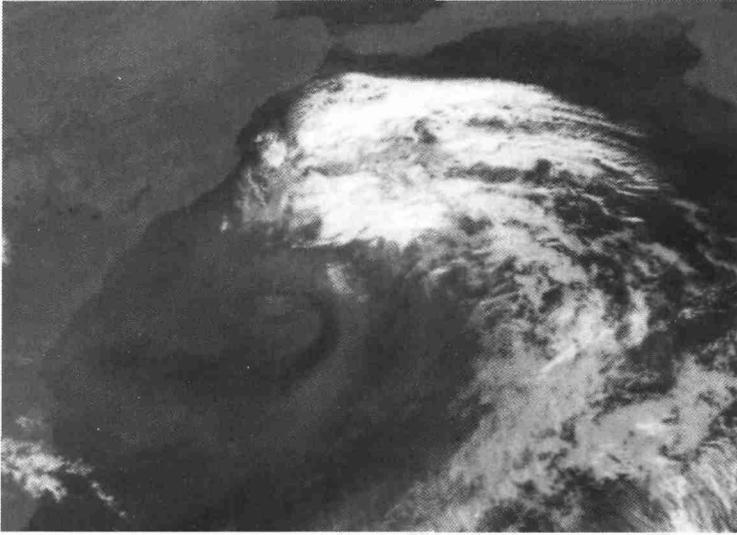
Le matériel sableux est d'autant plus facile à mobiliser qu'il est proche de  $80\ \mu\text{m}$  (3,5 en  $\Phi$ ). Bien classé, un sable de cette taille est le matériel le plus mobilisable. Ainsi, la mise en relation de la *moyenne* ( $Mz$ ) et de l'*écart-type* ( $SO_2$ ) des fractions sableuses des différents substrats (coefficient de la droite de régression  $-0,72$ ) a montré qu'elles sont les plus sensibles à la mobilisation dans les substrats cohérents (en particulier les argiles et carbonates lacustres) et dans la pellicule rousse.

L'étude des indices  $Sk$  (skewness) et  $Kg$  (kurtosis) précise le comportement de la fraction sableuse au sein des sédiments. L'*indice de dissymétrie* ( $Sk$ ) apprécie l'importance relative des sables fins et des sables grossiers dans le stock. Dans la plupart des échantillons,  $Sk$  est négatif et les sables fins plus homométriques peuvent être mieux entraînés en suspension, même par vent faible.  $Sk$  est très rarement positif, sauf pour des sables grossiers. Quand  $Sk$  est égal à 0, l'ensemble du stock sableux a été soumis à un seul processus de tri, comme pour les sables de dunes et de nebkas ( $Md$  est proche de  $150\ \mu\text{m}$ ) qui se déplacent en masse au-delà d'une certaine vitesse du vent. En corrélant  $Mz$  et  $Sk$ , on note plutôt une relation négative, surtout pour les sols pulvérulents (coefficient de corrélation :  $-0,66$ ). Ceci renforce l'idée d'une meilleure homogénéité des fractions sableuses les plus fines. L'*indice d'acuité* ( $Kg$ ) montre si le même agent a mis en place la partie médiane du stock et les extrêmes et s'il y a ou non des traînes granulométriques mal adaptées à ce mode de transport.  $Kg$  est  $< 1$  pour la moitié des échantillons analysés; la partie médiane de la fraction sableuse n'est donc pas mieux classée que les extrêmes. Ainsi elle ne présente pas d'adaptation particulière à un agent de transport : on y trouve effectivement la plupart des substrats n'ayant pas encore subi l'action éolienne et les sols pulvérulents dont la fraction sableuse résulte plus d'une structuration en agrégats que d'un transport éolien. Quand  $Kg$  est  $> 1$ , le classement est meilleur dans la partie centrale et s'oppose à des traînes de sables grossiers ( $Sk < 1$ ) ou fins ( $Sk > 1$ ). On y trouve l'essentiel des sables éoliens avec des  $Sk \approx 0$  pour les dunes et nebkas, et  $Sk < 1$  pour les pellicules sableuses. Mais il y a aussi les dépôts lacustres, argileux ou carbonatés, résultant d'une dynamique de décantation en milieu hydrique.

## L'étude des populations granulométriques

La recherche des populations granulométriques dans la fraction  $< 200\ \mu\text{m}$  (*stock potentiel*) au Coulter Multisizer a affiné l'étude de l'aptitude des substrats à fournir des poussières. Quatre types sédimentologiques principaux ont été retenus dans les 64 échantillons :

- sables :
  - sables dunaires fixés (dunes anciennes) ou mobiles (dunes récentes, nebkas)
  - dépôts sableux
- pellicule sableuse rousse
- sols pulvérulents sur sédiments lacustres :
  - carbonatés
  - gypseux
- sédiments fins :
  - limoneux
  - argileux



**Planche 1.** – Du microscope électronique à balayage à l'imagerie satellitaire : la fourchette des échelles d'approche du « phénomène poussières » (en bas, micrographie au MEB de poussières sahariennes déposées sur filtre; en haut, lithométéore sur le Sahara occidental, image du satellite Météosat II, canal infra-rouge, 12 mars 1982, 11h42 TU, OMS Lannion).

Sur l'histogramme de fréquence des populations granulométriques mises en évidence au Coulter, on dégage deux groupements majeurs entre 0-15  $\mu\text{m}$  et 100-110  $\mu\text{m}$  et trois groupements moindres en position intermédiaire entre 30-35  $\mu\text{m}$ , 45-55  $\mu\text{m}$  et 80-85  $\mu\text{m}$  (Fig. 3-A). Sur l'autre graphique, on distingue les populations dominantes et les populations secondaires (Fig. 3-B). Les populations dominantes s'y regroupent vers le pôle sableux à l'exception d'un pic vers 5  $\mu\text{m}$ , alors que les populations secondaires caractérisent le pôle le plus fin et les tailles intermédiaires.

Cette occurrence de populations sableuses dominantes illustre la contribution locale importante des sables de l'erg à de nombreux sédiments. Par ailleurs, le pôle dominant très fin correspond au faciès argile/limon fin de sédiments d'origine hydrique, principalement lacustres ou des formations superficielles en dérivant. En effet, on s'aperçoit que :

- la population dominante 100-110  $\mu\text{m}$  concerne principalement les sables dunaires, des dépôts de sables gypseux et, pour bonne part, la pellicule rousse. Elle correspond évidemment aux sables quartzeux issus de l'erg, déjà affinés à 95-100  $\mu\text{m}$  pour plusieurs échantillons de pellicule rousse.

- la population 80-85  $\mu\text{m}$  appartient à des dépôts sableux au matériel plus affiné et à la pellicule de surface de takyr (sols argileux à structure polygonale) vraisemblablement contaminée par du sable itinérant.

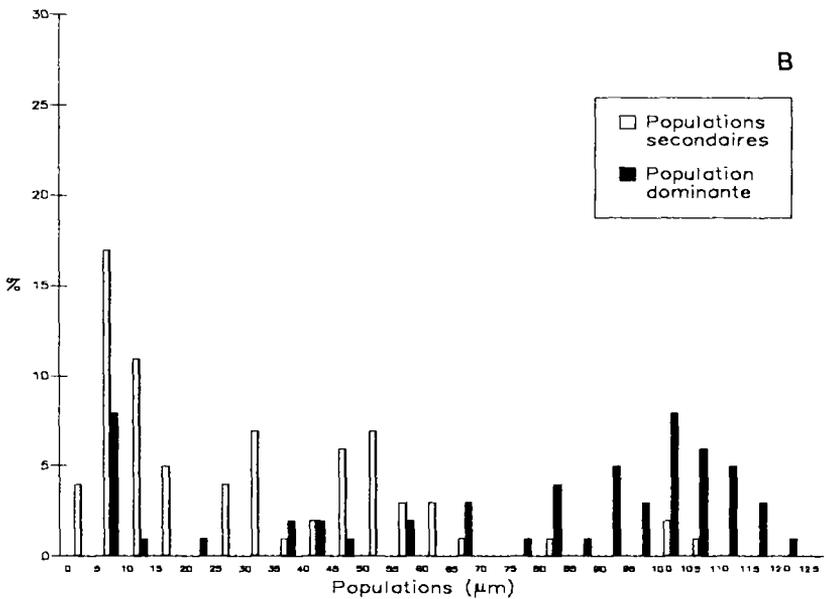
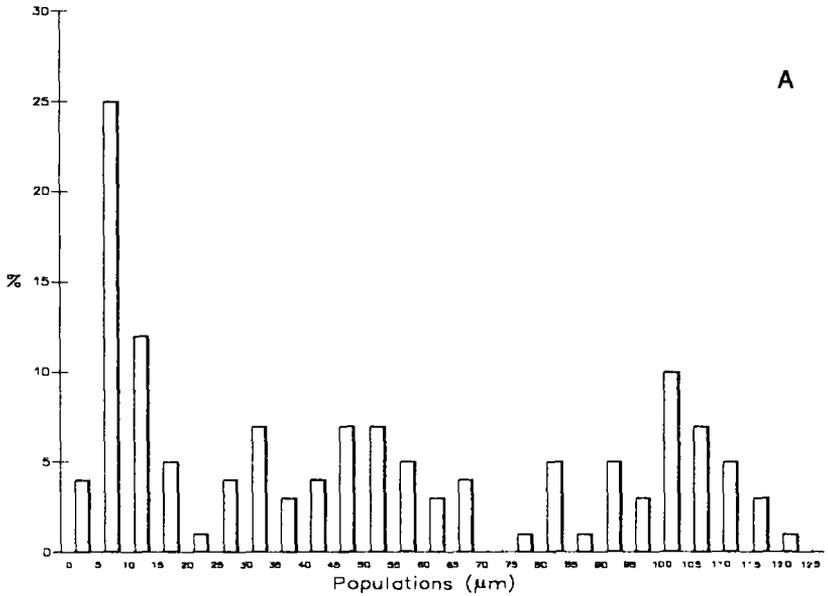
- la population 45-55  $\mu\text{m}$  existe dans divers sédiments, encore sableux (occurrence secondaire dans quelques pellicules rousses et dépôts sableux), ou fins (occurrence secondaire dans les sédiments limoneux et sols carbonatés).

- la population 30-35  $\mu\text{m}$  apparaît secondairement dans les sédiments limoneux (fonds de dayet et takyr) et dans les sols carbonatés et gypseux.

- l'importante population 0-15  $\mu\text{m}$  a une occurrence principale dans les sédiments argileux de décantation et de fond de dayet; comme population secondaire, elle existe dans un paléosol et une dune ancienne pour des raisons pédologiques, dans des alluvions de décantation d'oued, dans des formations carbonatées et gypseuses et dans quelques pellicules rousses chargées en fines.

En résumé, on peut classer ces résultats par types de substrat, étant entendu que tous les échantillons ne possèdent pas obligatoirement toutes les populations secondaires (Tableau III). On distingue 2 catégories au sein des sédiments limoneux car certains sont riches en sables d'origine dunaire (65-100  $\mu\text{m}$ ) et les limons fins ( $< 10 \mu\text{m}$ ), dominant dans les autres, sont alors secondaires.

Il existe donc un vaste *stock potentiellement disponible* à fournir des poussières dans ces sédiments du Grand Erg Occidental. Les populations dominantes des sols pulvérulents (carbonatés et gypseux) dispersées dans la fraction limoneuse sont toutes utilisables, comme la population secondaire de la pellicule rousse. *A fortiori*, les populations dominantes très fines des sédiments argileux, limoneux et les populations secondaires très fines des sols carbonatés et gypseux sont particulièrement disponibles. Dans ces sédiments, si les populations grossières et les populations très fines sont d'origine bien établie (apports dunaires ou hydriques proches), on peut s'interroger sur l'origine des populations 30-35 et 45-55  $\mu\text{m}$ . En effet, ces tailles sont compatibles avec un apport éolien en suspension et ces populations pourraient dériver de chutes de poussières. Pour la première fois apparaît une interrogation fréquente concernant la place des sédiments désertiques face au phénomène-poussière : *sont-ils issus des poussières ou en*



**Figure 3.** – Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des sédiments du Grand Erg Occidental. A) Graphique global; B) Population dominante et populations secondaires.

sont-ils la source? En fait, ces possibilités sont compatibles et un substrat peut être à la fois zone-puits (d'après la terminologie des spécialistes de l'atmosphère) et zone-source.

Tableau III. – Les populations granulométriques ( $\mu\text{m}$ ) des divers substrats du Grand Erg Occidental.

Type de substrat	Population dominante ou unique	Population secondaire fréquente	Population secondaire éventuelle
Sables mobiles	110-115	–	–
Sables dunaires	110-140	45-60	5-10
Dépôts sableux	80-120	30-50	< 15
Pell. rousse	105-115	50-55	–
	85-95	–	5-10
«sols» carbon.	20-70	5	10-45
«sols» gypseux	35-80	5-15	25-45
Sédiments limoneux	65-100	< 10	20-50
	5-10	> 70	–
Sédiments argileux	5	–	–

## Les caractéristiques minéralogiques des substrats du Grand Erg Occidental

Outre sur la composition minéralogique de la fraction globale, les minéraux argileux ont été déterminés sur la fraction inférieure à  $40\ \mu\text{m}$ , après lavage et décarbonation (Tableau IV).

On reviendra plus loin sur le cas de la pellicule rousse qui mérite d'être considéré en soi. Les autres échantillons sableux (dunes et dépôts sableux) sont naturellement très riches en quartz.

- La composition globale moyenne des *sols pulvérulents* indique beaucoup de gypse et surtout de calcite, mais peu de quartz. Le sel est peu fréquent. Dans la fraction  $<40\ \mu\text{m}$ , les argiles dominantes sont l'illite puis la palygorskite.

- La composition minéralogique des *substrats cohérents* présente plus de diversité :

- les roches tertiaires (Continental terminal) des dayet el Anz et El Djemel au Nord et des dayets Menakel et Es Souid au Sud (Fig. 2) ont une composition globale sans gypse, assez pauvre en calcite et variable en quartz. La fraction  $<40\ \mu\text{m}$  contient un stock disponible notable dominé par l'illite et à moindre degré par la palygorskite.

- les argiles et limons de décantation des oueds atlasiques n'ont pas de gypse, assez peu de calcite et des taux modérés de quartz. La fréquence du sel s'explique par les diapirs salifères des bassins-versants. La fraction  $<40\ \mu\text{m}$  est importante avec même prépondérance de l'illite.

- Dans les dépôts lacustres et palustres des dépressions hydro-éoliennes, les *échantillons sableux* sont souvent sans calcite, pauvres en gypse et riches en quartz. Le sel est fréquent. La fraction  $<40\ \mu\text{m}$ , peu abondante, est surtout riche en illite et palygorskite. Dans les *échantillons argilo-limoneux*, la calcite est bien représentée alors que le quartz et le gypse ont des

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

	Cal	Q	Gyp	Arg	NaCl	Ill	Sme	Int	Pal	KaO	Chl
Soils pulvérulents	36	11	22	30	–	30	18	11	22	6	5
Pellicule sableuse	6	58	7	25	+	37	19	11	22	8	4
Dépôts éoliens :											
– dunes, nebkhas	0	90	–	5	+	29	35	8	16	7	5
– limons sableux	0	60	–	40	–	41	19	10	15	10	5
Substrats :											
– tertiaire	10	40	–	50	–	40	14	11	23	7	5
– dépôts d'oued	9	34	–	55	–	46	12	12	15	9	6
– dépôts lacustres de sebkha :											
• sableux	3	51	7	35	+	34	13	7	37	7	2
• argileux	30	13	11	45	–	42	18	8	15	6	10
• carbonatés	73	2	–	20	+	42	10	10	23	8	7

taux plus faibles. La fraction <40 µm y est abondante avec les smectite, palygorskite et beaucoup d'illite. Les échantillons de calcaires lacustres ont des taux records de calcite, du NaCl très abondant, et l'illite domine suivie de la palygorskite dans la fraction <40 µm. Vu l'évidence de la déflation, ces dépressions hydro-éoliennes sont certainement des sources considérables de poussières carbonatées, salées et argileuses.

*Les sols et sédiments du Nord du Grand Erg Occidental montrent de bonnes aptitudes à la fourniture de poussières. Leurs proportions de matériel fin sont notables, parfois abondantes. La propension des sols pulvérulents, dépôts lacustres et alluvions d'oued à libérer des poussières paraît particulièrement favorable. Les poussières émises dans la région sont nécessairement fortement influencées par les caractères argileux, carbonatés, gypseux et salins de ces sols et dépôts. Parmi les matériaux meubles, les aptitudes des formations sableuses paraissent plus inégales, voire modérées pour les sables dunaires. Paradoxalement, le quartz et la silice sont dans les analyses minéralogiques et chimiques des constituants dominants. Cela conduit à approfondir la réflexion sur l'origine de la fraction quartzreuse, essentielle dans les poussières sahariennes, et à réfléchir plus généralement sur la place des sables sahariens au sein des substrats-sources. Par ailleurs, connaissant l'importance du stock potentiellement disponible dans les substrats cohérents du Grand Erg Occidental, on doit s'interroger sur les caractères et la dynamique de l'un des outils principaux de son extraction et de sa mobilisation, la «pellicule rousse».*

## Bibliographie

- [1] D'Almeida G.A., Schütz L. (1983). Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara. *J. of Climate & Applied Meteor.*, 22 : 233-243.
- [2] Schütz L., Sebert M. (1987). Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol Sci.*, 18, 1 : 1-10.
- [3] Schütz L., Jaenicke R. (1974). Particle number and mass distribution above  $10^4$  cm radius in sand and aerosols of the Sahara desert. *J. Applied Meteorol.*, 13 : 863-870.
- [4] Yaalon D.H., Ganor E. (1973). The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Sci.*, 116 : 146-155.
- [5] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Bergametti G., Gomes L. (1989). Relationship between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground in the Western Sandsea (N.W. Sahara). In *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI, Tucson, USA, 282 : 167-184.
- [6] Callot Y. (1987). Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas saharien au Grand Erg occidental : dynamique éolienne et paléolacs holocènes. Thèse Sci., Univ. Paris VI, 473 p.
- [7] Bagnold R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265 p.



# 2

## **Le rôle des sables désertiques dans la production de particules fines**

Si on connaît bien l'étendue des grands massifs dunaires au Sahara, le problème de leur contribution à la production des poussières est toujours discuté. En effet, les grands ergs sont d'anciens édifices dunaires où une longue évolution éolienne du matériel a pu vanner les particules fines. Mais cet épuisement en fines est-il définitif ou des processus discrets, modérés, de comminution des sables n'entretiennent-ils pas une constante fourniture de poussières ? Certes, sur le terrain, l'observation d'un amenuisement des grains de quartz est fort difficile vu la lenteur du processus. En revanche, la production et la libération de fines de nature non quartzuse peuvent mieux s'apprécier dans certains massifs dunaires du Sahara ou de sa périphérie.

Par ailleurs, les sables désertiques peuvent contribuer à la libération de poussières grâce à l'érosion exercée sur les divers substrats par les voiles sableux en constant déplacement. L'étude du Nord du Grand Erg Occidental a laissé entrevoir la particularité sédimentologique de la «pellicule rousse» mise en mouvement au moindre chasse-sable. Il faut maintenant comprendre son rôle d'outil de libération de la fraction fine disponible dans les substrats et celui d'intermédiaire dans la mobilisation des particules, entre l'arrachement initial et la mise en suspension sous forme de poussière.

### **L'originalité de la pellicule rousse**

Au sein des sédiments du Grand Erg Occidental, la pellicule rousse permet de mieux d'appréhender la relation substrat/fourniture de poussières. Sur le terrain, elle tranche avec les substrats où elle transite et son faciès homogène et caractéristique se distingue nettement des autres formations sableuses locales.

## La localisation des prélèvements

Les sables de pellicule rousse ont été piégés dans diverses dépressions après de longs parcours sur les vastes plateaux des hamadas (Fig. 2).

Sur la *bordure nord de l'Erg Occidental*, plusieurs échantillons ont été prélevés sur le fond des dépressions hydro-éoliennes méridionales d'Hassi Mejna à l'Est, d'Hassi Cheikh et de Dayet el Melah à l'Ouest (Fig. 4). La pellicule rousse y repose indifféremment sur des formations gypseuses, placages pulvérulents gris à Hassi Cheikh (SA 37 et 36) ou sables gypseux (SA 19 et 18) à Hassi Mejna I (Fig. 5). Elle recouvre aussi des calcaires lacustres pulvérulents à Hassi Mejna II (SA 23 et 22) ou sur les bords de la grande Dayet el Melah (SA 41 et 42) où apparaissent des cardiums. Au centre de cette dépression, la pellicule (SA 43) est séparée des carbonates pulvérulents (SA 45) par un fin niveau jaune-vert évaporitique (SA 44). La pellicule rousse est parfois discordante sur d'autres sables, dépôts quartzeux blancs riches en fines et en gypse proches des puits d'Hassi Mejna II (SA 24 et 25) ou sables dunaires anciens au Nord d'Hassi Cheikh (SA 34 et 35). Les sables roux (SA 47) reposent sur le sel de Dayet el Melah dont émergent des monticules de sel couronnés de gypse avec, piégés au sommet, des limons grossiers (SA 46) issus de chutes de poussières.

Sur le *piémont atlasique* les sites de prélèvement sont comparables. A Dayet el Anz, la pellicule rousse gît sur les bords d'un takyr (SA 31 et 32). Le voile de sable roux (SA 64) masque le gypse pulvérulent (SA 65) de la grande Dayet Deb Deb et recouvre (SA 63) un

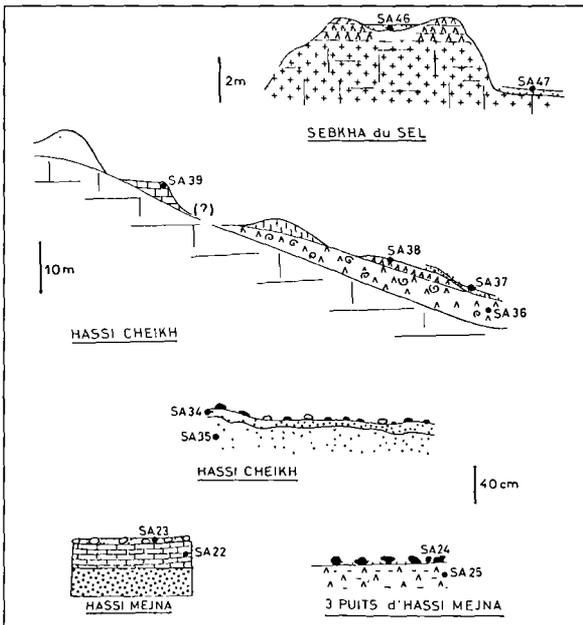


Figure 4. – Quelques exemples de pellicule rousse prélevée dans les dépressions méridionales.



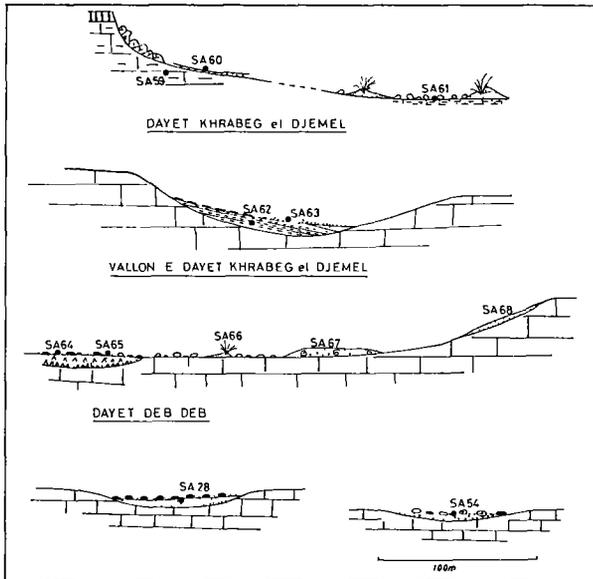


Figure 6. – Quelques exemples de pellicule rousse dans les dépressions septentrionales.

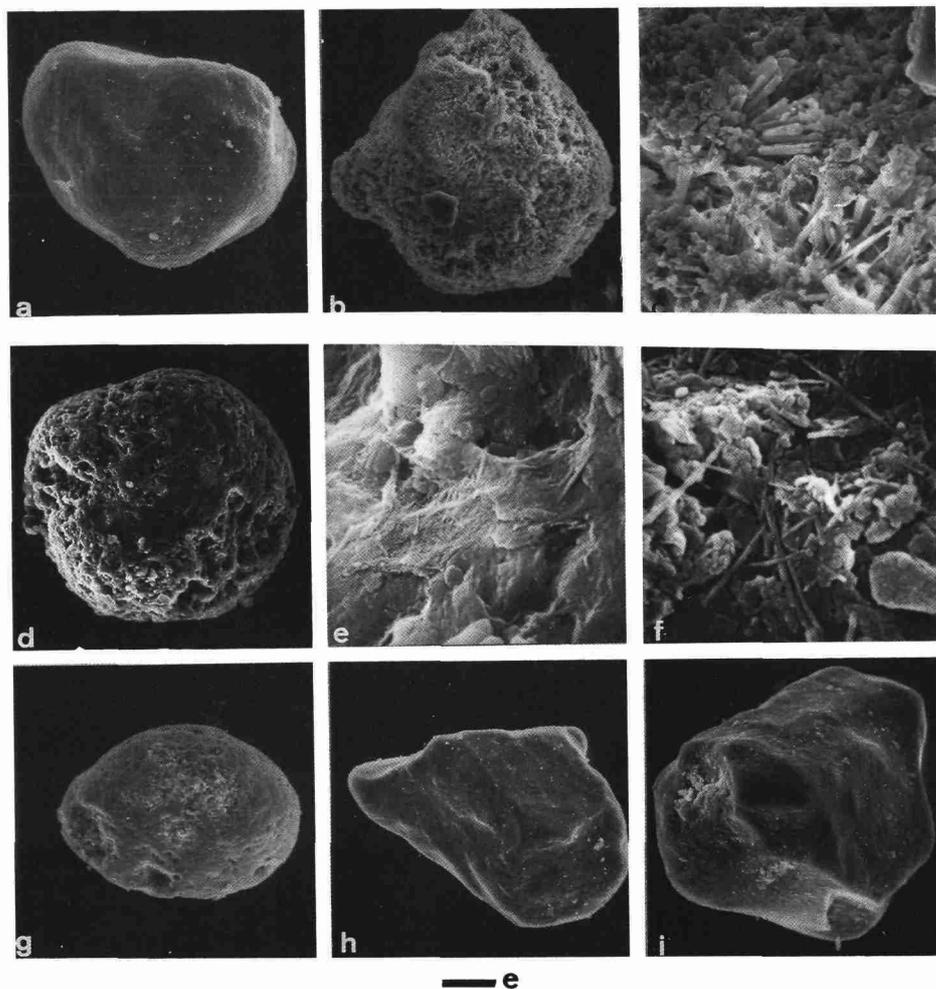
placage gris éolien (SA 62) de carbonates pulvérulents, dans un vallon de la hamada à l'Ouest de Dayet Khrabeg el Djemel (Fig. 6). Souvent le sable est piégé à même la roche, dans de petites dépressions, dolines de la hamada proche de Bour ech Chaamba surplombant l'Oued Seggueur (SA 28) ou sur la hamada à l'Ouest de l'Oued el Dour el Foukani (SA 54). Enfin, près de Khrabeg el Djemel, la pellicule (SA 60) tapisse les versants d'une cuvette fermée du Continental terminal gréso-argileux (SA 59).

## Micromorphologie et granulométrie de la pellicule rousse

### *Le problème des quartz orangés désertiques*

Le principal critère d'identification du voile sableux est sa teinte rousse, nettement différente du beige à orangé clair des sables dunaires. L'explication de cette couleur rejoint le problème classique des quartz rouges/orangés désertiques (*iron-stained grains, reddened-quartz, Wüstenquarz* etc.) déjà étudiés dans les sables dunaires [1] et existant aussi dans d'autres dépôts éoliens [2].

Une étude au MEB/EDS a porté sur les grains de la pellicule SA 43 de Dayet el Melah et, pour comparaison, des niveaux proches SA 44 et SA 45 et sur des grains de dunes voisines. L'examen morphoscopique préalable a distingué des quartz translucides blancs, des quartz orangés, des grains blancs plus ou moins mats, des feldspaths, des grains argileux plus ou moins arrondis et des particules de gypse et de halite. Les feldspaths sont potassiques (Pl. 2-a) et



**Planche 2.** – Les grains de la pellicule rousse observés au MEB. - a) feldspath potassique roulé,  $e = 40 \mu\text{m}$ , b) grain de carbonate de Ca fibreux,  $e = 25 \mu\text{m}$ , c) détail du précédent,  $e = 6 \mu\text{m}$ , d) grain roulé d'argile,  $e = 45 \mu\text{m}$ , e) état de surface du précédent,  $e = 1,5 \mu\text{m}$ , f) idem,  $e = 1 \mu\text{m}$ , g) grain composé de Ca et d'argile (Si,Al,K,Fe),  $e = 55 \mu\text{m}$ , h) quartz translucide blanc,  $e = 30 \mu\text{m}$ , i) quartz translucide blanc,  $e = 50 \mu\text{m}$ .

les grains blancs mats sont des carbonates de Ca, fibres agrégées de calcite dans la pellicule sableuse (Pl. 2-b,c) mais navettes micritiques dans le niveau carbonaté. Les agrégats argileux de la pellicule rousse (SA 43) sont arrondis (Pl. 2-d,e,f,g), formés de composés variés à dominante calcique (Ca, Al, Si, K et Fe et de mélanges argileux avec Ca et NaCl et de Ca, Al, Si, K, Mn et Fe). Le niveau jaune-vert SA 44 est caractérisé par des cristaux de gypse et de particules de NaCl ainsi que d'abondants microfossiles (charas, ostracodes etc.) confirmant son appartenance à la sédimentation hydrique de la dépression. Les quartz translucides blancs subanguleux aux arêtes émoussées (Pl. 2-h,i) sont répartis dans les 3 niveaux. Mais les quartz orangés dominant dans la pellicule rousse disparaissent presque dans le niveau vert (5 %) et réapparaissent un peu dans le carbonate lacustre sous-jacent. Les quartz des niveaux SA 44 et 45 témoignent de la forte attaque chimique au sein du paléolac (figures de dissolution et de reprécipitation de silice).

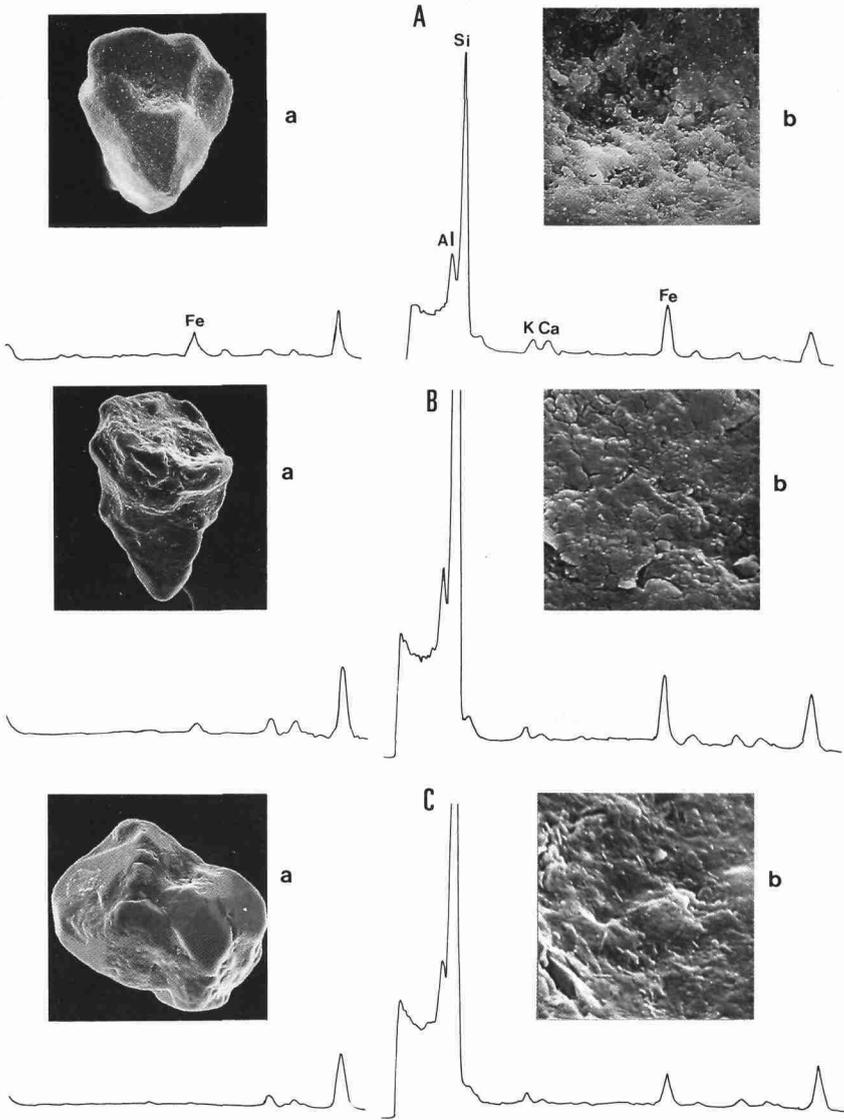
Une recherche particulière a porté sur la composition chimique de la surface des quartz translucides et des quartz orangés, ainsi que de quartz dunaires pour comparaison, afin d'y apprécier et localiser le fer, principal agent de la rubéfaction. Les translucides sont enrobés d'un fort revêtement de silice en coulées ou en gouttes d'origine pédogénétique sans fer (Pl. 3). Il y a un peu de fer dans la silice amorphisée superficielle des grains orangés de la pellicule rousse et des dunes. Il appartient aux silicates d'alumine potassiques et peu ferrifères qui expliquent la légère coloration d'ensemble de ces grains. Les diffractogrammes RX ont aussi porté sur les creux de la surface des grains. S'il n'y a pas de différence qualitative dans le cortège des constituants chimiques, par contre les variations des hauteurs de pic indiquent des intensités variées de diffraction se corrélant avec l'accentuation de la coloration. Les quartz de la pellicule rousse sont ainsi caractérisés par des «points rouges», visibles dès l'étude morphoscopique, liés au colmatage de traces de chocs ou de caries par un mélange où s'allient un composé silico-alumineux et du fer sous forme oxydée FeO (OH). Ces points rouges sont moins fréquents et intenses sur les grains dunaires. Comme Walker [1], on peut penser que l'hydroxyde de fer (jaune-pâle) protégé dans les creux superficiels se modifie en hématite (rouge) plus stable en ambiance désertique. La coloration accentuée des quartz de la pellicule rousse résulte aussi du contact permanent avec des particules argileuses lors du déplacement continu des grains car les multiples chocs compactent les argiles dans les moindres creux superficiels des grains.

### *L'analyse morphométrique*

On a procédé sur quatre échantillons (SA 41, SA 54, SA 24 et SA 64) à l'identification des formes des grains orangés par Analyse d'images puis au traitement numérique des données par Analyse factorielle des correspondances (cf. Annexe).

L'AFC a porté sur 252 individus, 6 paramètres morphométriques (surface, périmètre, rayon, irrégularité, circularité et élongation) divisés en 37 variables. Les 7 premiers axes portent 55 % de l'explication (22 % pour les 2 premiers). L'interprétation de l'AFC conduit à distinguer 3 familles de grains :

— une famille I aux grains de diamètre < 160 µm, les plus circulaires (CIR 6), les moins allongés (ELO 1) et assez réguliers (IRR 4)



**Planche 3.** – Relation entre le degré de rubéfaction de grains de quartz (150-250  $\mu\text{m}$ ) et la teneur en Fe (MEB et EDS). A) quartz orangé de dune, B) quartz orangé de « pellicule rousse », C) quartz translucide blanc; (a) surface du grain (b) dépôt argileux dans un creux.

— une famille II aux grains de diamètre 160-220  $\mu\text{m}$ , de très forte élongation (ELO 6), à la plus faible circularité (CIR 1) et de régularité médiocre (IRR 3)

— une famille III de grains de diamètre  $> 220 \mu\text{m}$ , très circulaires (CIR 5), peu allongés (ELO 2) et très réguliers (IRR 5).

Dans les 4 échantillons, la famille I domine (entre 46-52 % des grains) suivie de la famille III (36-44 %) et de la famille II (7-14 %). L'homogénéité de la distribution des types de grains orangés dans les échantillons est donc remarquable. La famille III correspond clairement à un stock de gros grains bien arrondis de type rond-mat désertique, identiques aux grains dunaires et certainement allochtones. Les grains de la famille I, les plus abondants, ont également un faciès morphométrique évolué. Cette famille aux grains  $< 160 \mu\text{m}$  (les plus petits sont  $< 80-100 \mu\text{m}$ ) est certainement la population dominante déjà mise en évidence au Coulter dans la pellicule rousse. Il s'agit de son lot de grains orangés les plus évolués et à la plus longue histoire. Enfin, les grains de la moins nombreuse famille II répondent peu aux normes habituelles des sables désertiques : leur forme allongée, une certaine irrégularité suggèrent une histoire érosive courte et un déchaussement récent du substrat. De caractère local, ils ne s'apparenteront morphologiquement aux grains de la famille I qu'après une longue évolution.

### **La granulométrie**

L'étude granulométrique a confirmé une distinction déjà pressentie sur le terrain entre la pellicule rousse au Nord et au Sud de la région. Les médianes de la fraction sable (50-2000  $\mu\text{m}$ ) n'ont pas de différences considérables : au Nord, sur le piémont atlasique, la médiane de SA 54 est de 98  $\mu\text{m}$  et de 111  $\mu\text{m}$  pour SA 28. Au Sud, dans l'Erg, SA 23, 24, 37, 41 et 43 ont des médianes proches (94-98  $\mu\text{m}$ ), seuls SA 34 et 47 atteignent 142 et 155  $\mu\text{m}$  car contaminés par les sables dunaires. Mais les pellicules voilant les dépressions méridionales ont une population dominante 105-115  $\mu\text{m}$  et une population secondaire à 50-55  $\mu\text{m}$ , alors qu'au Nord elles ont une population dominante (parfois unique) 85-95  $\mu\text{m}$  et une population secondaire éventuelle 5-10  $\mu\text{m}$ . De plus, la fraction granulométrique  $< 40 \mu\text{m}$  est plus importante au Nord (moyenne de 28 %) qu'au Sud (moyenne 15 %).

### **L'étude minéralogique et chimique**

Le degré d'autochtonie ou d'allochtonie de la pellicule rousse peut être induit de sa comparaison minéralogique et chimique avec les roches et formations superficielles où elle transite. Menée dans les fractions fines et grossières, cette comparaison permet d'estimer les comportements de la pellicule comme *agent de corrosion aux dépens des substrats, agent de mobilisation et d'amenuisement au sol du matériel, enfin agent de libération de poussières.*

### **La minéralogie par diffraction des RX**

Les pellicules rousses ont une forte teneur en quartz et en halite, mais de très faibles pourcentages de calcite et de gypse. Un fait notable est l'apparition occasionnelle des feldspaths, pourtant peu fréquents dans les roches de l'Atlas d'où descendent les oueds. L'illite domine

dans la fraction fine des pellicules rouges, qu'elles soient longuement déplacées ou non. La palygorskite et la smectite y sont également importantes.

— Dans la *minéralogie de l'échantillon total*  $< 2\text{mm}$ , les taux de quartz sont plus importants dans les pellicules méridionales que dans celles du Nord (66 % en moyenne contre 55 %). Au contraire, la calcite bien que faible est plus fréquente dans les pellicules du Nord (8 % contre 4 % en moyenne). En comparant la composition de ces pellicules avec celle des substrats sous-jacents, on est frappé par leur indépendance, bien illustrée à Dayet el Melah (Fig. 7). Ainsi, les substrats ont d'importants taux de calcite et de gypse et des taux de quartz souvent faibles. Les ressemblances sont circonstanciées, liées au caractère quartzueux de certains substrats (anciennes dunes, grès du Continental terminal ou limon argileux de takyr).

— Dans la *minéralogie de la fraction*  $< 40\ \mu\text{m}$ , les différences sont mineures entre les pellicules du Sud et du Nord. Pour la palygorskite (20 % en moyenne), les premières sont parfois un peu plus riches du fait du contexte évaporitique. Les secondes sont un peu plus riches en illite (36 contre 33 %) et smectite (20 contre 16 %). Dans la comparaison avec les substrats, le cortège argileux des pellicules paraît plus indépendant au Sud qu'au Nord, ce qui est net pour les interstratifiés et secondairement pour la smectite et l'illite.

### La composition chimique

Dans la fraction 40-100  $\mu\text{m}$ , les proportions des composants des pellicules et des substrats sont assez proches, confirmant leur indiscutable parenté. Mais, à nouveau, des nuances apparaissent entre les pellicules du Sud et du Nord. Ainsi, la silice est plus élevée dans les pellicules méridionales (moyenne de 89 %) que dans les pellicules septentrionales (83 %). Mais les taux

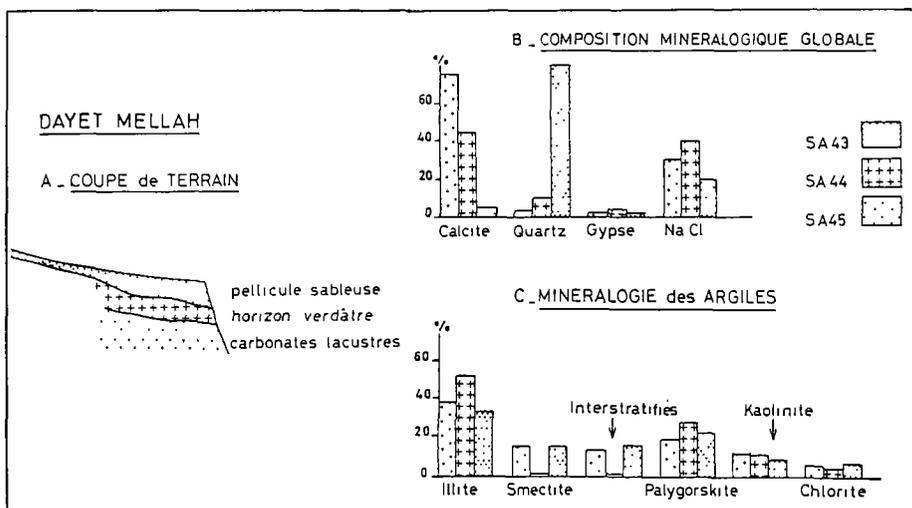


Figure 7. — La discordance minéralogique de la pellicule rouge sur les sols évaporitiques à Dayet el Melah.

moyens d'Al (2,9 % contre 4,2), Fe (1,4 contre 1,8), K (1 contre 1,2), Mg (0,4 contre 0,6) et Ca (2 contre 3,5), et la perte au feu (2,7 contre 4,4) y sont plus bas. Les différences entre la composition chimique des substrats et celles des pellicules sont plus affirmées. Les valeurs de silice sont très inférieures dans les premiers, celles de calcium et de sodium supérieures etc., ce qui confirme l'allochtonie des pellicules. Cependant, les compositions chimiques des pellicules sont plus proches de celles des substrats quand il s'agit des substrats sableux, du takyr et du grès du Continental terminal.

Dans la fraction < 40  $\mu\text{m}$ , la composition chimique plus hétérogène des pellicules rousses ne dément pas l'opposition Sud-Nord. Au Sud, elles sont plus riches en CaO (19 % en moyenne contre 16), MgO (3,3 contre 2,8), Na<sub>2</sub>O (1,3 contre 0,7) et la perte au feu est supérieure (20 contre 17). En revanche, les pellicules du Nord ont des taux moyens plus élevés en silice (46 contre 43), en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,5 contre 6,9), en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,1 contre 3,1), en K<sub>2</sub>O (2 contre 1,4) et en TiO<sub>2</sub> (0,86 contre 0,77). Si ces compositions chimiques tranchent avec celles des substrats, les contrastes sont plus nets au Sud qu'au Nord où se retrouvent des analogies avec le takyr et le grès du Continental terminal.

## Discussion

D'après leurs traits minéralogiques et chimiques, la pellicule rousse est partout indépendante des substrats sur lesquels elle transite : cela atteste globalement de l'allochtonie du voile sableux.

### *L'origine du matériel des pellicules rousses*

Les sables à population dominante la plus grossière (105-115  $\mu\text{m}$ ) caractérisent les pellicules des dépressions méridionales en relation avec leurs forts taux de quartz et de silice dus à la proximité de la source sableuse de l'erg. En revanche, on ne peut voir dans la population dominante plus fine (85-95  $\mu\text{m}$ ) des pellicules septentrionales le produit d'un amenuisement des sables à partir des pellicules méridionales ou du matériel de l'erg. En effet, les vents dominants soufflent du Nord-Ouest [3]. Leur légère composante estivale de Sud-Ouest ne peut, en aucun cas, expliquer une migration Sud-Nord du sable et l'amenuisement corrélatif des grains. Le sable des pellicules rousses septentrionales provient donc d'une autre source que le Grand Erg Occidental.

Parmi les grès siliceux, calcaires et argileux du Tertiaire, les alluvions apportées de l'Atlas par les oueds et leurs épandages endoréiques, quels sont les substrats susceptibles de fournir les pellicules septentrionales en sables quartzeux et argiles ?

D'après la minéralogie, les quartz sont plus abondants dans les grès tertiaires. Comme dans la fraction < 40  $\mu\text{m}$ , les proportions des argiles minéralogiques des roches et alluvions sont comparables à celles des pellicules, il est difficile de privilégier l'une ou l'autre de ces sources. La smectite est plus abondante dans la pellicule que dans les substrats. S'agit-il d'une concentration relative par rapport à la proportion des argiles des substrats ou d'un apport allochtone par des poussières ? En revanche, la palygorskite est moins abondante dans les pellicules que

dans les deux types de matériel : faut-il alors faire appel à un vannage éolien l'exportant en poussières ?

Dans la composition chimique de la fraction 40-100  $\mu\text{m}$ , les ressemblances sont frappantes entre les grès et les pellicules rouges ( $\text{SiO}_2$  85 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  < 3 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  < 1,5 % ,  $\text{MgO}$  < 0,5 %,  $\text{CaO}$  < 2 % et  $\text{K}_2\text{O}$  < 1 %), alors que de sérieuses différences font exclure les alluvions ( $\text{SiO}_2$  < 80 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  > 6%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  > 2,5 %,  $\text{MgO}$  > 1 %,  $\text{CaO}$  > 3,5 % et  $\text{K}_2\text{O}$  > 2 %) comme source possible. Cette conclusion est corroborée par la comparaison des compositions de la fraction < 40  $\mu\text{m}$ .

Il semble donc que les pellicules rouges septentrionales dérivent plus des roches du Tertiaire que des formations alluviales des grands oueds. La comparaison des populations dominantes mises en évidence au Coulter le confirme bien. Celles des alluvions culminent vers 80  $\mu\text{m}$  : c'est faible pour alimenter la population 85-95  $\mu\text{m}$  de la pellicule rouge septentrionale. Au contraire, la population dominante à 100  $\mu\text{m}$  du grès tertiaire a pu aisément y pourvoir. Cette origine pétrographique se comprend facilement par les dynamiques mêmes qui animent les voiles sableux balayant sur les hamadas des étendues beaucoup plus vastes que celles occupées par les dépôts d'oued. Vu leur granulométrie fine, ces derniers sont plus immédiatement mobilisés sous forme de poussières qu'intégrés aux pellicules rouges.

#### *L'évolution dynamique de la pellicule rouge du Nord vers le Sud*

La pellicule rouge transite du Nord au Sud en chasse-sable suivant le vent dominant et atteint le domaine des dépressions méridionales. La proximité de l'erg y explique la taille plus forte de la population dominante, l'abondance du quartz et les forts taux de silice entre 40-100  $\mu\text{m}$ . Relativement, il y a un appauvrissement de la plupart des argiles sauf la palygorskite, néoformée dans les dépressions hydro-éoliennes comme le confirme le gain local en Mg. Parallèlement, dans les fractions < 40 et 40-100  $\mu\text{m}$ , on observe une chute en Al, Fe, K et Ti relative au croît de Mg et Na, du fait du milieu évaporitique, et au croît de Ca issu des calcaires lacustres locaux.

La nature de la pellicule rouge se modifie donc sensiblement du Nord au Sud. Elle perd certes plusieurs constituants originels remplacés par le quartz fourni par les dunes ou par les apports des dépressions hydro-éoliennes. De plus, la fraction fine < 40  $\mu\text{m}$  s'est réduite (de 28 à 15 % en moyenne). Tout ceci suggère que, *dans son transit, la pellicule rouge s'est épuisée par vannage et a fourni des poussières*. En effet, le stock sableux initial s'est vraisemblablement modifié, indépendamment de la contribution dunaire du Sud. Ainsi, dans les pellicules méridionales, la population secondaire 50-55  $\mu\text{m}$  peut s'expliquer par la comminution des grains de la population principale (85-95  $\mu\text{m}$ ) des pellicules du Nord, sachant que sous 40  $\mu\text{m}$  le taux de silice a également diminué du Nord au Sud suggérant la contribution de fines particules de quartz (par comminution) aux poussières lors du déplacement vers le Sud.

On entrevoit finalement le rôle dynamique très complexe joué par la pellicule rouge dans la production des poussières. Poussée par le vent, elle prélève des particules aux substrats, soit par arrachement (déflation) quand le matériel est immédiatement mobilisable, soit par érosion grâce aux quartz qu'elle contient. Une fois mobilisé, ce matériel se déplace au sein de la pellicule et il évolue par fragmentation ou par usure lente quand les minéraux sont

résistants. Outre la fraction sableuse de la pellicule, il y a donc, prête à partir comme poussière, une fraction fine dont les proportions modestes montrent bien qu'elle est en permanence vannée et exportée en suspension par le vent.

## La production de poussières à partir des massifs dunaires

Dans les ergs, les sables se déplacent au sol par roulement/saltation. Il n'y a fourniture de poussière que par amenuisement ou fragmentation des grains jusqu'à un seuil de comminution permettant vannage et mise en suspension dans l'air. Aussi, l'un des problèmes essentiels de la dynamique éolienne des massifs dunaires concerne le tri du matériel sableux évoluant au sol de celui plus fin, capable de partir en suspension.

L'étude de 2 petits massifs dunaires, l'un dans le contexte périsaharien original du littoral du Sud-Ouest marocain et l'autre en milieu désertique au Nord du Mali, a permis d'aborder ces questions de la comminution et du tri. Les matériels, issus de sources sédimentaires bien connues, contiennent un *traceur* aisément identifiable, fragments de coquilles au Cap Sim et grains d'argile dans l'Erg Ine Koussamène. Enfin, la direction bien établie du vent, l'alizé, a permis un échantillonnage en fonction de la distance à la source.

## La comminution des sables biodétritiques : l'exemple du Cap Sim

### Les observations

Sur la côte atlantique du Maroc, les barkhanes d'un petit massif dunaire se déplacent sur 9 km, du NNE au SSW, au Sud d'Essaouira [4]. Ce massif apparaît comme le «modèle réduit» des grands ergs sahariens sous alizé maritime, tel celui allant du Cap Juby à la Baie du Lévrier.

On observe du Nord au Sud (Fig. 8) :

- un estran sableux peu épais sur la plate-forme d'abrasion marine
- un haut de plage couvert de nebkas littorales fixées par des touffes de *Traganum moquinii* Web.
- un manteau éolien plaqué contre la falaise morte ouljienne
- la plateforme supérieure (30-50 m d'altitude) où des couloirs séparent des dunes longitudinales (> 100 m), encroûtées et boisées, système holocène inférieur [5] envahi par des dunes vives, d'abord coalescentes puis scindées en barkhanes, se déplaçant le long des couloirs
- un redan transversal en falaise recoupe le tout, au Sud duquel le sable est dispersé par l'océan.

Ces dunes vives permettent de suivre la trajectoire et l'évolution d'un matériel à l'origine bien connue (sable coquillier) et sans apport allochtone durant son transport. Au Nord, un échantillonnage de l'estran vers l'intérieur (transect A), a caractérisé le matériel dans son passage de la dynamique littorale à la dynamique éolienne. Au Sud, le transect B a concerné le matériel des barkhanes à divers stades de déplacement. Les échantillons prélevés au sommet des dunes ont été soumis aux analyses morphoscopiques et granulométriques, avant et après

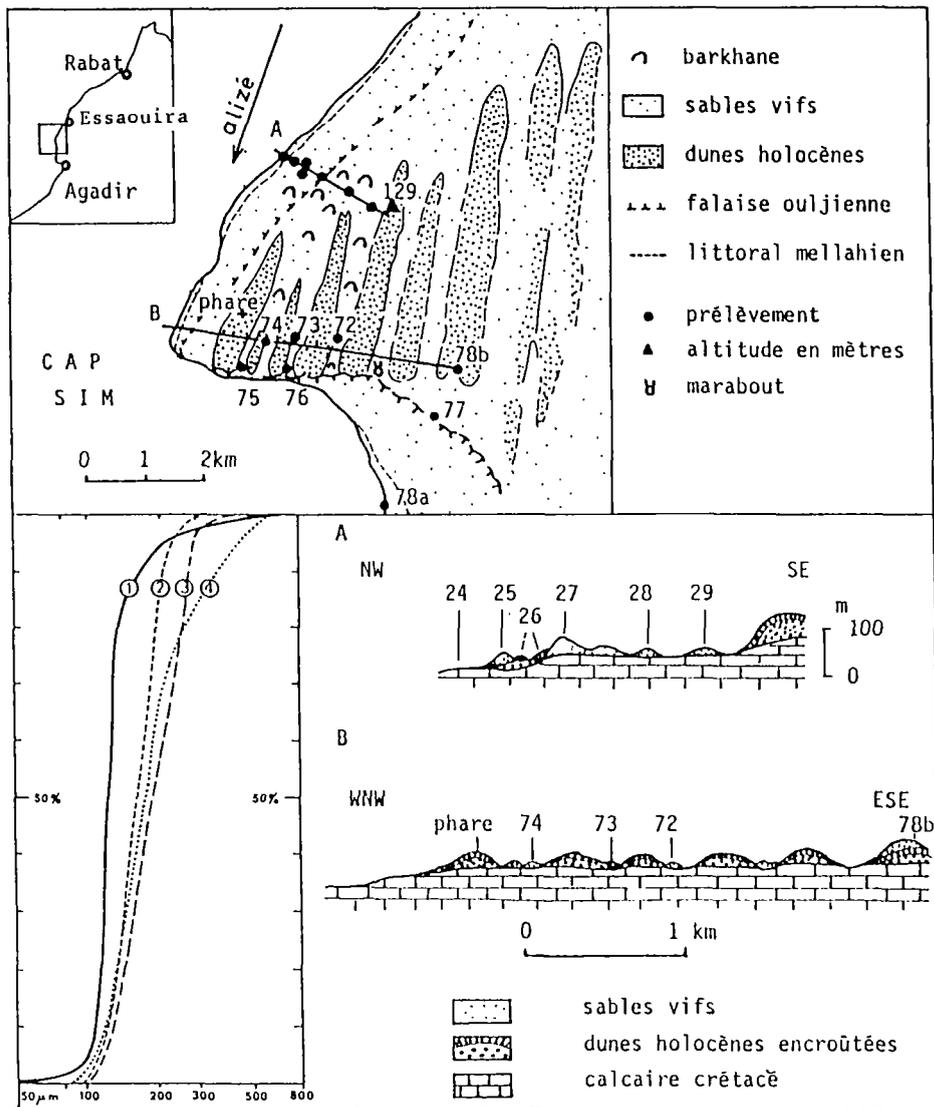


Figure 8. - Le massif dunaire du Cap Sim (Maroc).

décarbonatation. Des comptages (fractions 125-160 et 200-250  $\mu\text{m}$ ) ont distingué les fragments coquilliers effervescents à HCl des autres particules, quartz et minéraux colorés insolubles.

### Les principaux résultats

*Le rôle de la taille et de la forme des particules dans la mobilisation initiale du matériel coquillier par le vent*

D'après la composition minéralogique du matériel de l'estran (24) et des nebkas littorales (25), les fragments coquilliers sont plus abondants dans les fractions grossières que dans les fines (Tableau V). En revanche, les quartz et insolubles, moindres chez les grossiers, ont des taux notables aux autres tailles.

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

Echantillon	Coquilles		Quartz		Insolubles	
	n° 24	n° 25	n° 24	n° 25	n° 24	n° 25
	%		%		%	
125-160 $\mu\text{m}$	51	41	35	42	14	17
200-250 $\mu\text{m}$	73	52	20	31	7	17
315-400 $\mu\text{m}$	86	84	8	11	6	7

Dans toutes les fractions le stock coquillier chute entre le littoral et les nebkas, mais avec une hausse relative des quartz et résistants. Ce dernier stock s'est évidemment peu modifié : il y a donc eu perte au niveau du matériel coquillier. Par ailleurs, la part des gros éléments coquilliers a peu évolué entre les deux sites contrairement à celle des fragments plus petits. Ceci suggère un faible amenuisement des morceaux de coquilles puisque les gros se sont maintenus d'autant mieux que, vu leur taille, la végétation des nebkas les piégeait, tandis qu'un vannage s'exerçait aux dépens des fragments fins.

Un tri éolien a donc eu lieu dès les premiers mètres. La densité du calcaire coquillier, comparable à celle du quartz, ne peut expliquer ce tri car les quartz et insolubles fins auraient aussi été vannés. Seul le *paramètre de forme* fait comprendre cette mobilisation différentielle des particules fines. En effet, la forme plane des fragments coquilliers est *portante* et favorable à la saltation longue ou à la mise en suspension. Par conséquent, un tel matériel est donc mobilisé sous forme de poussière par un vent régulier et modéré de type alizé à des dimensions notables, bien supérieures à 100  $\mu\text{m}$ .

### La modification de la composition en fonction de la distance à la source

Les sables de barkhanes à 3, 4,5 et 5,5 km de l'estran voient leurs teneurs en fragments coquilliers décroître et inversement augmenter les concentrations en quartz et minéraux insolubles (Tableau VI). L'évolution amorcée se confirme donc. Les barkhanes du Nord ont encore beaucoup d'éléments coquilliers, mais les plus éloignées s'enrichissent en quartz et insolubles. Cependant les gros fragments coquilliers ne se maintiennent désormais pas mieux que les fins. La baisse de taille porte sur les 2 fractions suggérant une comminution identique des particules

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

Echantillon n°	Coquilles %		Quartz %		Insolubles %	
	125/160	200/250	125/160	200/250	125/160	200/250
24	51	73	35	20	14	7
29	39	50	48	35	13	15
73	46	48	42	31	12	21
76	41	40	47	42	12	18

et le remplacement, dans la fraction la plus fine, des particules suffisamment amenuesées pour être parties en suspension par des fragments issus de la classe supérieure.

L'augmentation des quartz est corrélative. D'ailleurs, d'après l'analyse morphoscopique, si les quartz restent sub-anguleux les éléments de coquilles sont de plus en plus translucides et les tests de foraminifères de plus en plus fragmentés. Dans les échantillons très évolués (73 et surtout 76), un léger fléchissement des insolubles traduit leur moindre résistance que les quartz au processus de comminution.

#### *Le classement granulométrique en fonction de la distance à la source*

Les courbes et indices granulométriques sur matériel non décarbonaté indiquent des sédiments assez bien classés ( $SO_2$  : 0,600-0,700) à très bien classés (0,350). Au Nord, le matériel de l'estran est le plus fin (Fig. 8, courbe 1). Le sable moins bien classé des nebkhas littorales (courbe 4) est le plus grossier. Vers le Sud, la médiane granulométrique diminue suivant la distance à la source. Ainsi, une dune située à 5,5 km du départ a une granulométrie plus fine (courbe 2) qu'une autre à 4,5 km (courbe 3). Les indices de dissymétrie (Sk) sont négatifs, car les sédiments découlent de sables de plage. D'après ces valeurs de Sk (- 0,03 à - 0,33), la fraction fine des sables est homométrique facilitant la prise en charge en suspension, même par vent faible. D'ailleurs quand la taille des grains augmente, le classement diminue.

#### *Commentaire*

D'après l'exemple de ce massif dunaire, le tri éolien est surtout efficace dans la zone de départ sur les particules le plus aisément mobilisables, non seulement par leur taille, mais aussi par leur forme. D'autre part, une fragmentation et une usure mécanique affectent un stock en cours de mobilisation par roulement/saltation des grains. Cette comminution est inégale et concerne de manière préférentielle les matériaux les plus fragiles. Amenuesées jusqu'à la taille des sables fins, les particules coquillières disparaissent lors du transit, mises en suspension par le vent. Elles contribuent donc à une fourniture en poussières carbonatées. De plus, au Cap Sim, l'abrasion des grains a été très favorisée par le cheminement des barkhanes sur les surfaces rocheuses ou encroûtées des couloirs interdunaires. Ce cas est intéressant par l'application d'un raisonnement «isoquartz». En effet, relativement aux autres constituants du stock, beaucoup plus fragiles et plus immédiatement mobilisables sous forme de poussières, la fraction quartzreuse apparaît comme une constante, du moins dans le cadre d'un petit massif dunaire où les grains de quartz n'évoluent ni assez longtemps ni assez loin pour être modifiés.

## La formation et la comminution de grains argileux : l'exemple de l'Erg Ine Koussamène

L'Erg Ine Koussamène se situe dans un contexte différent, celui du Sahara méridional au Nord du Mali [6, 7]. Il offre des analogies avec les problèmes posés au Cap Sim : mise en évidence d'une fourniture rapide de poussières non quartzеuses, appréciation du départ en suspension d'un matériel fragile par référence à une fraction quartzеuse n'évoluant pas sensiblement. Le point de départ de l'étude a été l'observation de la couleur grise de ce petit erg et son passage progressif vers le jaune avec l'éloignement croissant de la source sédimentaire (Pl. 4).

### Les observations

Au N-NW du massif de Timètrine et au Sud du Tanezrouft, l'Erg Ine Koussamène s'étend à l'Ouest d'une plaine endoréique dont le fond est tapissé du dépôt argileux gris d'un paléolac holocène (Fig. 9). Un système de barkhanes contrôlées par l'alizé occupe les secteurs déprimés de part et d'autre d'un col. Une partie du matériel dunaire transite aussi sur un plateau méridional. Dans la zone de départ du matériel lacustre, source de l'erg, le reg graveleux a été soufflé lors de vents violents en rides de graviers de quartz blanc ou orangé de quelques centimètres de hauteur dans le sens de l'alizé. Entre elles, l'argile est fendillée en polygones de 3 ou 4 cm de diamètre dont les bords «relevants» se délitent en fines particules favorisant la mobilisation du matériel, en outre érodé par les graviers et sables en transit.

Sur un transect longitudinal (Fig. 10), les échantillons ont été prélevés tous les kilomètres, avec un échantillonnage du crétacé environnant pour identifier l'origine possible du matériel. On a pratiqué les analyses suivantes : granulométrie sur fraction sableuse avant et après décarbonatation; étude morphoscopique sur la fraction 100-200  $\mu\text{m}$  après contrôle des grains (250 par échantillon) par action acide et basique; diffraction des RX sur la fraction < 2  $\mu\text{m}$ ; enfin observation au MEB/EDS des éléments plus grossiers.

### Les résultats sédimentologiques

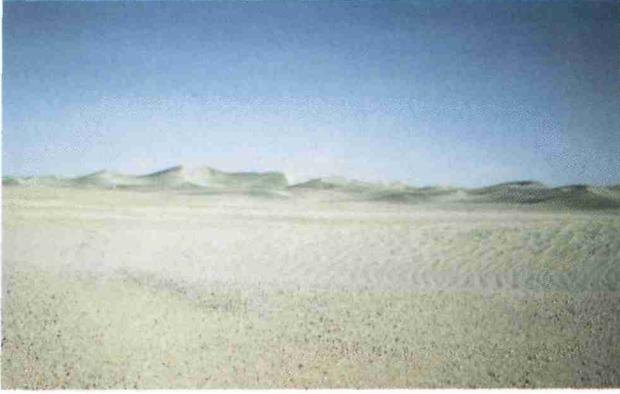
#### La composition minéralogique du matériel

Les quartz très rares (5 %) dans les dépôts lacustres sont plus abondants dans les marnes versicolores crétacées. Peu représentés, les feldspaths peuvent dériver du continental intercalaire ravinant le socle ou du socle lui-même affleurant à l'est de l'erg. La fraction < 2  $\mu\text{m}$  des échantillons crétacés est formée de palygorskite (50-55 %), illite (25-30 %) et chlorite (10-25 %); la palygorskite est parfois exclusive. La fraction argileuse des dunes de l'erg contient de la palygorskite (45-60 %), de l'illite (15-40 %), de la chlorite et des interstratifiés chlorite-smectite (15-20 %). La kaolinite est absente ou en traces. Les grains argileux issus du paléolac

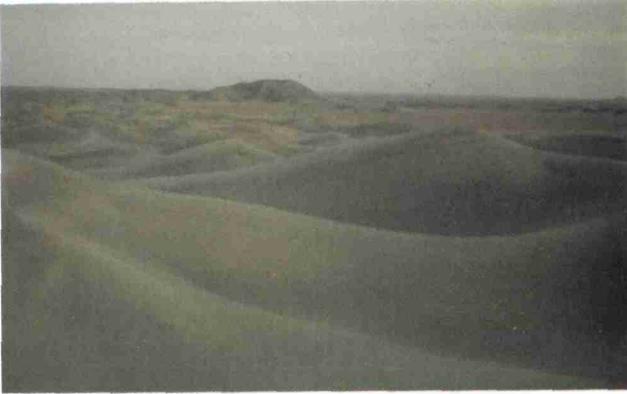
---

**Planche 4.** – Les paysages de l'Erg Ine Koussamène. - A) le paléolac argileux, B) les dunes grises argileuses, C) les dunes jaunes quartzеuses.

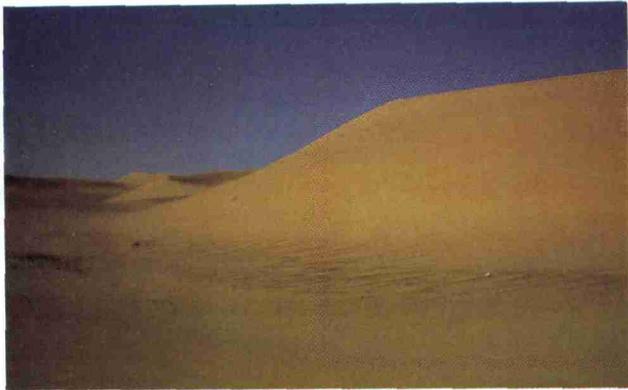
A



B



C



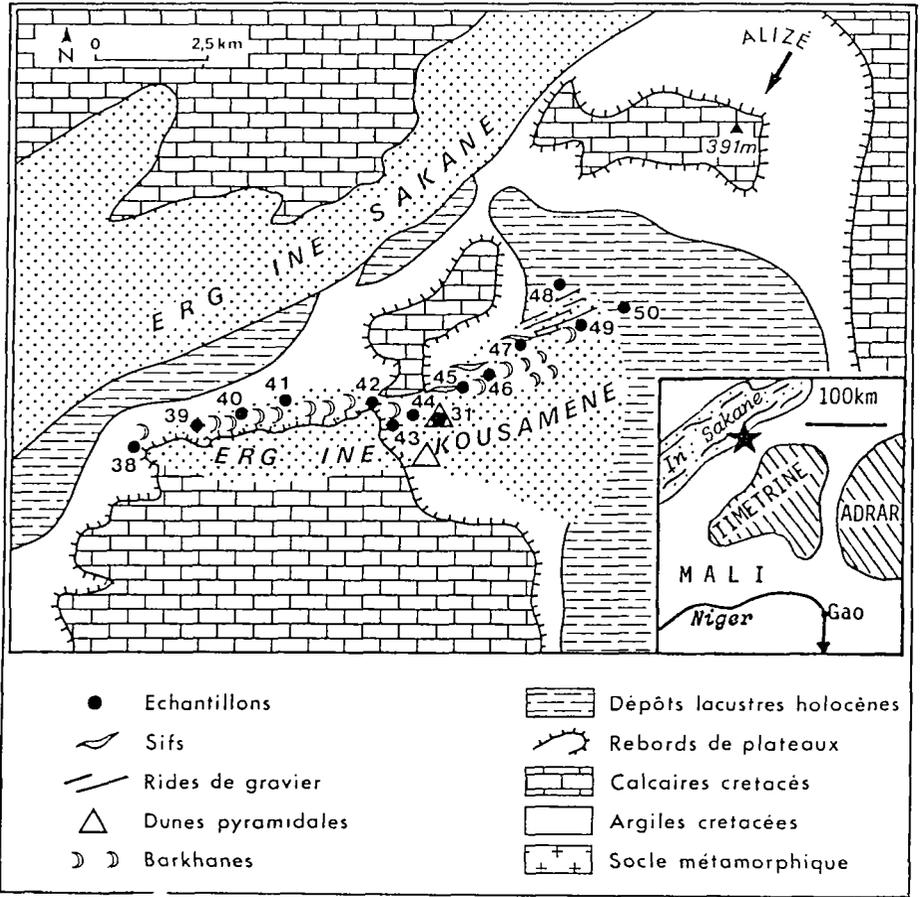


Figure 9. - L'Erg Ine Koussamène (Nord-Mali).

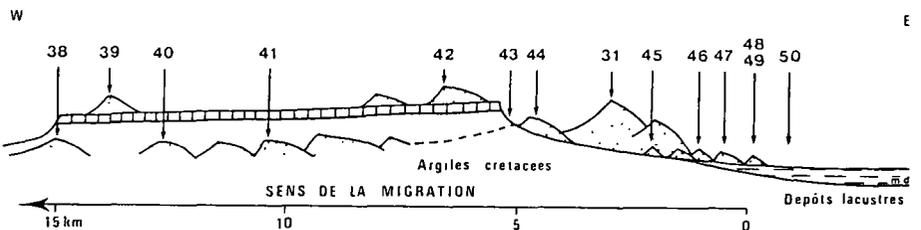


Figure 10. - L'Erg Ine Koussamène : transect ENE-WSW et localisation des échantillons.

sont essentiellement constitués de palygorskite emballant des rhomboèdres de dolomite (3-5  $\mu\text{m}$ ) et parfois un peu de calcite.

L'étude morphoscopique a permis d'évaluer les différents constituants minéraux (Fig. 11). Du centre du paléolac à l'extrémité de l'erg, il n'y a pas changement de nature des minéraux, mais de leurs proportions. La teinte du matériel passe du gris au jaune du fait de la chute en argiles et du croît relatif en quartz (sédiment argileux du paléolac : 5 Y 6/1; premières dunes : 2.5 Y 6/2; dunes du col : 10 YR 6/2; dernières dunes de l'erg : 10 YR 6/4).

#### L'étude granulométrique

Hormis dans les sédiments du paléolac et le matériel directement dérivé, il y a peu de fraction fine < 50  $\mu\text{m}$  et la limite supérieure n'excède pas 800  $\mu\text{m}$ . Le stock sableux bimodal avant le col devient unimodal après son franchissement, ce qui résulte sans doute d'une prise en charge rapide sous forme de poussière des fragments d'agrégats peu consolidés détruits dès le départ du paléolac. Les courbes cumulatives (Fig. 12-A) mal classées dans la zone de départ, se redressent plus loin pour adopter l'allure sigmoïdale du bon tri éolien bien illustré par l'évolution de  $\text{SO}_2$  de 2,47 à 1,1. La médiane (de 480 à 190  $\mu\text{m}$ ) indique un affinement de la fraction sableuse d'Est en Ouest.

D'après la comparaison des médianes avant et après traitement, la granulométrie du sédiment non traité est toujours la plus fine (sauf pour l'échantillon de départ où le traitement a dispersé des agrégats). La partie soluble se place donc dans la fraction fine du matériel sableux : abon-

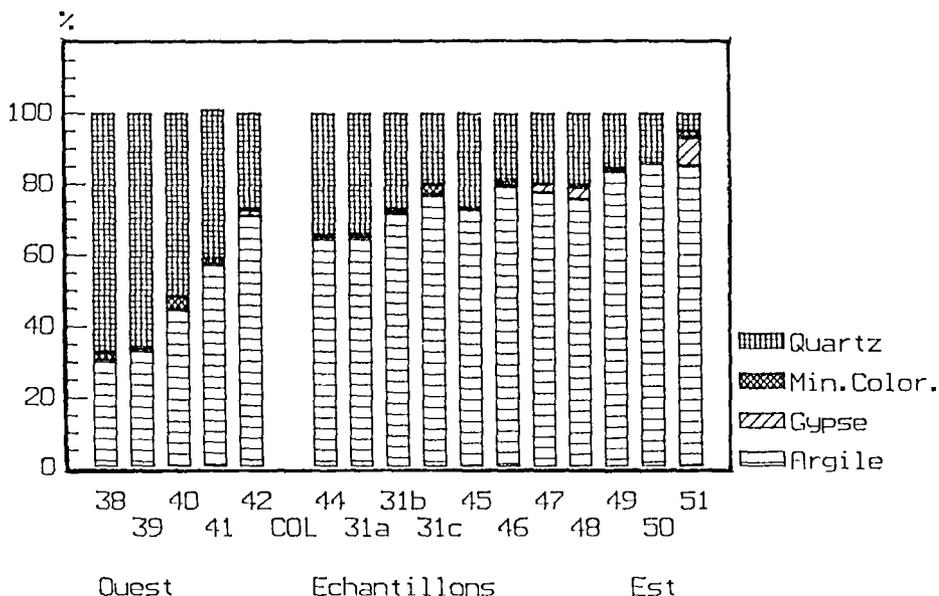


Figure 11. - Evolution de la minéralogie de l'Erg Ine Koussamène.

dants fragments coquilliers repérés sur le terrain; particules calcitiques et dolomitiques libérées par la fragmentation des granules argileux. Toutes ces éléments fins ont été éliminés par l'acide d'où une concentration relative des grains plus gros et insolubles décalant la courbe granulométrique vers la fraction grossière (Fig. 12-B).

### Commentaire

#### *La concentration progressive en grains de quartz*

Du paléolac au col, le quartz augmente de 5 à 35 % avec un très fort accroissement pendant le premier kilomètre, puis une augmentation modérée et régulière (Fig. 13). La très forte concentration initiale des quartz est relative à la diminution en nombre et en taille des autres constituants. Au-delà du col, cette concentration en quartz se confirme (de 25 à 67 %), avec une régularité remarquable (coefficient de corrélation  $r = 0,99$ ), liée à la disparition des autres éléments plus fragiles exportés sous forme de poussières éoliennes.

#### *L'appauvrissement corrélatif en matériel argileux*

D'après l'étude morphoscopique de l'échantillon de départ, les agrégats argileux initiaux sont très fragiles et s'écrasent aisément sous le stylet. Leur fragmentation a pu ainsi s'opérer dès le centre du paléolac avec une forte déflation argileuse initiale corrélatrice du croît immédiat des quartz. D'autres particules argileuses un peu moins fragiles évoluent ensuite dans l'erg jusqu'au seuil de comminution où elles sont mobilisables en suspension par le vent. Il en résulte cet appauvrissement du stock dunaire en matériel argileux si visible dans le passage des dunes du gris au jaune.

#### *Le façonnement de grains éolisés d'argile*

L'examen au MEB des particules argileuses confirme bien cette évolution, du paléolac à l'extrémité de l'erg (Pl. 5). Dans le premier site, les particules ont des formes quelconques, issues de la fragmentation d'agrégats grossiers (A) : beaucoup d'entre elles sont de la palygorskite à texture fibreuse lâche et aérée. Dès un certain parcours, les particules sont mieux façonnées (B) et les fibres sont agglomérées par roulement/saltation et chocs avec les quartz. Enfin, quand l'évolution est poussée, les particules sont devenues de véritables grains d'argile (C) aux dimensions comparables aux grains de quartz et transitant avec eux au sein du matériel dunaire. Ces grains éolisés de palygorskite de forme arrondie sont constitués d'un enchevêtrement serré de fibres et, à leur surface, une pellicule de fibres compactées et déformées assure leur relative immunité.

Après la forte libération initiale de poussière argileuse, le stock argileux de l'erg n'évolue plus qu'en fonction d'un amenuisement plus lent de grains étant exportés comme poussières quand un seuil de taille, fonction de la compétence du vent, est atteint. Si l'on admet à nouveau la validité d'un raisonnement «isoquartz» (connaissant la rapidité relative de l'évolution du reste du matériel), on peut évaluer la quantité d'agrégats argileux ainsi transformés aux 2/3 du stock originel de ces granules. A titre d'hypothèse, on peut ajouter qu'en prolongeant la tendance de la Figure 12, la totalité des grains d'argile disparaîtrait en poussière après un transport éolien de 21 km...

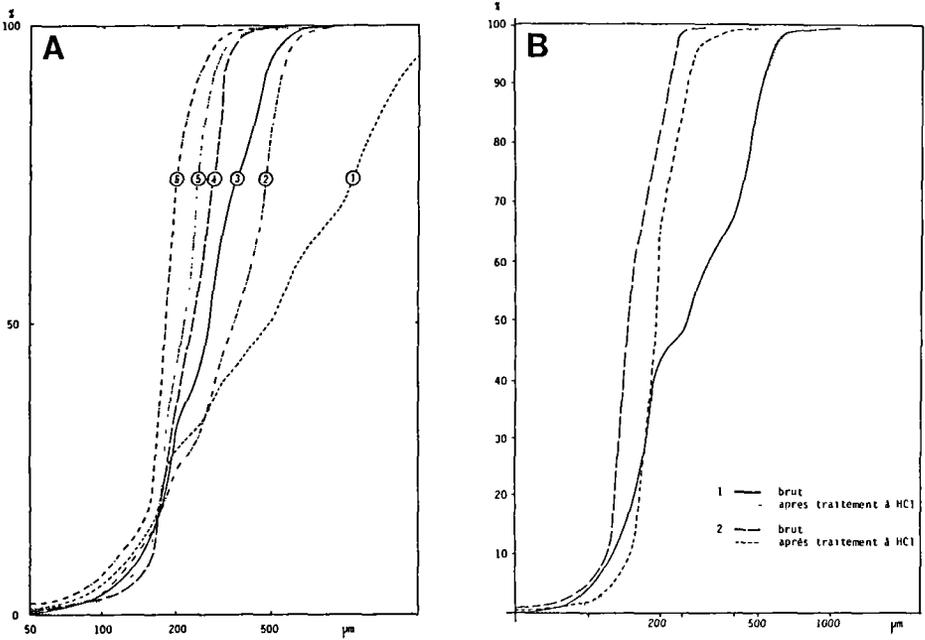


Figure 12. — Affinement du tri granulométrique du matériel sableux de l'Erg Ine Koussamène. A) Du paléolac à l'extrémité de l'erg (1 : éch. 48; 2 : éch. 47; 3 : éch. 44; 4 : éch. 31; 5 : éch. 41; 6 : éch. 38); B) courbes granulométriques cumulatives de la fraction sableuse avant et après traitement à HCl (1 : échantillon proche du centre du paléolac, 2 : échantillon à 1 km de l'extrémité de l'erg).

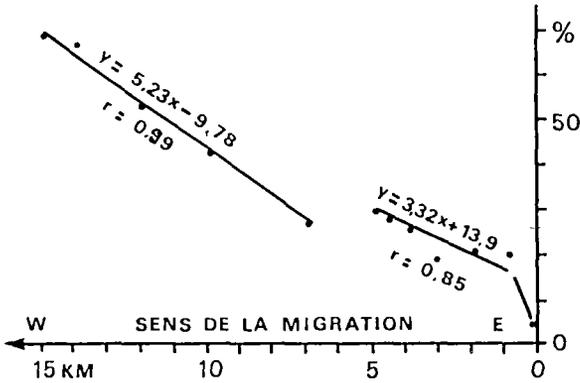
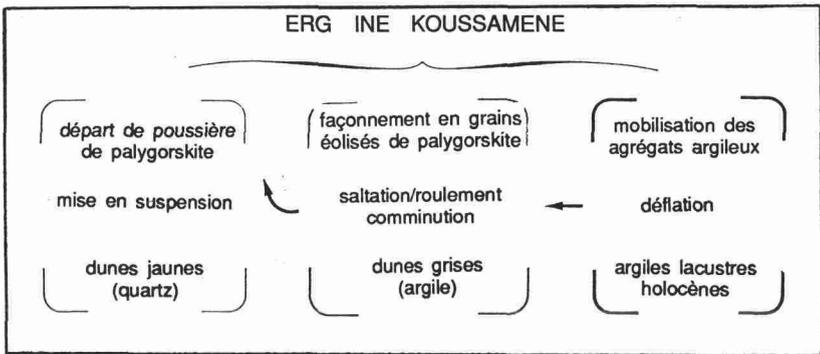
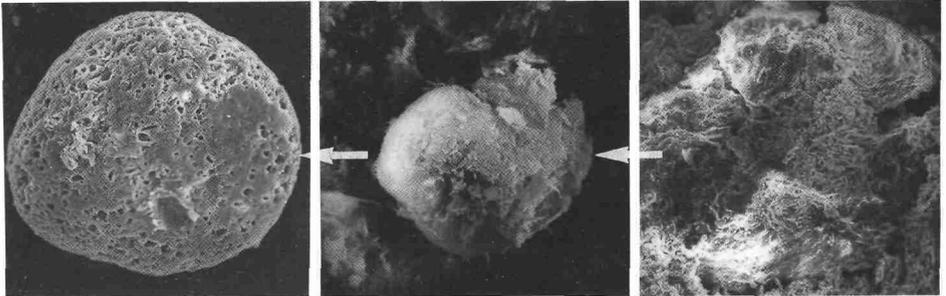


Figure 13. — Accroissement de la proportion des grains de quartz en fonction de la distance parcourue depuis le centre du paléolac.



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

D'après l'étude de la pellicule rousse au Nord du Grand Erg Occidental et des massifs dunaires du Cap Sim et de l'Erg Ine Koussamène, les sables désertiques mobiles concourent à fournir des poussières non quartzueuses au Sahara. Les processus de fragmentation et d'usure des minéraux fragiles conduisent à leur élimination des stocks sableux par vannage. Le seuil de comminution nécessaire à la prise en charge massive par un vent modéré (de type alizé) est apparu de l'ordre de  $40\ \mu\text{m}$  pour la pellicule rousse et de  $50\text{-}80\ \mu\text{m}$  dans les deux ergs dès le premier kilomètre du transport. Ces indications sont extrêmement importantes pour caractériser granulométriquement les «poussières locales», lors de leur prise en charge.

En revanche, d'importantes différences dynamiques apparaissent entre le système de la pellicule rousse et celui des deux massifs dunaires. Une fois la source sédimentaire abandonnée, le matériel sableux des petits massifs dunaires évolue au sol en «système fermé». Ainsi, les transformations s'y opèrent sans réalimentation du stock jusqu'à ce que l'amenuisement des grains soit suffisant pour, qu'échappant au «système fermé» de la dune, ils passent au domaine des poussières. Au contraire, la pellicule rousse évolue en «système ouvert» car son matériel

sableux, même s'il connaît le départ de poussières, est constamment renouvelé par érosion du substrat. Ce caractère en «système fermé» du matériel dunaire a permis d'apprécier indirectement, par accroissement relatif du quartz, la production de poussières carbonatées ou argileuses. Par contre, la quantification de la fraction fine partie en poussières dans la pellicule rousse n'a pas été possible, vu son «système ouvert».

Dans ces sables mobiles, l'étude de la fraction quartzreuse débouche sur d'intéressantes considérations sédimentologiques et dynamiques. Dans la pellicule rousse, la population dominante 85-95  $\mu\text{m}$  correspond vraisemblablement à la taille optimum des grains de quartz mobilisés par les chasse-sables.

Cette dimension coïncide bien avec ce «seuil critique» de meilleure mobilisation éolienne des grains de sable (80  $\mu\text{m}$ ), expérimentalement établi par Bagnold [8], qui reçoit ici une remarquable confirmation de terrain. En revanche, dans le matériel des deux ensembles de barkhanes, la taille des grains de quartz se situe vers 150-200  $\mu\text{m}$ , en bon accord avec la moindre mobilité de tels sables.

Il reste à s'interroger sur la contribution de ce stock quartzreux des sables désertiques mobiles aux poussières. Des proportions notables de quartz (et de silice) dans la fraction fine de la pellicule rousse impliquent son départ en suspension avec les autres particules fines. Mais, la fourniture rapide de poussières par les minéraux fragiles des deux massifs dunaires n'a pas permis d'apprécier ce départ vraisemblable de particules quartzreuses. Or, les grands ergs sahariens sont essentiellement formés de grains de quartz et les affleurements du socle en libèrent aussi. Il faut désormais aborder la question de la libération des quartz fins participant aux poussières sahariennes.

## Bibliographie

- [1] Walker T.R. (1979). Red color in dune sand. in McKee E.D. Ed., *A study of global sand seas*, Geological survey professional paper 1052, Washington, pp. 61-81.
- [2] Coudé-Gaussen G., Le Coustumer M.N., Rognon P. (1984). Paléosols d'âge Pléistocène supérieur dans les loess des Matmata (Sud-Tunisien). *Sci. Géol.*, 37, 4 : 359-386.
- [3] Callot Y. (1987). Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas saharien au Grand Erg occidental : dynamique éolienne et paléolacs holocènes. Thèse Sci., Univ. Paris VI, 473 p.
- [4] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Weisrock A. (1982). — Evolution du matériel sableux au cours de son déplacement dans un système dunaire — les barkhanes du Cap Sim au Sud d'Essaouira (Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295, 2 : 621-624.
- [5] Weisrock A. (1980). Géomorphologie et paléo-environnements de l'Atlas atlantique (Maroc). Thèse Lettres, Paris I, 931 p.
- [6] Coudé-Gaussen G., Riser J., Rognon P. (1983). Tri éolien et évolution du matériel dunaire par vannage et fragmentation : l'Erg Ine Koussamène (Nord-Mali). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 296, 2 : 291-296.
- [7] Coudé-Gaussen G., Riser J., Rognon P. (1984). L'Erg Gris d'Ine Koussamène : un exemple d'erg à dunes d'argile. in Petit-Maire N. et Riser J., Eds., *Sahara ou Sahel ?* Publ. CNRS et Ministère des Relations Extérieures, pp. 97-119.
- [8] Bagnold R.A. (1941). *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265 p.



# 3

## Recherches expérimentales sur la fourniture de poussières quartzeuses

Expliquer le constant renouvellement du stock de particules mobilisées en poussière est l'un des problèmes les plus préoccupants dans les déserts où longtemps la production de particules limono-argileuses fut réputée inexistante. Depuis plusieurs années, des travaux expérimentaux sont aussi venus affiner la connaissance de processus de libération des fines à partir des substrats désertiques. Les plus nombreux ont concerné la thermoclastie et la haloclastie, associées parfois au rôle de l'altération des roches. Le débat est toujours vif sur l'action des sels.

L'existence dans les poussières de quartz de tailles variées, entre autres submicroniques, pose des problèmes plus considérables encore et longtemps débattus quant à leur mode de libération depuis les sols et substrats et quant à la taille de leurs particules. La mise en évidence du déchaussement et de la fragmentation des quartz est nécessairement difficile en environnement saharien. L'acquisition de l'éroulé et l'amenuisement des grains par le vent reposent la question de la lenteur des processus naturels. On sait la durée limitée des observations possibles en milieu désertique et il a donc paru indispensable d'aborder certains de ces points par l'expérimentation en laboratoire.

### La question de l'origine des quartz de la taille des silts

#### Les premières hypothèses

Chez les anglo-saxons, le terme de *silt* est employé pour la classe granulométrique 4-64  $\mu\text{m}$  ou 2-62  $\mu\text{m}$ , débordant donc la fraction *limon* et s'étendant sur les *sables fins*. Cette notion

de silt, commode pour bien des sédiments éoliens fins et poussières désertiques grossières, est souvent utilisée ici.

Dans les premières hypothèses, les *quartz silteux* reconnus dans divers dépôts éoliens, fluviatiles ou glaciaires relevaient de dynamiques de choc ou d'écrasement affectant des cristaux sains (mise au point *in* Kuenen [1]). Puis des auteurs ont soutenu une origine exclusivement glaciaire [2, 3, 4], estimant, d'après leurs observations au MEB, que seul le broyage glaciaire pouvait expliquer la fragmentation des quartz sains. Puis il est apparu que des quartz étaient microfissurés du fait du refroidissement postintrusif de la roche [5], ou d'un premier stade d'altération [6].

Des *microcracks* périphériques ont aussi été signalés à la surface des grains de sable marins ou désertiques [7, 8].

## La taille des particules libérées par l'expérimentation

Des expérimentations ayant pour but de caractériser les particules libérées par les différents processus ont porté sur l'action éolienne et celle du gel.

Knight [9], Anderson [10], Marsland et Woodruff [11] avaient fait des investigations sur l'*action éolienne*. Kuenen [12, 1] obtient les premiers résultats importants : l'abrasion croît avec la taille des particules, la vitesse du vent, l'émoussé des grains et les états de surface; les quartz écrasés ne produisent que des fragments anguleux de 50  $\mu\text{m}$  et une fraction  $< 2 \mu\text{m}$ ; l'action éolienne expérimentale ne libère pas de particules 20-50  $\mu\text{m}$  (sauf pour une expérience sur schistes).

Pourtant, plus tard Whalley *et al.* [13] obtiennent par expérimentation des silts fins et grossiers et d'après Whalley *et al.* [14], les particules très fines augmentent avec la durée de l'expérience, les silts diminuent et les grains s'arrondissent.

Le rôle du gel dans la formation de silts est envisagé depuis longtemps, dans les sols ou sur des roches variées. De nombreuses expérimentations sur roches naturelles ou quartz industriels ont été pratiquées par les chercheurs français (mise au point *in* Lautridou et Ozouf [15], Lautridou [16, 17]) et anglo-saxons (mise au point *in* McGreevy [18] et Pye [19]). Dans les essais de gel au Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen sur roches variées (surtout calcaires et schisteuses), la taille d'amenuisement est descendue à 0,3  $\mu\text{m}$ . Pour Moss *et al.* [20], les granites altérés fourniraient des silts grossiers et très peu de silts fins. Pour les roches granitiques, l'étude expérimentale du gel fut précocément appliquée aux pierres à bâtir aux Etats-Unis. En France, Tricart [21] fit les travaux pionniers. Puis des granites divers ont fait l'objet d'essais sur roche saine conduisant à la faible libération de débris fins. D'autres travaux sur roches altérées ont mis en évidence les quartz et autres minéraux dans la fraction silteuse [22, 23].

Leur examen au MEB y a montré des formes et microfaçonnements analogues à ceux considérés jusqu'à présent comme strictement significatifs de l'action glaciaire [24] : compte-tenu de l'extension actuelle et passée des domaines périglaciaires (*i.e.* soumis au gel), on peut donc postuler sur la *primauté de la cryoclastie au sein des processus froids aptes à libérer les particules très fines*.

## La libération des quartz très fins par le gel expérimental

### La problématique

On perçoit bien l'intérêt d'une étude sur la libération de quartz par gel expérimental de granites sains et altérés pour comprendre les processus des domaines froids. Mais il paraît plus surprenant de voir aborder, par une telle démarche, les effets du gel sur la production de fines au Sahara car c'est un désert «chaud» où l'on n'imagine guère, *a priori*, une incidence géomorphologique du froid.

L'efficacité de la cryoclastie dans les domaines à gel modéré résulte de la fréquence des cycles gel-dégel. Or, le gel est plus fréquent qu'on ne le pense au Sahara. D'après Dubief [25], la température peut descendre normalement sous 0°C pendant l'année, surtout en hiver, sur une partie du Sahara septentrional et central et exceptionnellement sur une aire plus vaste (Fig. 14). L'occurrence du gel est nécessairement plus forte dans les montagnes, en particulier au Hoggar. Ainsi des manifestations cryoclastiques s'exercent sans doute plus ou moins épisodiquement dans le désert aux dépens des affleurements rocheux, surtout préparés par d'autres processus *in situ* ou altérations anciennes. La cryoclastie n'est pas négligeable sur les hauts plateaux et montagnes où elle contribue à une forme originale de production désertique de particules fines. Au Pléistocène l'extension du domaine concerné par le gel, sa fréquence et son intensité ont été plus importantes : des manifestations glaciaires et nivales ont concerné alors le Hoggar [26] et la part de la cryoclastie dans la fourniture de poussière, certes difficile à apprécier, a dû s'en trouver sensiblement accrue.

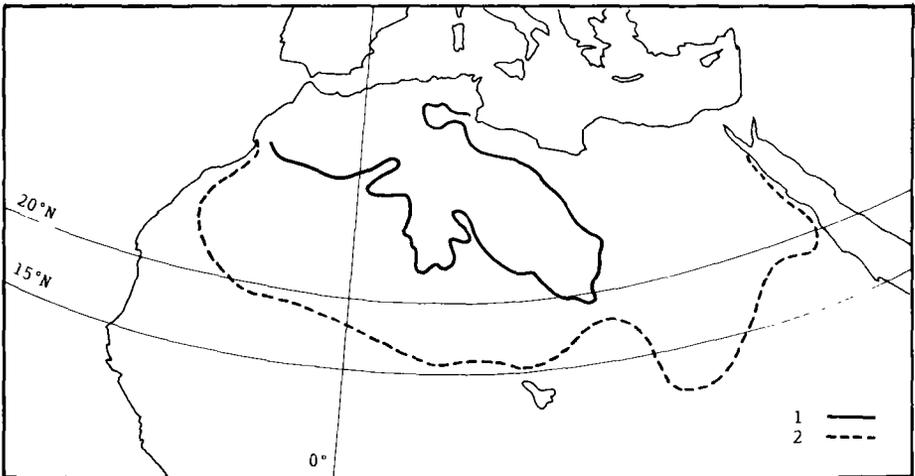


Figure 14. – Limites méridionales des régions où la température du sol peut descendre normalement (1) ou exceptionnellement (2) au-dessous de 0°, au cours de l'année (d'après Dubief, 1959).

En définitive, dans le cadre bien établi de la cryoclastie expérimentale, il paraît intéressant d'appliquer et d'étendre à l'étude du gel sur la production désertique des particules fines, les résultats de travaux sur des granites sains et altérés, roches très communes au socle saharien.

### Les conditions de l'expérimentation

Ces essais expérimentaux ont porté sur des granitoïdes prélevés dans les montagnes du Nord du Portugal (Minho) où les effets des processus pléistocènes modérés, périglaciaires et glaciaires, ont été contrôlés sur le terrain sur roches saines ou altérées [22, 23, 27].

Des échantillons (E 87 à E 93) de granite calco-alcalin à faciès porphyroïde moyen à grossier et un échantillon (E 86) d'épisyénite à faciès homogène ont été soumis à une première expérience. La seconde expérience a concerné des échantillons d'épisyénite (E 1, E 1bis), de granite calco-alcalin (E 2 à E 5) et d'arène en place (E 6). Les analyses préalables sur les échantillons et le protocole de gel modéré à  $-8^{\circ}\text{C}$  sont décrits en Annexe. La première expérience a concerné 814 alternances gel/dégel et la seconde a été arrêtée après 300 car les résultats étaient très proches. Un suivi photographique a visualisé l'évolution des essais.

### Les résultats des deux expériences

La sensibilité au gel se traduit par le poids en % des débris libérés par rapport au poids initial de l'échantillon. Dans la 1<sup>re</sup> expérience (Tableau VII), des états provisoires sont établis pour 304, 409 et 702 cycles et le bilan à 814 cycles. Le bilan de la 2<sup>e</sup> expérience a eu lieu à 300 cycles.

Les échantillons 86, 87<sup>2</sup>, 91 et 93 ont donné peu de débris. Ceux de petite taille (cristaux isolés de biotite ou feldspaths) sont  $< 0,5\%$ . Il en est de même à la fin de la 2<sup>e</sup> expérience pour les échantillons 2, 4, 5 et 1<sup>1</sup> (entre 0,04 et 0,51 %). Ces résultats sont comparables à ceux de granites sains. Les échantillons 88<sup>2</sup>, 89 et 92<sup>1-2</sup> et l'échantillon 1<sup>2</sup> ont fourni plus de 4 % de débris (Pl. 6). L'évolution s'est produite après 150 cycles avec de gros agrégats po-

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

n° échantillon	% Poids des débris après 304 cycles	% 409 cycles	% 702 cycles	% 814 cycles
86	0,08	0,08	0,20	0,22
87 <sup>1</sup>	0,10	0,26	0,26	0,26
87 <sup>2</sup>	0,22	0,42	0,42	0,42
88 <sup>1</sup>	0,24	0,36	0,36	0,42
88 <sup>2</sup>	3,95	4,78	5,60	5,67
89	3,09	3,43	4,00	4,13
91	0,05	0,13	0,13	0,13
92 <sup>1</sup>	3,41	6,78	8,40	9,25
92 <sup>2</sup>	3,31	8,33	9,85	10,80
93	0,12	0,27	0,30	0,30

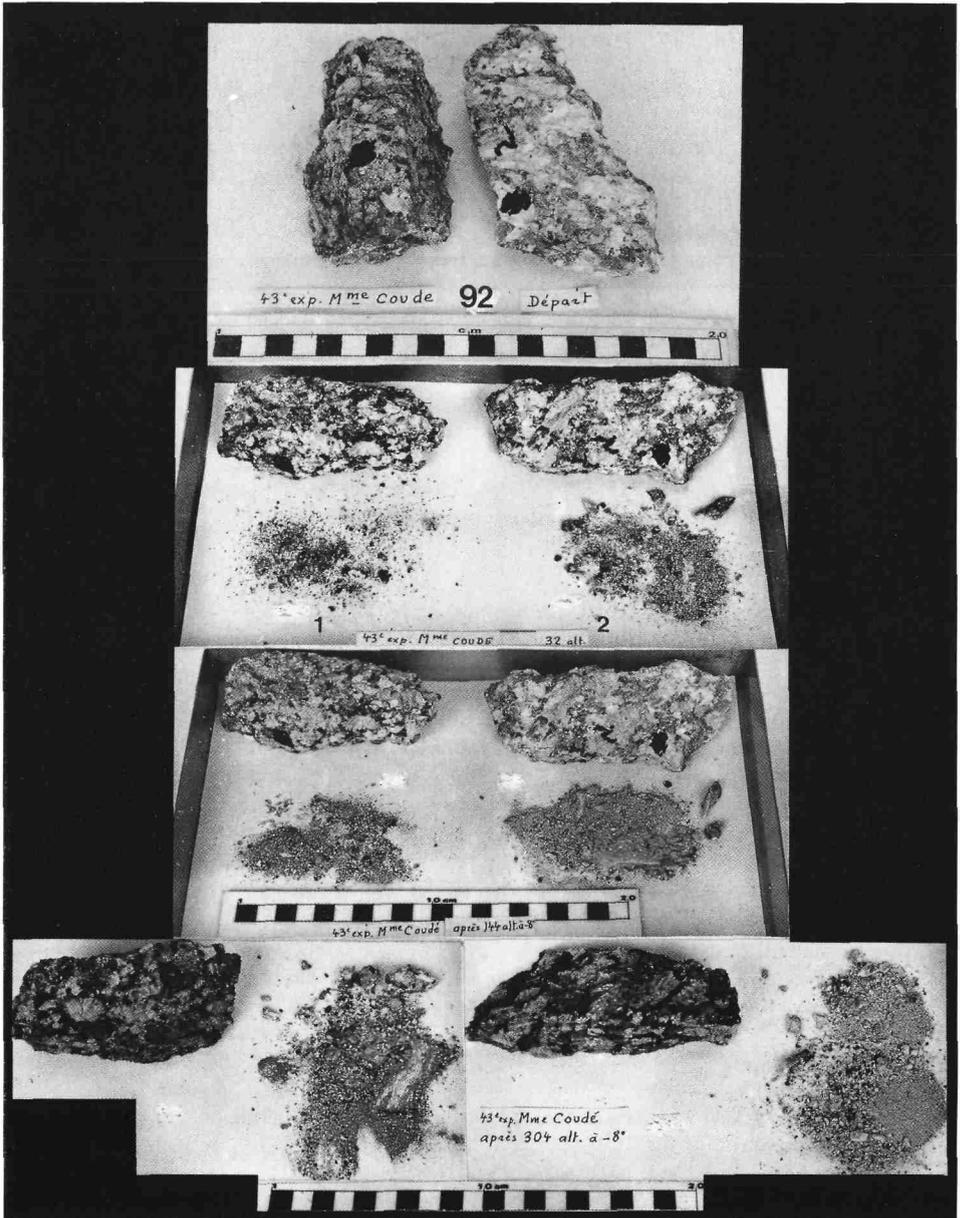


Planche 6. - L'évolution des échantillons 92<sup>1</sup> et 92<sup>2</sup> à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).

lyminéraux (0,5 à 3 cm) se détachant surtout à partir de la portion immergée des blocs. L'échantillon 90 (trop fragile pour subir une mesure de porosité) et les échantillons 4<sup>2</sup> (granite très altéré) et 6 (arène en place) se sont progressivement désagrégés dès le début des essais, libérant des agrégats polyminéraux et des mégacristaux de feldspaths alcalins (Pl. 7).

Le rythme de désagrégation est très intéressant. Les échantillons les plus gélifs ont fourni des débris dès avant 100-150 cycles par effondrement des blocs; la production a continué rapidement entre 300 et 400 cycles puis s'est ralentie nettement. Les granites très peu gélifs ont lentement fourni quelques sables par dissociation superficielle des quartz et micas ou exploitation de feldspaths altérés. Les granites moyennement gélifs ont fourni, outre sables et granules, des agrégats polyminéraux de 1 à 3 cm par élargissement de fissures par le gel.

La comparaison de la porosité avant et après expérience donne une bonne idée de l'*origine de la gélivité* des granites. Les échantillons ayant fourni le plus de débris avaient une porosité > 3 %. Il y a une opposition entre les faciès non gélifs (ou très peu gélifs), peu fissurés, peu altérés, peu poreux et les faciès plus altérés où les pores et microfissures ont été exploitées par le gel. Les fissures évoluent peu après 400 cycles et la porosité acquise est ensuite relativement stable. Le phénomène de *crise de gélifraction*, apparaissant dès un nombre restreint de cycles gel/dégel (moins de 300), se reproduit pour toutes les expériences sur roches fissurées et s'explique par *effet de fatigue* du bloc [28].

## Les débris libérés par la gélifraction expérimentale

### *Les caractères granulométriques*

Sur la courbe cumulative de E 90 (Fig. 15), très apparentée à celles d'arènes litées, remaniées par des processus périglaciaires naturels, la médiane se situe vers 7 mm et 84 % du stock est > 2 mm. L'amenuisement est nul entre 304-702 cycles. De même, entre 304-702 cycles, les débris des autres échantillons de la 1<sup>re</sup> expérience évoluent peu, avec pourtant un amenuisement des gros débris pour le 88<sup>2</sup> et le 89 (libération de granules, sables grossiers et quelques sables fins). Dans la seconde expérience, E 6 fournit 7,2 % de particules <50 µm dont 20 % <2 µm; E4<sup>2</sup> n'a libéré que 1,1 % de débris <50 µm dont 12 % <2 µm (Fig. 16). Les autres échantillons de l'essai ont donné très peu de débris.

La fraction <50 µm ne représente que 0,6 % du total pour E 90 (Fig. 15) : 96 % y appartient aux limons dont 66 % de limons grossiers. Ces proportions n'évoluent pas entre 300-700 cycles. L'évolution de E 6 est comparable. Très généralement, la fraction de limons fins et d'argiles granulométriques est plus importante dans le cas de granites altérés.

### *L'existence de particules fines produites par le gel*

La production de particules fines de quartz est une question importante pour comprendre l'origine des poussières sahariennes où leur existence à des tailles infimes, microniques voire submicroniques, n'a été établie que très récemment [29,30]. Or d'après ces essais de gel expérimental, *la gélifraction se définit bien comme un processus de libération de particules de quartz, non seulement de fraction limon fin mais aussi de taille argileuse, à partir de roches*

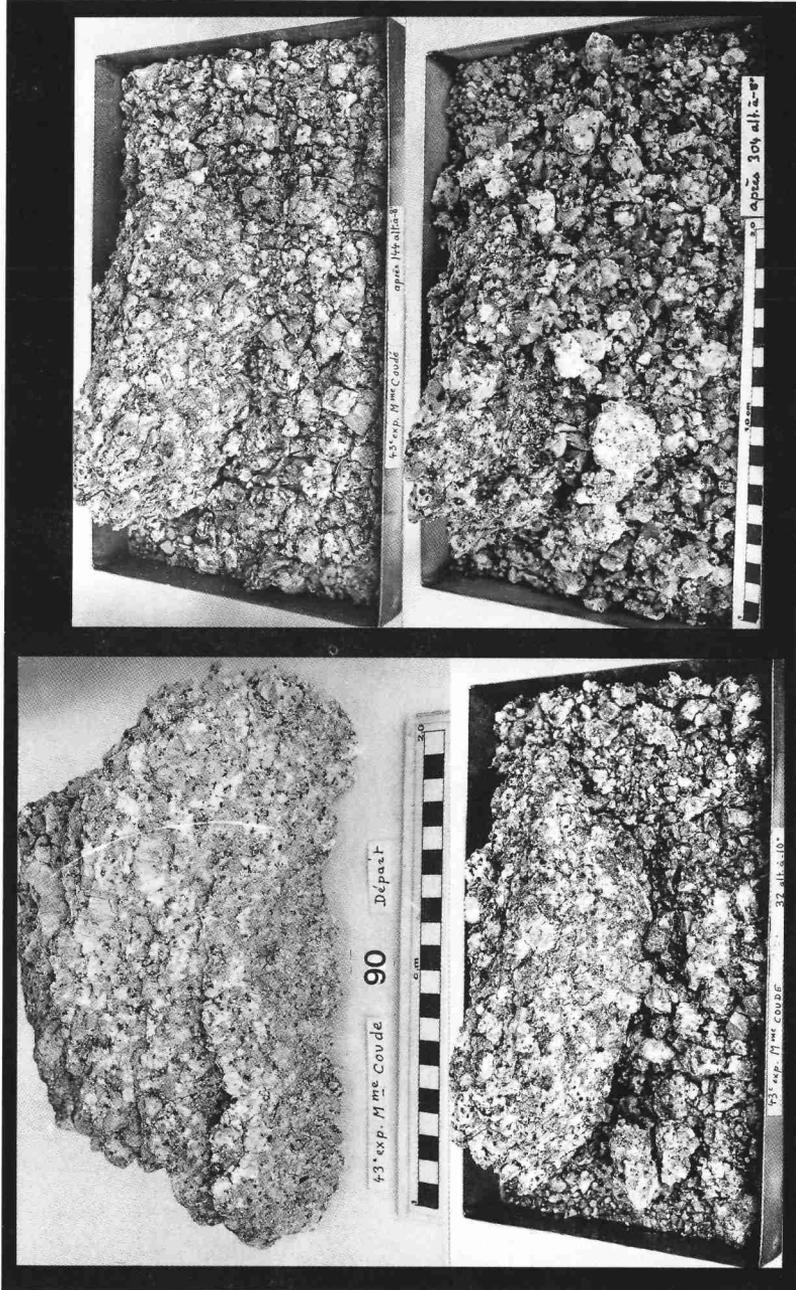
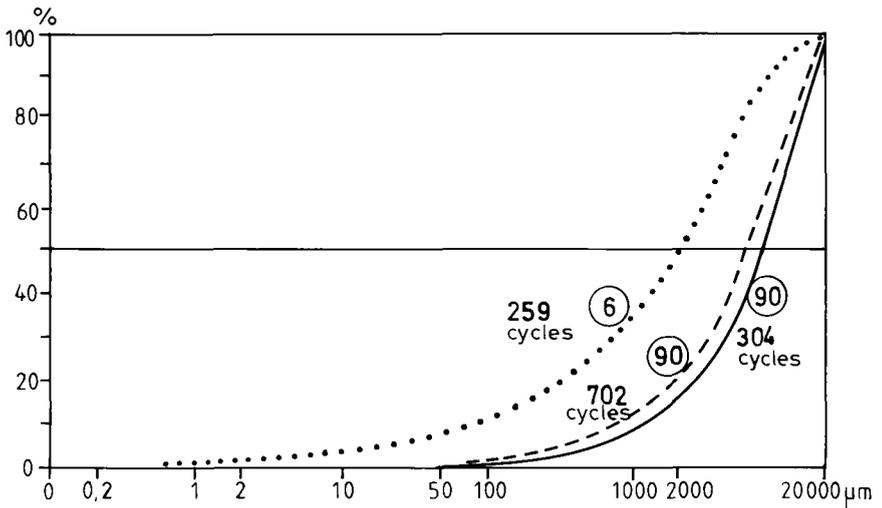
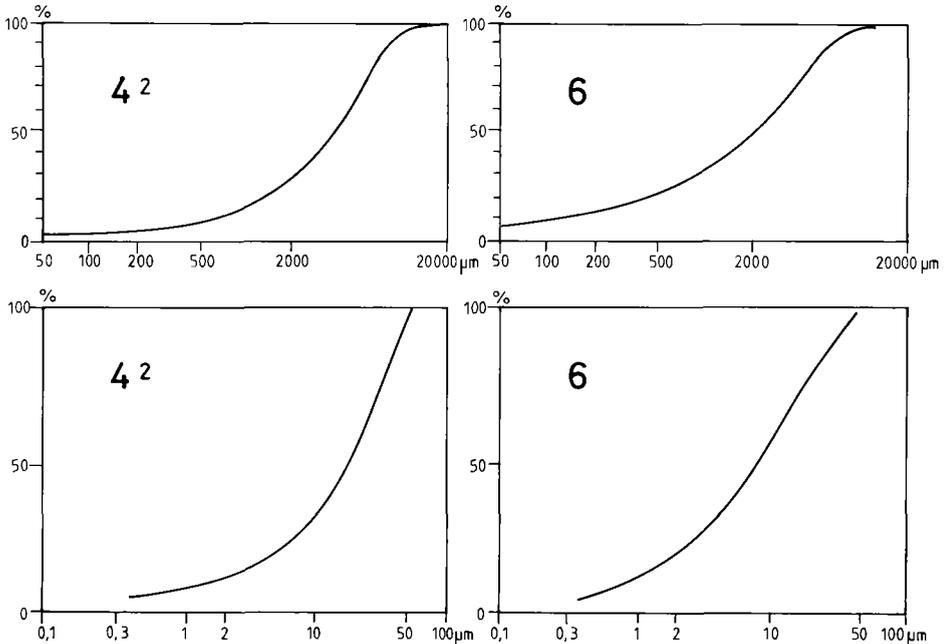


Planche 7. - L'évolution de l'échantillon 90 à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).



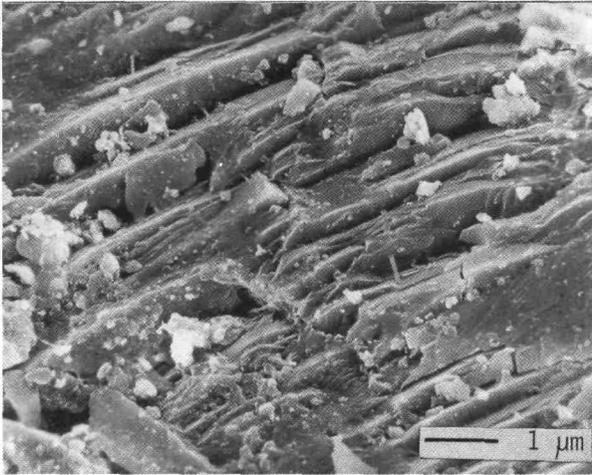
**Figure 15.** – Courbes granulométriques cumulatives des débris libérés par la gélification expérimentale pour les échantillons 6 et 90.



**Figure 16.** – Courbes granulométriques cumulatives des fractions 50-20 000  $\mu\text{m}$  et 0,1-100  $\mu\text{m}$  des débris libérés par la gélification expérimentale pour les échantillons 4<sup>2</sup> et 6 (deuxième expérience).

granitiques plus ou moins altérées. Les recherches granulométriques sur les débris produits expérimentalement ont effectivement mis en évidence des particules  $<1 \mu\text{m}$  (Fig. 15).

Mais le plus probant des arguments est la présence, visible au MEB, sur les grains issus de la gélifraction artificielle, de *particules adhérentes* de quartz de taille micronique à sub-micronique (Pl. 8), totalement analogues à celles décrites sur les grains naturels désertiques. L'analyse au MEB/EDS de plusieurs centaines de grains issus de la gélifraction des échantillons 86, 90, 91, 4<sup>2</sup> et 6 a défini 3 modes granulométriques pour ces particules adhérentes : 10-15  $\mu\text{m}$ , 3-5  $\mu\text{m}$  et 0,2-1  $\mu\text{m}$ .



**Planche 8.** — Les particules adhérentes de Si sur une cassure conchoïdale d'un quartz soumis à la gélifraction expérimentale.

## L'expérimentation en soufflerie

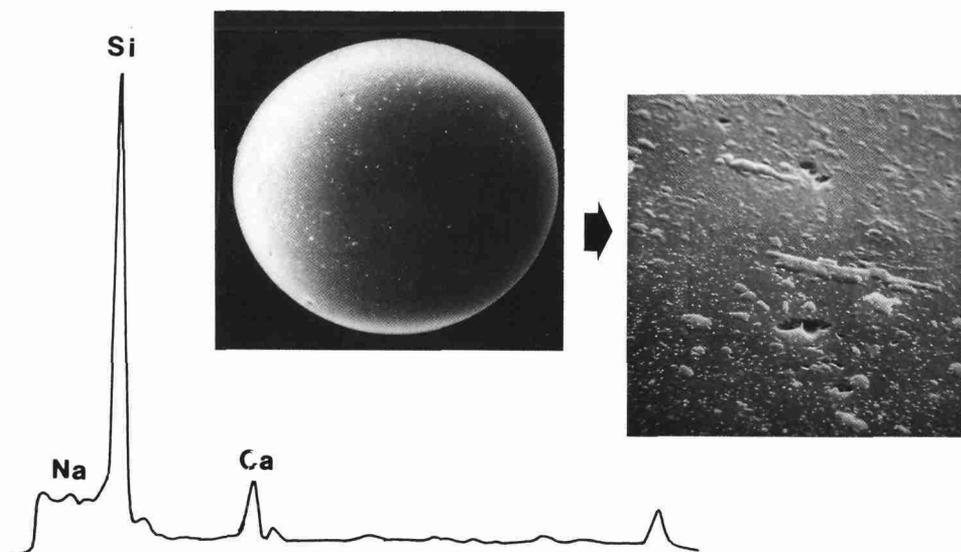
L'objet de cette expérimentation a été *la question de la fourniture de poussières quartzseuses par les sables désertiques*. On en pressent l'importance au Sahara, d'une part à propos des voiles sableux dont on a entrevu l'efficacité dynamique dans l'étude de la *pellicule rousse* et d'autre part vu l'extension des ergs dans ce désert.

Des essais en soufflerie (*wind-tunnel*) ont déjà concerné l'évolution du matériel sableux et la corrosion des roches cohérentes par le vent. Ils ont abordé dans un premier temps, l'éolisation des sables et le façonnement des *ventifacts* et *dreikaners* puis le polissage et l'attrition des sables. Mais ces travaux tournés vers l'aspect destructeur, érosif, des processus, ont négligé la caractérisation des produits libérés et, de ce fait, la question pourtant primordiale de la

fourniture de particules fines mobilisables sous forme de poussières. Par ailleurs l'érodibilité éolienne des sols (mise au point *in Logie* [31, 32]) et la fourniture corrélative de fraction fine ont fait l'objet de travaux expérimentaux [33, 34, 35]. Enfin des protocoles expérimentaux n'utilisant pas le wind-tunnel ont aussi étudié l'attrition des quartz et la production d'éléments silteux [36, 14].

## La procédure expérimentale

Pour étudier la libération de particules fines, il a paru intéressant de déclencher dans un wind-tunnel une *dynamique de comminution* sur un matériel apparenté aux grains de quartz, les *microbilles de verre* (50-800  $\mu\text{m}$  de diamètre). On n'a pas employé les quartz naturels pour éviter l'interférence de caractères micromorphologiques hérités (dérivés des dynamiques en milieu naturel) et de caractères acquis en expérimentation. De plus, les microbilles (de forme simple et régulière) peuvent s'utiliser avec profit car le comportement du verre face aux contraintes physiques ne diffère pas sensiblement de celui du quartz [37]. D'autre part, des *quartz industriels* (sans caractère micromorphologique hérité) ont été employés à titre de référence pour apprécier les effets du protocole sur un matériel de même nature que les sables désertiques. Avant et après expérience, la granulométrie du matériel a été mesurée au Coulter Counter et des observations au MEB ont examiné les formes et microfaçonnements des particules expérimentales et autorisé leur comparaison avec les grains désertiques (*Pl. 9*).



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

Dans le wind tunnel de l'Université Catholique de Leuven, Belgique (Fig. 17), 4 sites de prélèvement V, D, H et G permettent de discriminer les produits expérimentaux en fonction de la distance parcourue depuis l'injection du matériel (cf. Annexe). Pour identification, chaque échantillon a été affublé du numéro de l'expérience et de la lettre correspondant au site de prélèvement. On a fait varier les paramètres de manière indépendante ou concomitante (Tableau VIII) : vitesse du vent, durée de l'expérience, taille du matériel voire sa nature (microbilles de verre ou quartz industriels).

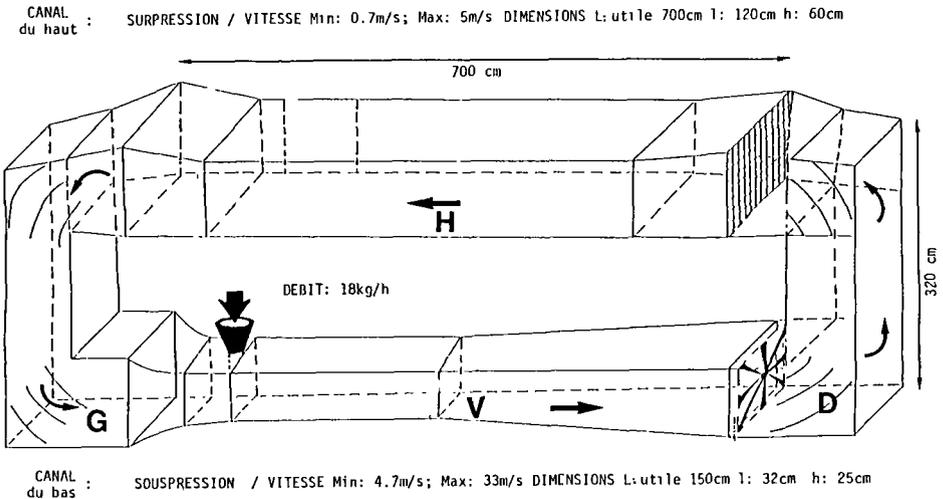


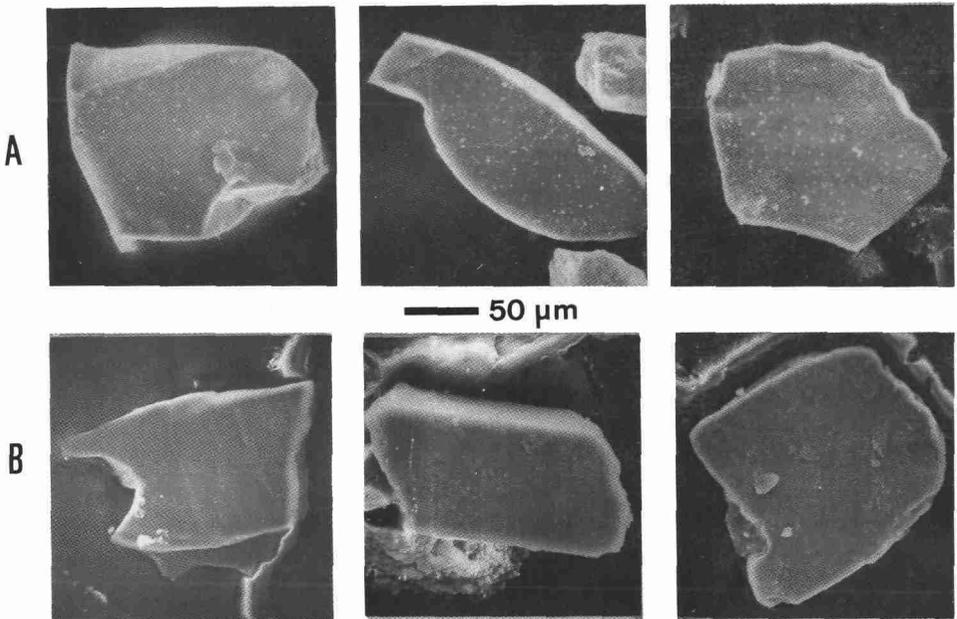
Figure 17. – Schéma du wind-tunnel de l'Université de Leuven (les sites de prélèvement après expérimentation D, H et G sont de plus en plus éloignés de l'entrée du matériel).

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

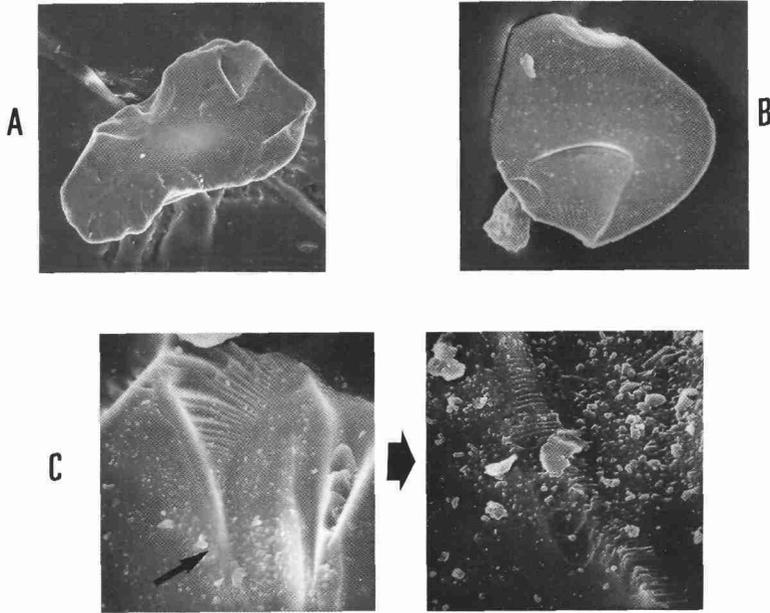
n°	Durée min.	Vitesse du vent m/s	Taille du matériel µm (microbilles)
1	20	variable	150-300
2	17	14	150-300
3	12	variable	500-300
4	5	variable	500-800
5	12	10	500-800
6	16	33	500-800
7	12	14	500-800
8	20	7	quartz industriels

### Les résultats bruts

D'après la *micromorphologie* des particules expérimentales examinées au MEB, il y a *convergence de formes* entre les produits de l'éolisation expérimentale et de l'éolisation naturelle. Les premiers sont des fragments de billes de verre aux formes souvent anguleuses et géométriques semblables à celles des petites particules désertiques (Pl. 10). Les microfaçonnements imprimés sur les débris de verre sont identiques à ceux dérivés de l'éolisation de haute énergie des quartz désertiques : cupules de choc, coups d'angle, cassures conchoïdales. Les arêtes sont quelquefois émoussées avec des traces en marches d'escalier ou des arrachements (Pl. 11). On note enfin des particules adhérentes sans doute à l'origine de l'évolution de la fraction limoneuse fine.



**Planche 10.** — La convergence des formes entre les fragments de microbilles de verre issus de l'expérimentation (A) et les poussières quartzéuses désertiques (B).



**Planche 11.** – Les microfaçonnements de haute énergie observés sur les fragments de verre issus de l'expérimentation. - A) cupules et traces de choc sur quartz désertique, B) fragment de verre présentant les mêmes traces de choc, C) cassures conchoïdales et particules adhérentes sur fragment de verre.

L'évolution granulométrique des particules est suivie au Coulter Counter. Lors de la 2<sup>e</sup> expérience (petites billes de verre), il y a chute d'une population de limons à 20  $\mu\text{m}$  identifiée avant l'essai. En fait, l'examen détaillé de la fraction fine montre qu'il y a eu amenuisement de cette population limoneuse avec déplacement de son mode vers 14 puis 6  $\mu\text{m}$ . En fin d'expérience, ces limons très fins se concentrent dans le plus lointain piège par rapport à la source de vent. La 8<sup>e</sup> expérience sur quartz industriels confirme ces résultats avec développement final d'une importante population de limons très fins (4  $\mu\text{m}$ ).

### Caractérisation morphométrique des particules expérimentales par analyse d'image et interprétation par AFC

Les particules issues des expériences 1H, 2H, 3G, 5V, 7G et 8G ont été traitées par Analyse d'images (50-70 particules par échantillon). Après seuillage spécifique (*Tableau IX*), les données ont été traitées par AFC (*cf. Annexe*).

### AFC des expériences 5V et 7G

*But* : étudier l'incidence de la vitesse sur l'évolution du matériel.

*Protocoles comparés* : même matériel (billes de 500-800  $\mu\text{m}$ ); même durée d'expérience (12 mn); 2 vitesses différentes (10 et 14 m/s).

Les 7 premiers axes fournissent 92,5 % de l'explication et les 2 premiers, 47,2 %. L'analyse privilégie, sur les 2 premiers axes (*Fig. 18*), les *paramètres de taille* alors que les *paramètres de forme* n'apparaissent que sur les axes III et IV. Sur l'axe I, il y a relation entre vitesse et amenuisement du matériel. Ainsi sur l'axe I- dominant des particules de 7G. Elles forment 40 % des particules de cet essai par vent fort prises en compte par l'AFC. Elles ont les caractères SUR1, PER1, RAY1, et par conséquent une petite taille résultant de la comminution des billes originelles. Sur l'axe I+, au contraire, 40 % des particules de 5V (expérience par vent faible) étant retenues par l'AFC ont les caractères SUR4, PER3 et RAY3. Cette forte taille implique une quasi-absence d'amenuisement. D'après l'axe II+, un lot de particules moyennes (SUR2, PER2, RAY2) provient en parts équilibrées de l'une et l'autre expérience, ce qui suggère un début de comminution. Pour les formes, les particules issues de la plus forte vitesse sont, pour une faible part (12 %), allongées, irrégulières et peu circulaires, impliquant une certaine fragmentation.

### AFC des expériences 3G, 5V et 7G

*But* : étudier l'incidence de la vitesse sur l'évolution du matériel.

*Protocoles comparés* : même matériel (billes de 500-800  $\mu\text{m}$ ), même durée (12 mn), 3 vitesses différentes (vitesse variant en cours d'expérimentation et vitesses constantes à 10 et 14 m/s).

Les 7 premiers axes fournissent 90,4 % de l'information et 46,2 % pour les 2 premiers. Alors que l'axe III représente les *paramètres de forme*, l'analyse privilégie sur ses 2 premiers axes les *paramètres de taille* :

— les *plus petits grains* (SUR1, PER1, RAY1 sur l'axe I-) correspondent au stock ayant connu la plus grande vitesse (60 % des cas retenus de 7G); seuls 10 % des cas de 3G (vitesse variable) et 5 % des cas de 5V (vitesse 10 m/s) y interviennent

— les *plus gros grains* (SUR4, PER3, RAY3 sur l'axe I+) correspondent à 26 % des cas de 3G et 20 % des cas de 5V, soit aux stocks soumis à une vitesse variable ou une faible vitesse

— les *grains moyens* (SUR2, PER2, RAY2 sur l'axe II+) sont formés de 22 % des cas retenus de 3G, de 15 % des cas de 5V et 12 % des cas de 7G.

Par ailleurs le matériel soumis à la plus forte vitesse donne des particules irrégulières, très allongées et peu circulaires. Une part notable des 5V (10 %) suggère qu'une faible vitesse correspond à une forte régularité des grains.

*Bilan pour la taille des particules* : la plus forte vitesse a fourni les grains les plus petits (60 %) et à moindre titre des grains moyens (11 %). Il y donc une *relation directe entre diminution de la taille et vitesse du vent*. Les grains soumis à vitesse constante faible montrent une forte minorité de grosses particules (20 %) suggérant qu'une *vitesse faible provoque une faible comminution*. Cette impression est renforcée par 26 % des cas retenus de 3G indiquant aussi qu'une vitesse variable et faible ne produit pas un fort amenuisement.

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

SUR	1	< 39 999 $\mu\text{m}^2$	IRR	1	< 0,964	
	2	40 000-54 999		2	> 0,965	
	3	55 000-69 999		CIR	1	< 0,749
	4	> 70 000			2	0,750-0,835
		3	> 0,836			
PER	1	< 799 $\mu\text{m}$	ELO	1	< 1,20	
	2	800-999		2	1,21-1,49	
	3	> 1 000		3	> 1,50	
RAY	1	< 100 $\mu\text{m}$				
	2	101-124				
	3	> 125				

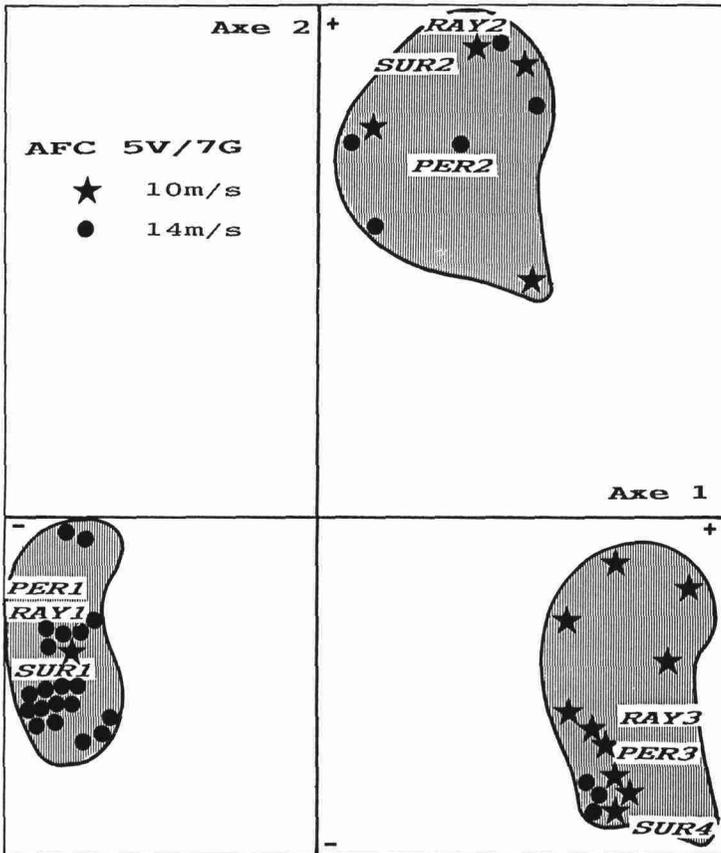


Figure 18. – Sortie graphique du croisement des axes I et II dans l'AFC des expériences 5V et 7G.

*Bilan pour la forme des particules* : d'après la réduction de la taille, le croît d'irrégularité et l'allongement des formes, *une forte vitesse engendre la fragmentation*. Amenuisant moins, respectant la régularité et la forme initiale des grains, *une faible vitesse engendre une abrasion*. La vitesse variable et faible amène un amenuisement faible ou moyen; mais elle entraîne un allongement et une irrégularité des particules donc une fragmentation, mais moins poussée que par forte vitesse.

### **AFC de l'expérience 2H et des billes originelles**

*But* : comparer les formes des particules avant et après expérimentation.

*Comparaison* : billes originelles (150-300  $\mu\text{m}$ ); billes de verre (150-300  $\mu\text{m}$ ) soumises à l'essai 2H (durée : 17 mn; vitesse : 14 m/s).

Les 7 premiers axes fournissent 91,6 % de l'information et les 2 premiers axes 53,1 %.

D'après l'analyse granulométrique, il y a au sein du stock originel (billes de 150-300  $\mu\text{m}$ ) 70 % de petites billes (vers le pôle 150  $\mu\text{m}$ ) et 30 % de moyennes (vers 200-250  $\mu\text{m}$ ). Les particules de forte dimension issues de l'expérimentation (SUR4, PER3, RAY3 sur l'axe I+) ayant perdu leur sphéricité originelle (CIR1, IRR1, ELO3) résultent donc de la fragmentation des plus grosses billes. Si 28 % des cas retenus de 2H dérivent ainsi d'une fragmentation (axe I+), 16 % sont de petites particules très rondes et régulières (axe I-) et 14 % sont des particules de taille moyenne. D'où l'alternative suivante :

— les petites particules circulaires et les particules moyennes issues de l'expérimentation peuvent appartenir aux fractions fine et moyenne du stock originel qui n'auraient pas évolué; l'essai n'aurait fait que fragmenter les grosses billes originelles, ce qui suggérerait l'*existence d'un seuil de taille sous lequel la fragmentation ne pourrait s'opérer*

— ces petites et moyennes particules seraient le résultat d'un *amenuisement par abrasion de billes originelles dont la sphéricité se serait conservée*. Il est impossible de trancher pour l'instant entre ces éventualités.

### **AFC des expériences 1H et 2H**

*But* : apprécier l'évolution du matériel avec des vents de force différente.

*Protocoles comparés* : matériel identique (150-300  $\mu\text{m}$ ), durées comparables et vitesses variées (vitesse variable faible et vitesse forte : 14 m/s).

Les 7 premiers axes portent 89,9 % de l'information et les 2 premiers : 47,2 %. Dans cette AFC interfèrent les paramètres de forme et taille.

Les petites particules issues de l'expérimentation sont régulières (axe I-) pour 20 % des cas retenus de 1H et 16 % de ceux de 2H. Il pourrait donc s'agir de petites billes originelles non altérées puisque moins nombreuses par vent fort. En revanche, les grosses particules irrégulières et allongées forment 34 % des particules de l'essai par vent fort et seulement 8,5 % de celui à vent variable : ce sont donc de grosses billes fragmentées, puisque la fragmentation est plus efficace par vent fort comme on l'a vu plus haut. Par ailleurs, sur l'axe II-, s'il y a des proportions notables de particules moyennes issues des deux expériences (17 % des cas retenus de 1H et 14 % de 2H), rien n'indique s'il s'agit de billes originelles (de taille moyenne) préservées ou d'un début de fractionnement de grosses billes. Néanmoins d'après l'axe III+,

13 % des cas retenus de 1H sont issus d'une fragmentation (CIR1 et accessoirement ELO3 et IRR1) et s'opposent en III- à de grosses particules très régulières, soit de grosses billes originelles préservées (14 % des cas retenus de 1H et 12 % de 2H).

*Bilan* : dans ces 2 expériences, il subsiste un nombre appréciable de billes originelles non altérées (néanmoins les pourcentages suivants montrent bien que le respect des particules originelles est moindre par vent fort que par vent plus faible variable).

Axe	Taille et forme	Vent variable	Vent fort
I-	Petites circulaires	20 %	16 %
II-	moyennes de forme inconnue (?)	17 %	14 %
III-	grosses régulières	14 %	12 %

Des particules grossières et irrégulières résultent du fractionnement de grosses billes originelles : sur l'axe I+, 8,5 % des cas retenus de 1H, et 34 % de 2H. La fragmentation est donc plus importante par vent fort. Par rapport à d'autres analyses (par exemple 2H+ billes originelles), cette AFC suggère que les petites particules régulières sont de petites billes originelles non altérées, rendant donc caduque la seconde hypothèse formulée plus haut en fin de bilan de l'AFC précédente. Mais cela conduit à d'autres interrogations...

Quelle est la raison du respect des caractères originels d'une fraction du stock ? La durée de l'essai a-t-elle été insuffisante pour tout fragmenter ? Ou y aurait-il un transport en suspension immédiat des plus fins grains originels qui interdirait *de facto* leur fragmentation ?

### AFC des expériences 2H et 7G

*But* : apprécier l'incidence de la différence des tailles des billes originelles sur les produits expérimentalement obtenus.

*Protocoles comparés* : billes de tailles différentes (150-300 µm et 500-800 µm), vitesses de vent identiques (14 m/s) et durées proches (17 et 12 mn).

Les 7 premiers axes portent 90 % de l'information et les 2 premiers 45,9 %.

Axe	Petites billes (2 H)	Grosses billes (7G)
I-	14 % (originelles ?)	30 % (abrasion ?)
I+	35,5 %	7 %
II-	20 %	11,5 %

Il y a, semble-t-il, contradiction entre les tailles différentes du matériel initial et les proportions respectives de petites particules circulaires issues de l'expérimentation (14 % de cas retenus de 2H et 30 % de 7G). De même, les particules grossières irrégulières et allongées sont curieusement plus importantes à partir du matériel originellement fin (36 % de cas retenus de 2H) que du matériel grossier (7 % de cas retenus de 7G). On peut émettre l'hypothèse suivante pour surmonter ces contradictions : *les plus petites billes sont mobilisées par saltation d'où leur fragmentation, alors que les plus grosses le sont par roulement d'où leur abrasion.*

### AFC des expériences 1H, 2H et 8G

*But* : comparer les formes issues de l'expérimentation à partir de formes initiales différentes (billes circulaires et quartz anguleux).

*Protocoles comparés* : matériel différent (billes de verre et quartz industriels), durées comparables (17 et 20 mn) et vitesses différentes (vitesse variable, vitesses constantes à 7 et 14 m/s)

Les 7 premiers axes fournissent 89,9 % de l'explication et les 2 premiers 48 %.

Axe	Taille et forme	Billes (1H)	Billes (2H)	Quartz (8G)
I-	Petites régulières	21,5 %	13,7 %	41,3 %
I+	Grosses irrégulières	7 %	27,5 %	11 %
II-	Moyennes sans forme	20 %	15,7 %	11 %

Les petites particules régulières n'ont pas la même signification suivant qu'elles proviennent de billes ou de quartz. Issues de billes, elles sont alors plus nombreuses dans le stock soumis au vent modéré et variable (21,5 % des cas retenus de 1H). Pour le stock soumis au vent fort, la proportion est plus faible (13,7 % de 2H) liée à la préservation moindre de petites billes originelles non altérées. Au contraire, les 41,3 % de petites particules régulières retenues à partir des quartz industriels diffèrent évidemment morphologiquement des quartz originels anguleux qui ont donc subi un amenuisement par abrasion les émoussant et réduisant. Dans le même ordre d'idée, si les grosses particules irrégulières issues des plus grosses billes de verre sont d'autant plus nombreuses que le vent est fort, du fait de la fragmentation (27,5 % des cas retenus de 2H contre 7 % de 1H), il n'y a que 11 % des cas retenus dans le matériel quartzueux à présenter ces caractères (quelques quartz n'étant pas remaniés et ayant conservé leurs taille et angulosité originelles). Contrairement au matériel vitreux qui semble évoluer par fragmentation, le matériel quartzueux évolue donc par abrasion.

Deux données peuvent expliquer ce comportement différent :

- la vitesse du vent de l'essai 8G était 2 fois moindre que celle de la plus rapide expérience sur billes : ainsi *le roulement favoriserait l'abrasion et la saltation plutôt la fragmentation*
- dans leur essai, les quartz industriels se sont déplacés sur un lit de quartz mouillés par aspersion ce qui a pu augmenter la rugosité du substrat et son caractère abrasif.

## Discussion

Malgré le caractère exploratoire et incomplet de cette expérimentation en soufflerie, le traitement par AFC met en évidence des points importants sur l'évolution d'un matériel sableux sous l'effet du vent et sur la production corrélatrice de particules fines susceptibles d'approvisionner les poussières.

### L'évolution du matériel sableux

Les propositions des AFC se regroupent en fonction de deux paramètres fondamentaux, vitesse du vent et taille des grains, qu'on peut interpréter en termes de *processus mécaniques*.

Il y a tout d'abord une relation entre *force du vent* et *diminution du grain*. Il est même apparu que la plus forte vitesse a fourni les grains les plus petits. Les paramètres de forme éclairent sur les modalités de cette diminution de la taille. En effet, la forte vitesse du vent irrégularise et allonge les particules. Connaissant la forme sphérique initiale, on peut donc affirmer qu'un *processus de fragmentation* est survenu avec cette forte vitesse. Au contraire, une faible vitesse réduit faiblement le grain et respecte ses régularité et circularité initiales : elle correspond à un *processus d'abrasion*.

D'après la forme souvent irrégulière de leurs produits, les petites billes ont été plus fragmentées, ce qui suggère leur mobilisation par saltation induisant une fragmentation brutale et rapide. Au contraire, d'après la forme régulière de leurs produits, les grosses billes ont été mieux respectées et simplement amenuisées, ce qui suggère leur mobilisation par roulement/reptation induisant une abrasion progressive. Cette idée que *le roulement des grains de sable favoriserait l'abrasion et que la saltation favoriserait la fragmentation* est corroborée par les propositions de plusieurs des AFC. On note que, d'après la forme et la taille de leurs produits, les quartz industriels anguleux ont subi un amenuisement par abrasion qui les a émoussés. Enfin, il semble qu'il existe un seuil de taille sous lequel la fragmentation ne puisse s'opérer.

### **La transposition aux sables quartzés désertiques**

Comment s'appliquent ces propositions et interprétations dynamiques au domaine des sables quartzés désertiques ? On peut penser d'abord que les sables fins sont principalement animés par la saltation. Leur processus de comminution est donc la fragmentation par choc des grains entre eux, d'où une forme irrégulière des fragments et des microfaçonnements superficiels caractéristiques des dynamiques éoliennes de haute énergie. Les voiles sableux du type *pellicule rousse*, les *nebkas* et les dunes les plus mobiles sont sans doute caractérisés par un tel matériel. En revanche, les sables plus grossiers sont mobilisés par roulement/reptation et par vent fort. Leur processus de comminution est l'abrasion qui provoque ou entretient l'émoussé et la sphéricité des grains. Selon toute vraisemblance les sables dunaires peu mobiles, en particulier ceux des ergs, évoluent ainsi.

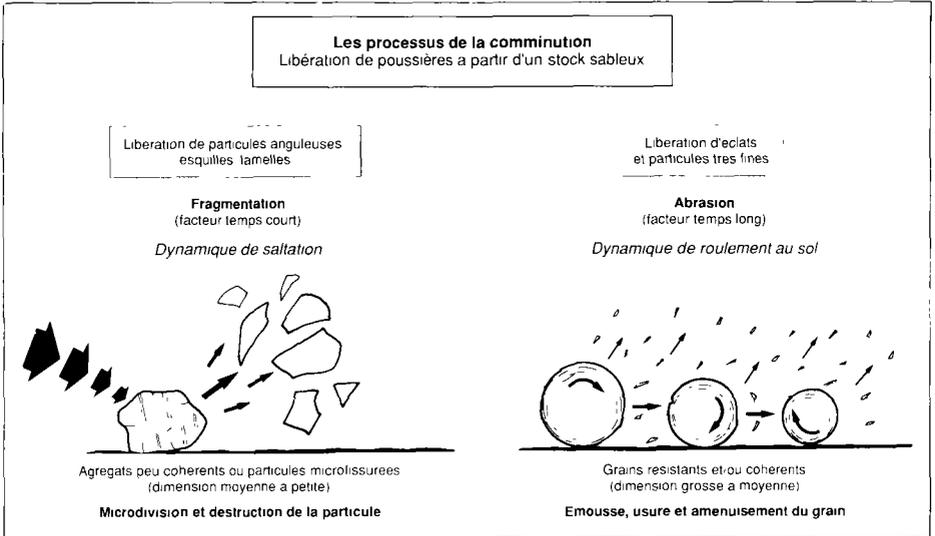
On peut donc opposer 2 types de comminution des sables quartzés désertiques (*Fig. 19*) :

— l'une, rapide et brutale, de fragmentation de petits grains produisant des fragments anguleux mobilisables sous forme de poussières grossières, typiques, on l'a vu précédemment, des *poussières locales*

— l'autre, lente, d'abrasion de grains plus gros qui livre le produit impalpable des poussières quartzées fines, typiques, on le sait aussi, des *poussières plus lointaines*.

Ce lent amenuisement des gros grains les conduit nécessairement vers des tailles plus petites, à leur tour susceptibles de permettre leur mobilisation par saltation. Ces grains sont alors fragmentés ce qui explique le *caractère peu fréquent de petits grains de quartz bien roulés dans les poussières*. Seuls échapperont ceux qui, ayant franchi le seuil de comminution suggéré par les AFC, seront directement prélevés sous forme de poussières par vannage.

*Par ces expérimentations de cryoclastie et en soufflerie, il a donc été possible de mettre en évidence divers processus de production de quartz très fins, fonctionnels dans le désert et susceptibles d'y contribuer à la fourniture des poussières quartzées. Certes, il n'est pas question de prétendre ici que ces processus, du moins la cryoclastie, sont prépondérants dans*



**Figure 19.** – Les types de comminution des sables désertiques.

la libération de quartz fins. Mais il est soutenable de penser qu'ils s'insèrent dans un véritable système de production des poussières désertiques. En effet, il existe un «système d'érosion in situ désertique» exprimant le rôle convergent de processus différents et complémentaires qui concourent à la libération des grains à partir des substrats. A côté de la gélifraction de la roche et de la comminution des grains de sable, il y a aussi, on y a déjà fait référence, la haloclastie, la thermoclastie auxquelles s'ajoutent toutes les actions microbiologiques qui altèrent superficiellement la roche.

Ainsi dans le socle saharien ou ses vastes couvertures gréseuses où le quartz abonde, tous ces processus élémentaires d'agression attaquent superficiellement la roche en un cortex d'altération où s'exerce la désagrégation granulaire. Mais ils agissent aussi sur d'autres substrats riches en quartz, formations superficielles variées mises en place par les agents hydriques ou éoliens, mais aussi altérites anciennes, héritées de périodes autres qu'arides, de type tropical par exemple au Sahara méridional. On conçoit qu'il y ait ainsi des sources considérables pour la libération des quartz très fins et leur participation aux poussières sahariennes.

## Bibliographie

- [1] Kuenen P.H. (1969). Origin of quartz silt. *J. Sed. Petrol.*, 39 : 1631-1633.
- [2] Smalley I.J. (1966). The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *J. Sed. Petrol.*, 36 : 669-676.

- [3] Smalley I.J., Vita-Finzi C. (1968). The formation of fine particles in sandy deserts and the nature of «desert» loess. *J. Sed. Petrol.*, 38 : 766-774.
- [4] Smalley I.J., Krinsley D.H. (1978). Loess deposits associated with deserts. *Catena*, 5 : 53-66.
- [5] Smalley I.J. (1974). Fragmentation of granitic quartz in water : discussion. *Sedimentology*, 21 : 633-635.
- [6] Moss A.J., Walker P.H., Hutka J. (1973). Fragmentation of granitic quartz in water. *Sedimentology*, 20 : 489-511.
- [7] Lucchi F., Della Casa G. (1968). Surface textures of desert quartz grains. A new attempt to explain the origin of desert frosting. *Giornale di Geologia*, 36, 2 : 751-776.
- [8] Riezebos P.A., Van der Waals L. (1974). Silt-sized quartz particles : a proposed source. *Sed. Geol.*, 12 : 279-285.
- [9] Knight S.H. (1924). Eolian abrasion of quartz grains. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 35 : 107-108.
- [10] Anderson G.E. (1926). Experiments on the rate of wear of sand grains. *J. Geol.*, 34 : 144-258.
- [11] Marsland P.S., Woodruff J.G. (1937). A study of the effects of wind transportation on grains of several minerals. *J. Sed. Petrol.*, 7 : 18-30.
- [12] Kuenen P.H. (1960). Experimental abrasion. IV. Eolian action. *J. Geol.*, 68 : 427-449.
- [13] Whalley W.B., Marshall J.R., Smith B.J. (1982). Origin of desert loess from some experimental observations. *Nature*, 300 : 433-435.
- [14] Whalley W.B., Smith B.J., McAlister J.J., Edwards A. (1987). Aeolian abrasion of quartz particles and the production of silt-size fragments, preliminary results and some possible implications for loess and silcrete formation. in Frostick L., Reid I. Eds., *Desert sediments Ancient and Modern. Geol. Soc. Sp. Pub.*, 35 : 129-138.
- [15] Lautridou J.P., Ozouf J.C. (1982). Experimental frost shattering. 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geogr.*, 6, 2 : 217-232.
- [16] Lautridou J.P. (1985). Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. Thèse Lettres Univ. Caen, 908 p.
- [17] Lautridou J.P. (1988). Recent advances in cryogenic weathering. in Clark M.J. Ed., *Advances in Periglacial Geomorphology*, Wiley and Sons Ltd., pp.33-47.
- [18] McGreevy J.P. (1981). Some perspectives on frost shattering. *Progress Phys. Geogr.*, 5, 1 : 56-75.
- [19] Pye K. (1987). Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 352 p.
- [20] Moss A.J., Green P., Hutka J. (1981). Static breakage of granitic detritus by ice and water in comparison with breakage with flowing water. *Sedimentology*, 28 : 261-272.
- [21] Tricart J. (1956). Etude expérimentale du problème de la gélivation. *Biul. peryglac.*, 4 : 285-318.
- [22] Coudé-Gaussen G. (1979). Les Serras da Peneda et do Gerês (Minho-Portugal) Formes et formations d'origine froide en milieu granitique. Thèse 3<sup>e</sup> Cycle, Paris, 607p. 111 Fig. , 19 Pl. photo., 6 Pl. H.T., 2 cartes couleurs H.T.
- [23] Coudé-Gaussen (1981). Les Serras da Peneda et do Gerês – Minho, Portugal – Etude géomorphologique. Memórias do Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, 5, 279 p., 72 Fig. , 42 photo., 2 cartes couleurs H.T.
- [24] Coudé-Gaussen G., Lautridou J.P. (1987). SEM characterization of microfeatures on frost shattered quartz grains. in Pecsli M., French H.M. Eds., *Loess and Periglacial Phenomena*. Akadémia Kiado, Budapest, pp. 253-261.
- [25] Dubief J. (1959). Le climat du Sahara. I.R.S., Alger, 2 t. 313 p. + 275p.
- [26] Rognon P. (1967). Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. CRZA-CNRS, série Géologie, 9, 559p.
- [27] Coudé-Gaussen G. (1978). Confirmation de l'existence d'une glaciation würmienne dans les montagnes du Nord-Ouest du Portugal. *C.R. som. Soc. Géol. France*, 1 : 34-37.
- [28] Lautridou J.P. (1976). Dix ans de recherches au Centre de Géomorphologie. Les expériences de cryoclastic. *Bull. Centre Géomorph. CNRS-Caen*, 21 : 21-28.
- [29] Coudé-Gaussen G. (1986). Observations au MEB de poussières sahariennes prélevées aux Canaries. Symposium INQUA «Changements globaux en Afrique», Dakar 1986, 83-86.

- [30] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Bergametti G., Gomes L., Strauss B., Gros J.M., Le Coustumer M.N. (1987). Saharan dust on the Fuerteventura Island (Canary Islands) : chemical and mineralogical characteristics, air-mass trajectories and probable sources. *J. Geophys. Research*, 92, D8 : 9753-9771.
- [31] Logie M. (1981). Wind tunnel experiments on dune sands. *Earth Surface Process and Landforms*, 6 : 365-374.
- [32] Logie M. (1982). Influence of roughness elements and soil moisture on the resistance of sand to wind erosion. *Catena*, Suppt. 1 : 161-173.
- [33] Gillette D.A., Blifford I.H., Fryrear D.W. (1974). The influence of Wind Velocity on the Size Distributions of Aerosols Generated by the Wind Erosion of Soils. *J. Geophys. Res.*, 79; 27 : 4068-4075.
- [34] Gillette D. (1978). A wind-tunnel simulation of the erosion of soil : effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production. *Atmospheric Environment*, 12 : 1735-1743.
- [35] Gillette D.A. (1978). Tests with a portable wind-tunnel for determining wind erosion threshold velocities. *Atmospheric Environment*, 12 : 2309-2313.
- [36] Whalley W.B., Marshall J.R., Smith B.J. (1982). Origin of desert loess from some experimental observations. *Nature*, 300 : 433-435.
- [37] Norton M.G., Atkinson B.K. (1981). Stress-dependent morphological features on fracture surfaces of quartz and glass. *Tectonophysics*, 77 : 283-295.

# 4

## Les substrats-sources : essai de généralisation à l'échelle du Sahara septentrional et central

La notion de poussières éoliennes doit tenir compte de la dualité d'un phénomène associant certes l'agent de transport, le vent, mais aussi le matériel transporté en suspension. Or l'étude des poussières désertiques n'a souvent été envisagée que dans l'une ou l'autre de ses composantes, soit par une approche météorologique sur l'état et les dynamiques de l'atmosphère, soit en caractérisant le matériel des poussières dans la gamme des autres sédiments éoliens. Il est en fait nécessaire d'étudier le phénomène suivant les deux perspectives. En particulier, dans une recherche sur les régions-sources, il faut considérer non seulement les données météorologiques locales et régionales propices au développement de vents de sable et de poussières, mais aussi apprécier la plus ou moins bonne aptitude des substrats à fournir une fraction fine mobilisable en suspension. C'est le croisement des informations sur les vents et substrats qui permet le mieux de caractériser et de hiérarchiser les régions-sources de poussières au Sahara.

L'étude de zones-tests sur le terrain ou celle, en laboratoire, de processus difficiles à cerner en milieu désertique, a déjà permis de préciser l'aptitude des substrats sahariens à fournir des poussières. On peut retenir leurs conclusions pour esquisser une classification des substrats suivant leurs potentialités et, conformément à ce qui vient d'être dit, en la combinant avec les données disponibles sur les vents désertiques, en induire la *localisation et l'extension des régions-sources à l'échelle du Sahara central et septentrional*. Certes, l'extrapolation de certaines conclusions antérieures à des domaines considérables et inégalement connus mérite bien des nuances et doit se faire avec prudence, mais il a paru intéressant d'en proposer un tableau provisoire.

Cette généralisation de l'étude des régions-sources s'est appuyée sur la *méthode cartographique assistée par ordinateur*. La classification des substrats a permis d'appliquer les techniques de la cartographie automatique.

### Localisation des substrats potentiellement aptes à fournir des poussières

#### Milieux naturels et substrats

Vu le poids du facteur lithologique, il y a dans le domaine désertique une coïncidence presque parfaite entre les milieux naturels et les substrats. D'ailleurs, dans beaucoup de documents cartographiques à petite échelle sur le Sahara, on passe indifféremment de notions

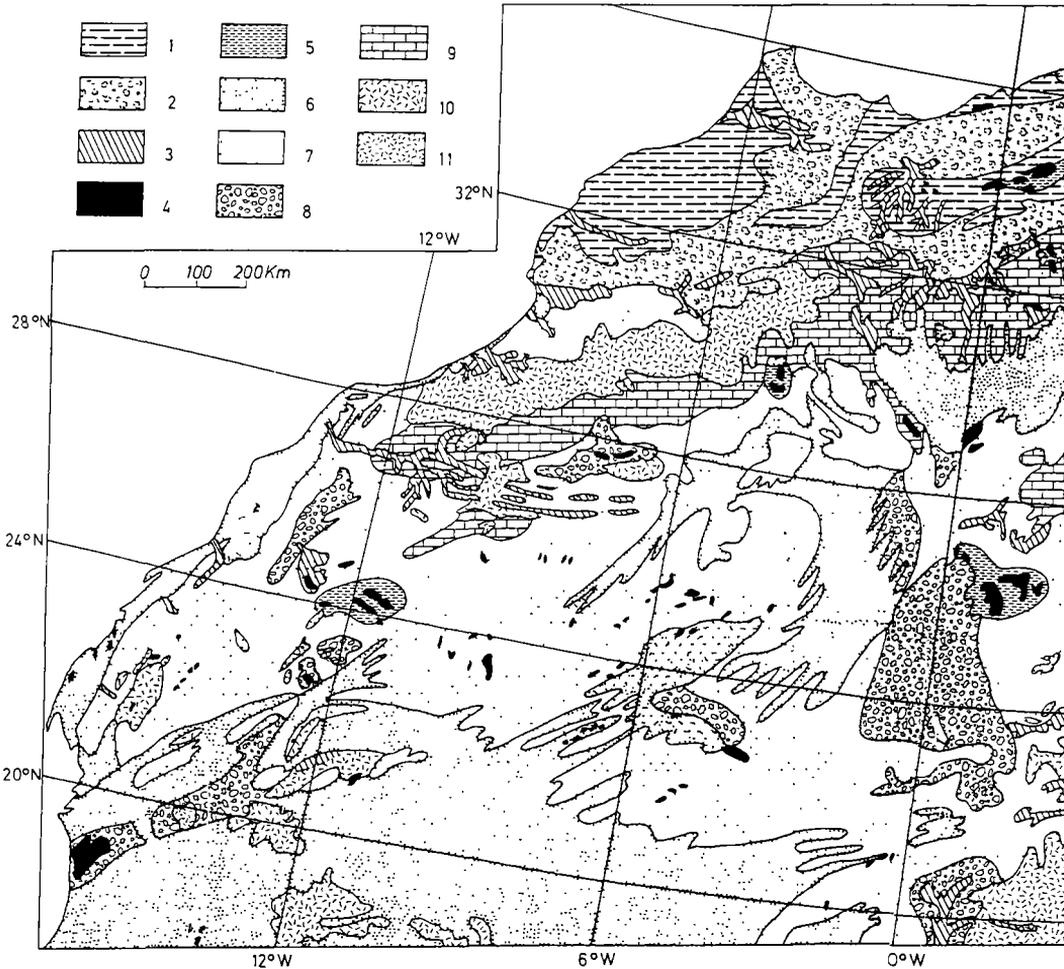
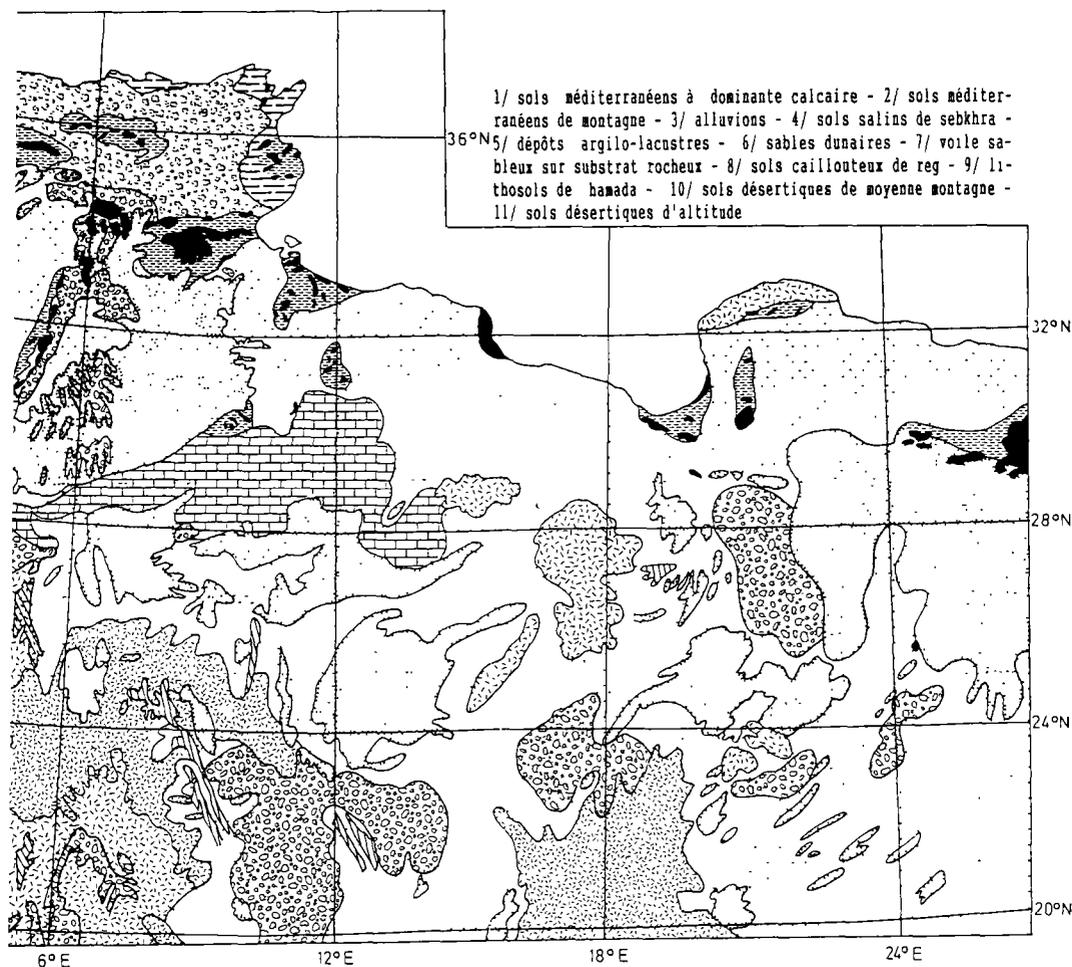


Figure 20. – Types de sols et substrats du Maghreb, du Sahara septentrional et central.

géographiques à des notions lithologiques voire pédologiques. Dans les domaines semi-aride et méditerranéen au Nord du désert, des qualifications biogéographiques et orographiques complètent toutefois la dominante lithologique.

Il a d'abord fallu établir, parce qu'elle n'existait pas, une carte illustrant précisément la diversité des substrats du Sahara central et septentrional (Fig. 20). Le dessin de certains contours s'est révélé délicat, en particulier pour les ergs où des incertitudes subsistent et surtout pour les voiles sableux dont la finesse et la mobilité gênent la délimitation sur les substrats recouverts (socle ancien, hamadas sédimentaires etc.).



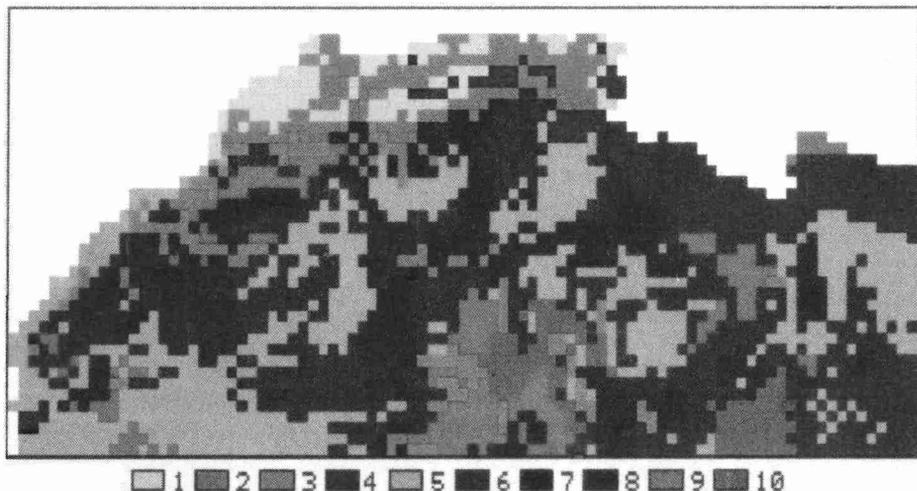
Pour passer de cette carte de conception classique au document CAO (cartographie assistée par ordinateur), on a numérisé l'information en adoptant une grille de maille de 7 mm de côté (soit un carré d'environ 50 km de côté suivant l'échelle et la projection adoptées). La carte initiale a donc été couverte par 39 lignes de 94 carreaux, soit 3666 pixels. Après codage en système hexadécimal, les données numériques ont été entrées sous Multiplan et le fichier a été traité au Centre de Calcul de l'Université de Caen. Le document CAO en fausses couleurs (logiciel de traitement d'images CREIMA) a été obtenu après classification supervisée (10 classes compatibles avec la typologie des sols et substrats) avec sortie graphique sur imprimante laser couleur. Le choix des couleurs s'est fait pour évoquer, par le jeu des *teintes chaudes, froides, sèches, humides* et leurs combinaisons, les caractères dominants des grands milieux naturels du Maghreb, du Sahara central et septentrional (Fig. 21).

## Les zones potentielles de fourniture de poussières

### La classification des sols et substrats

On a classé les sols et substrats sahariens en fonction de leur susceptibilité à produire des particules fines.

— *Classe 10* : les formations superficielles argileuses et salines des dépressions hydro-éoliennes (sebkhas et grands chotts) paraissent les plus aptes à fournir des particules fines,



**Figure 21.** – Les milieux naturels du Maghreb et du Sahara septentrional et central. 1) plaines et plateaux méditerranéens, 2) montagnes méditerranéennes; 3) vallées majeures; 4) chotts et sebkhas; 5) ergs; 6) plaines à voiles sableux; 7) regs; 8) hamadas; 9) plateaux et moyennes montagnes désertiques; 10) hautes montagnes désertiques.

conformément aux observations de terrain au Nord du Grand Erg Occidental, dans le Sud-Tunisien et le Sud-Marocain. On y a englobé les *dépôts lacustres meubles* et les «*sols pulvérulents*» dérivés.

— *Classe 9* : dans ces *dépôts et épandages d'oued*, on pense aux alluvions fines aisément vannées par le vent comme aux takyrs et maaders, en accord avec nos recherches en Sahara septentrional (Nord du Grand Erg Occidental) et central (Hoggar).

— *Classe 8* : ce rang favorable des *massifs dunaires* s'explique par la mise en évidence sur le terrain d'une fourniture de poussières carbonatées ou argileuses et par l'étude expérimentale ayant conclu à une libération continue de poussières quartzueuses dont la lenteur est largement compensée par la superficie considérable des grands ergs au Sahara.

— *Classe 7* : il s'agit des plaines à *voiles sableux*. Le rendement en fraction fine entrevu pour la *pellicule rousse* au Nord du Grand Erg Occidental pouvait suggérer un meilleur classement. Mais les conditions d'abrasion et de fragmentation, excellentes sur des substrats moyennement cohérents à meubles, sont sans doute moins bonnes sur les immenses étendues de roches résistantes parcourues ailleurs par les voiles sableux.

— *Classe 6* : les *plaines et plateaux d'Afrique du Nord* ont des aptitudes inégales suivant la variété des substrats, des rythmes saisonniers de la végétation et des cultures. L'été est évidemment très favorable avec un couvert végétal appauvri et d'autre part la composante anthropique devient un élément majeur dans ces régions.

— *Classe 5* : on peut discuter beaucoup de la productibilité des *regs*. Ces plaines caillouteuses résultent souvent d'un vannage jusqu'à épuisement de la fraction fine, d'où une aptitude quasi nulle si leur fonction de piégeage de poussières n'y renouvelait un stock toujours remobilisable.

— *Classe 4* : si le gel, dont on a expérimentalement apprécié l'efficacité, s'exerce le mieux dans les *hautes montagnes désertiques*, en revanche, la plupart des autres processus de préparation du matériel y ont une efficacité vraisemblablement amoindrie.

— *Classe 3* : le froid est moins actif dans les *plateaux et moyennes montagnes désertiques*.

— *Classe 2* : les surfaces rocheuses de *hamadas* offrent le plus médiocre potentiel de fourniture de fines au sein-même du désert. Leurs dalles calcaires et gréseuses résistent d'autant mieux à l'abrasion qu'elles n'engendrent pas de voiles sableux.

— *Classe 1* : dans ce classement, les moyennes et hautes *montagnes d'Afrique du Nord* paraissent les moins aptes. Gel et dynamiques de versants y sont actifs mais leurs produits, concentrés par le ruissellement vers les oueds, passent alors dans la classe des alluvions. De plus, le couvert végétal plus dense avec l'altitude est une protection efficace.

### *La carte des zones potentielles de fourniture de poussières*

Pour établir ce document (Fig. 22), on a procédé à un nouveau codage issu du classement ci-dessus (828 pixels codés 0 pour la mer et 2838 codés en système hexadécimal pour les substrats).

Une démarche infographique comparable à celle de la *carte des milieux naturels* a été appliquée. Sur le document CAO localisant les zones susceptibles de fournir des poussières par *ordre croissant de potentialité*, le 0 est resté en blanc et les autres données ont été restituées par ordinateur et cartographie automatique en 10 nuances de gris à noir. Grâce à cette carte,

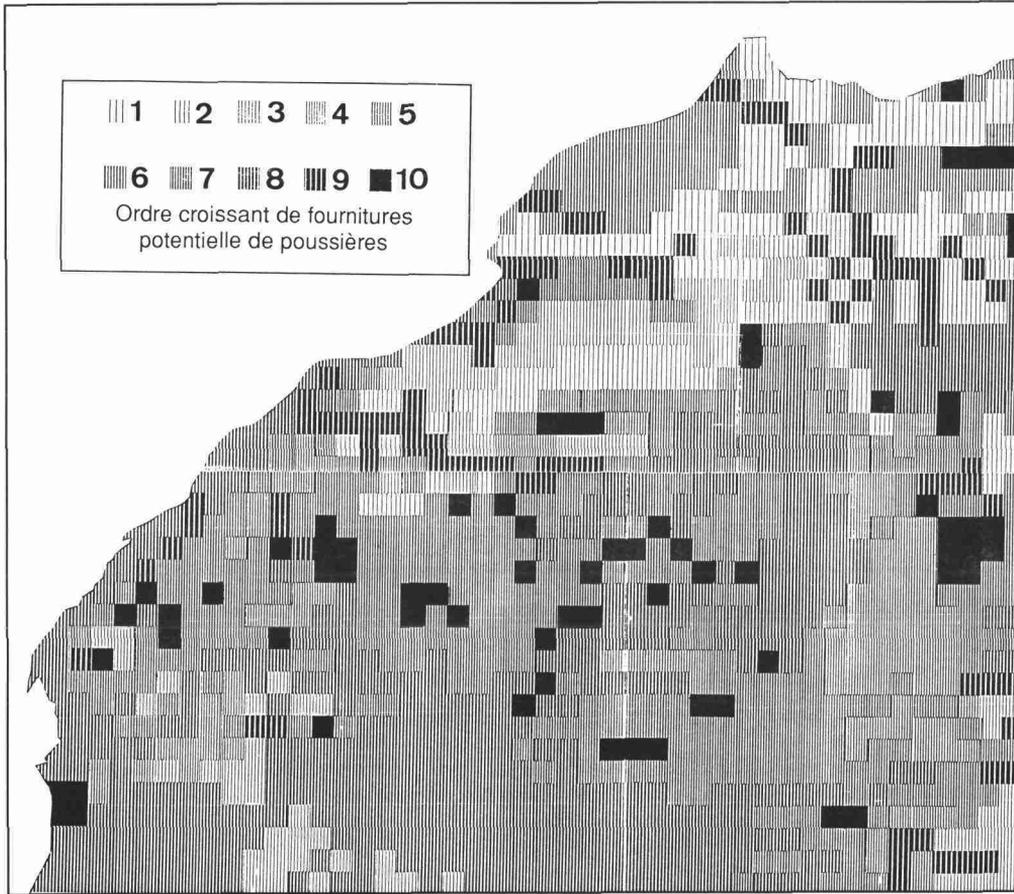
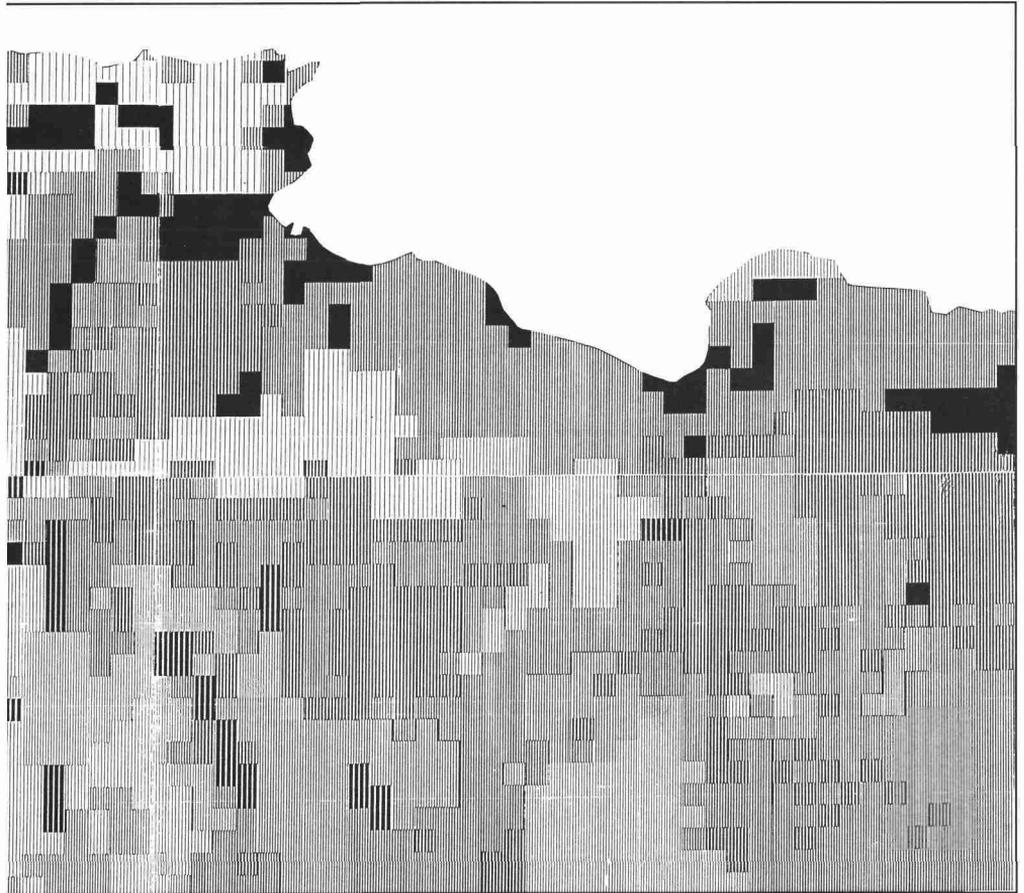


Figure 22. – Classification des zones potentielles de fourniture de poussières.

on a mesuré la surface occupée par chacun des substrats au Maghreb, au Sahara septentrional et central (Tableau X).

Cette carte classe donc par ordre croissant de productibilité les zones susceptibles de fournir des poussières en fonction des potentialités de leurs substrats :

— les zones potentiellement les plus favorables couvrent environ 11 % de la surface étudiée. Elles correspondent aux grandes dépressions des chotts et sebkhas du Sud-Tunisien, des hauts plateaux algériens, des confins algéro-tunisiens, du Nord de la Libye, de Mauritanie et des sebkhas Mekerrhane et Azzel Matti. De même les épandages d'oued, terrasses fluviales et dépôts limoneux se situent au centre et autour du Hoggar, sur le piémont atlasique algérien, en Maroc Atlantique, Sud-Marocain, Mauritanie littorale et dans l'ancien Sahara espagnol.



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

Types de zones potentielles	Surfaces occupées km <sup>2</sup>	
	%	km <sup>2</sup>
1. Moyennes montagnes méditerranéennes	5 %	325 000
2. Hamadas	6 %	415 000
3. Plateaux et moyennes montagnes désertiques	8 %	557 500
4. Hautes montagnes désertiques	4 %	292 500
5. Regs	9 %	637 500
6. Plaines et plateaux méditerranéens	4 %	255 000
7. Zones couvertes d'un voile sableux	29 %	2 080 000
8. Ergs	25 %	1 770 000
9. Dépôts et épandages d'oueds	5 %	347 500
10. Chotts et sebkhas	6 %	415 000

— la majorité des surfaces (54 %) paraît susceptible de fournir une proportion notable de poussières, des ergs, (Grand Erg Occidental, Grand Erg Oriental, Erg Chech, Ouarane, M'Réyé, Edeyen Murzuk et ergs du Désert libyque) aux voiles sableux, surtout de l'Ouest du Sahara.

— les surfaces potentiellement aptes à produire des quantités moyennes à médiocres de poussières couvrent 17 % de la surface étudiée : plaines et plateaux méditerranéens cultivés, regs (Nord- et Est-Tanezrouft, Taoudeni, Ouest-mauritanien, piémont de l'Atlas saharien, centre- et Est-Hoggar, Serir-Tibesti, Kalancho-Serir), et hautes montagnes désertiques (Hoggar et Tibesti).

— les zones susceptibles de fournir le moins de poussières occupent environ 19 % de la surface étudiée. Elles correspondent aux montagnes boisées des Atlas marocains et algéro-tunisiens, aux hamadas (El Homra, Tinrhert, El Golea, Tademaït, piémont atlasique algéro-marocain, Sud des Eglab), aux plateaux et moyennes montagnes désertiques (Hoggar, Anti-Atlas marocain, Ouest-mauritanien, Plateau de Barka, djebels Sawda et Harudj Aswad).

## Localisation et classification des grandes zones de production

### Les vents de sable, manifestation concrète des poussières sahariennes

#### *La problématique*

Parmi les faits météorologiques relatifs au *phénomène poussière* dans le désert, le soulèvement du vent de sable est indiscutablement la manifestation la plus immédiate et la plus tangible.

Si une confusion permanente entre les notions de *vent de sable* et de *vent de poussière* s'est installée dans le vocabulaire courant, ayant d'ailleurs glissé vers la terminologie scientifique, l'ambiguïté n'est qu'apparente : elle traduit la réalité concrète du phénomène telle qu'elle est vécue par les habitants du Sahara et de ses marges et telle qu'elle a été rapportée par les voyageurs [1].

Quand il y a vent de sable, il y a évidemment mobilisation de poussières car, dans la zone de départ, le tri entre les particules ne s'est pas encore effectué. En conséquence, pour rendre compte des soulèvements de poussières dans le désert, les observations sur les vents de sable sont capitales et il apparaît que l'examen de leur localisation et de leur fréquence est le seul moyen actuellement disponible au Sahara d'étayer la *facette météorologique* de l'étude des zones de production de poussières.

En ce domaine, on bénéficie des travaux de Dubief [2], les seuls publiés jusqu'à présent sur les vents de sable au Sahara.

Il s'agit de mesures mensuelles du nombre de jours de vents de sable, effectuées dans différentes stations dans la fourchette 1925-1950, sur des durées parfois inégales. On s'est appuyé sur ces données sachant, comme l'a écrit J. Dubief lui-même, que ces statistiques «...prêtent, bien entendu, à de sérieuses critiques...» mais en soulignant fortement le privilège d'avoir pu les utiliser car il n'en existe toujours pas d'autres...

### *La localisation des domaines à vents de sable*

#### *Les régions à vents de sable fréquents*

— *un domaine sud-occidental*, près du littoral mauritanien, regroupant les stations de Nouakchott (26,3 vents de sable en moyenne par an), Akjoujt (74,5), Atar (43,4) et Nouadhibou (87,8) pour la période 1940-46. Les mois les plus venteux vont de Mars à Septembre pour Nouadhibou, de Février à Juillet pour Nouakchott et sont plus répartis dans l'année pour Akjoujt et Atar.

— *un domaine nord-occidental*, aux confins algéro-marocains, concernant les stations d'Akka (34,3 vents de sable/an pour la période 37-43/46-47), Tagounite (82,8 pour 35-47), Zagora (39 pour 33-43), Rissani (32,7 pour la période 35-36/40-42/45-47), Erfoud (37 pour la période 33-34/37-43), Taouz (92,2 pour 40-45), Bou Denib (37 pour 40-47), Beni Abbès (25,9 pour 25-50), Tarhit (27,8 pour 43-49), Beni Ounif (23,1 pour 35-50), Bécharr (32,6 pour 25-50) et El Abiodh Sidi Cheikh (42,6 pour 34-50). La saison la plus venteuse s'étend dans l'ensemble de Février-Mars à Septembre avec un maximum en Mai-Juin.

— *un domaine central* s'étendant d'In Salah aux confins nigéro-maliens. Il comprend les stations d'In Salah (54,9 vents de sable/an pour la période 25-50), Aoulef (25,3 pour 32-50), Zaouia el Kahla (23,3 pour la période 25-46/48-50), Illizi (24,9 pour la période 25-46/48-50), Ghat (27,5 pour la période 35-41/49-50), Reggane (29,7 pour la période 36-39/49-50), Tadjemout (23,2 pour 25-50), Ouallene (24,2 pour 32-50), Aguelhoc (40,1 pour 40-46), In Guezzam (29,5 pour 49-50) et Tin Zaouatene (105,7 pour 38-50). Globalement, la saison venteuse s'étend de Février à Août avec des maximums variés en Mai, Juin et Mars.

— *des stations plus éparses* avec des taux notables : en Algérie, il s'agit de Aïn Oussera (37,1 vents de sable/an pour les années 25-50), El Arfiâne (30,1 pour 29-50), Touggourt (26,9 pour 25-50) et Ouargla (37,2 pour 25-50); en Tunisie, on note Kebili (34,6 pour 37-39) et, en Libye, Bu Jem (90 pour 39-41).

#### *Les régions à vents de sable très peu fréquents*

— *un domaine allant de l'ancien Sahara espagnol au Sud-Marocain*, avec les stations de Vila Cisneros (3,8 vents de sable/an pour 41-47), Bir Mogrein (10,2 pour 43-50), Smara (5 pour 43-47), Tindouf (10,3 pour 40-50), Cabo Juby (2,9 pour 41-47) et Sidi Ifni (3,4 pour 41-47). Pour ce domaine, les vents de sable sont de saison fraîche d'Octobre à Mars.

— *un domaine maghrébin* groupant les stations de Figuig (8,8 pour 35-47), Aïn Sefra (9,7 pour la période 25-41/47/49-50), Mecheria (10,8 pour 25-50), Zemzach (11 pour 25-49), El Bayadh (3,2 pour 25-50), Tadmit (7,2 pour 38-50), El Ousseukh (9,9 pour 25-50), Djelfa (0,6 pour 25-50), Sidi Aïssa (1 pour 25-50), Barika (3,6 pour 25-42/48-50), El Kantara (9,9 pour 32-50), M'Sila (1,6 pour 25-50), Bou Saada (8,7 pour 25-50), Tolga (3,5 pour 43-50), Ouled Djellal (7,4 pour 25-50), Redeyef (9,8 pour 37-39), Metlaoui (4,7 pour 37-39) et Moulares (6 pour 38-39). La période la plus favorable aux vents de sable s'étend de Mars à Août avec un maximum en Juin.

— *un domaine tuniso-libyen allant de Gabès à Fort Saint*. Il comprend, pour les années 1937-39, les stations de Gabès (3,2), Djerba (5,8), Zarsis (1,8), Medenine (7,2), Ghomrassen (3,6), Ben Gardane (7,6), Tatahouine (0,6), Dehibat (1), Bordj Bourguiba (1,4), et Sinawen (6,4 pour 24-36) et Fort Saint (7 pour 19-39). La période venteuse couvre une bonne partie de l'année, de Janvier à Septembre, mais sans net maximum.

### Les domaines à nombre moyen de vents de sable

— un domaine nord-ouest saharien cerné par 2 cellules à forts vents de sable. Il regroupe les stations de Chegga (13,9 vents de sable/an pour 49-50), Adrar (14,1 pour 25-50) et Tabelbala (13 pour la période 39-41, 49-50).

— un domaine libyen avec les stations de Sardalas (11,7), Awbari (13,3 pour la période 39-40/44-47), Tajarhi (15,5 pour 38-41), Murzuk (14,3 pour la période 33-37/45-50), Sabhah (11,6 pour la période 39-40/45-50), Sciuref (18 pour 1939), Daraj (12,1 pour 27-40), Nalut (12,4 pour 35-40) et Maradah (12 pour 34-39).

### La répartition saisonnière des vents de sable

Toutes régions confondues, il y a une nette prédominance des vents de sable en Mai et la période la plus venteuse s'étend de Mars à Août (*Tableau XI*). Il y a en quelque sorte une *pré-saison estivale des vents de sable* accompagnant la remontée apparente du soleil sur l'hémisphère nord qui se traduit sur le Sahara central et septentrional par un regain de sécheresse et chaleur. Dans les stations où les vents de sable sont plus nombreux, la période venteuse est à la fois un peu plus tardive et surtout plus longue (Avril-Juillet). Dans les stations moyennement venteuses, la période va de Mars à Mai. Enfin pour les stations à faible nombre de jours de vents de sable, aucun maximum majeur ne se dégage, seuls les mois de Mai et Août culminent. Malgré tout, dès Janvier, les vents de sable peuvent apparaître.

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

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
< 10	4	3	5	5	8	6	—	8	1	1	—	—
11-21	1	2	8	6	11	1	2	1	—	—	1	—
> 22	—	2	3	6	14	5	6	3	1	1	—	—
Total	5	7	16	18	33	12	8	12	2	1	1	—

### Les régions-sources de poussières

La régionalisation des *domaines sahariens producteurs de poussières* s'est imposée grâce à la méthode cartographique. Elle résulte, en effet, du croisement des informations sur la localisation des substrats susceptibles de fournir des fines et sur la fréquence des vents de sable.

### La carte de classification des zones-sources de poussières entre 1925 et 1950

Sur le fond carroyé de la *carte des zones potentielles de fourniture de poussières* (Fig. 23), on a superposé la carte isoligne du nombre de jours de vents de sable par an entre 1925 et 1950 de Dubief (1953). Chaque pixel a été affecté d'un coefficient multiplicateur, fonction de sa situation par rapport aux plages de la carte isoligne de J. Dubief. Les coefficients multiplicateurs ont tenu compte de la progression adoptée par J. Dubief dans la mise en place des isolignes (<5 jours : coeff.1; 5-10j : 2; 10-20j : 4; 20-40j : 8; 40-60j : 12; 60-80j : 16; >80j : 18).

On a multiplié par le coefficient afférent la valeur de 1 à 10 attribuée à chaque pixel au sein de la classification croissante d'aptitude potentielle des substrats établie précédemment. Il en a résulté un premier codage des mailles (0-160). Ces données ont été saisies sous Multiplan en vue de leur traitement infographique. Mais comme l'étalement des valeurs du codage (0-160) n'était pas compatible avec la lisibilité d'une carte CAO en trames, on a effectué un seuillage statistique sur les données. Il n'a retenu que 8 classes pour le traitement CAO définitif (1-5; 6-9; 10-18; 19-32; 33-48; 49-72; 73-96; 97-160). Chacune des 8 classes a été affectée d'un niveau de gris à noir. Le blanc a été réservé à la mer, mais aussi aux pixels sans information (absence d'information liée au fait que le document isoligne de J. Dubief ne couvrait pas la totalité du fond de carte initial).

### Commentaire de la carte

Cette composition cartographique (Fig. 23) issue du croisement des données sur la potentialité des substrats et sur la fréquence des vents de sable apparaît comme *la première synthèse, originale et parfois fort déroutante quant à son interprétation, de la distribution des régions sources de poussières au Sahara septentrional et central*. Elle a permis la mesure des surfaces respectivement occupées par ces zones-sources (Tableau XII).

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

1	3 %	soit environ	190 000 km <sup>2</sup>
2	8 %	–	462 500
3	12 %	–	670 000
4	26 %	–	1 425 000
5	11 %	–	620 000
6	23 %	–	1 242 500
7	12 %	–	665 000
8	3 %	–	180 000

### Les régions les plus productrices de poussières

Les zones sombres (plages noires ou gris foncé des niveaux 8 et 7) occupant 15 % de la surface étudiée retiennent immédiatement l'attention. Ces régions, surtout méridionales, fournissent le plus de poussières : le triangle ayant pour base occidentale la Baie du Lévrier et la sebkha Ndrhamcha et pour sommet l'Ouarane; puis la diagonale NW-SE large de 250km allant de l'Ouarane au Sud de l'Adrar des Iforas. A ces domaines s'adjoignent un fort noyau productif centré sur la Sebkha Mekerrhane et l'Ouest du Tidikelt, puis des sites épars entre Béni-Abbès et El Abiodh Sidi Cheikh, entre les chotts Melrhir et Djerid, et au Sud, près du Grand Erg Oriental, le secteur El Goléa-Ouargla. S'y ajoute une mince frange orientée NNW-SSE, parallèle au littoral de la Grande Syrte, pour laquelle le facteur explicatif est nécessairement d'ordre météorologique puisque ces sols n'entrent pas dans la catégorie des plus aptes à fournir des fines. Au contraire, pour les autres régions, il y a convergence du facteur météorologique et du potentiel favorable des sols, pour expliquer la forte production de poussières. Il faut noter que la grande bande méridionale transverse se prolongeant par le triangle de la Baie du Lévrier, correspond bien à la zone de départ préférentielle des expulsions de lithométéores

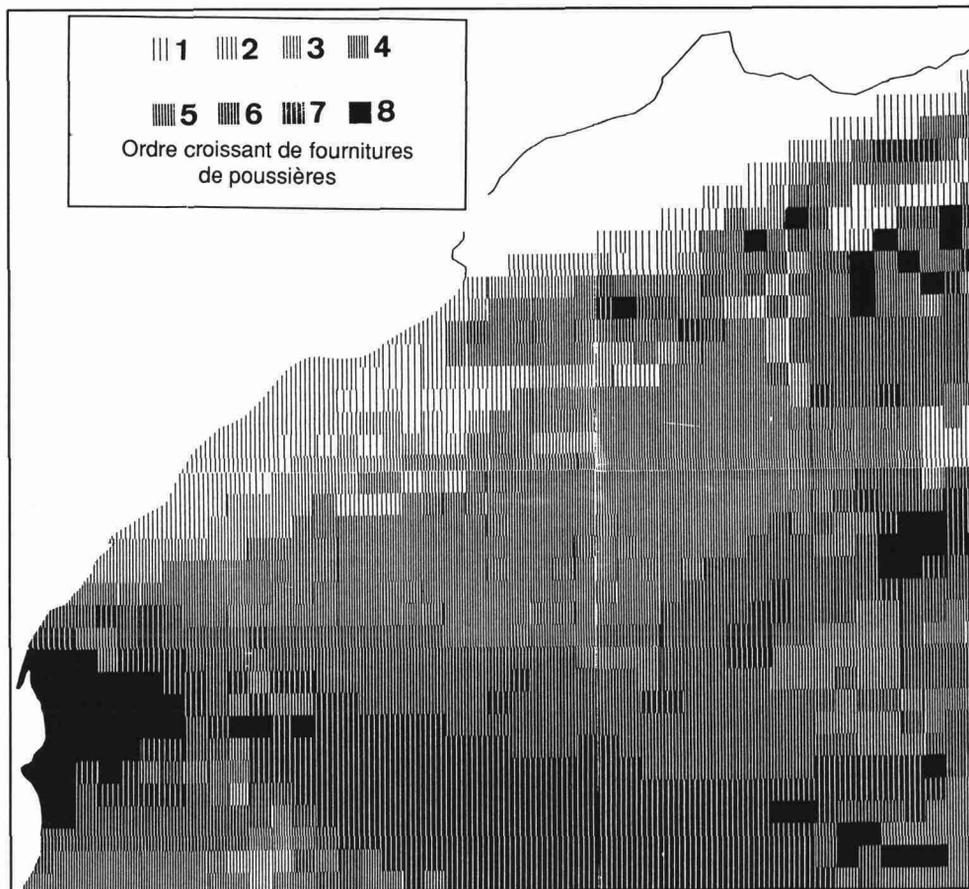
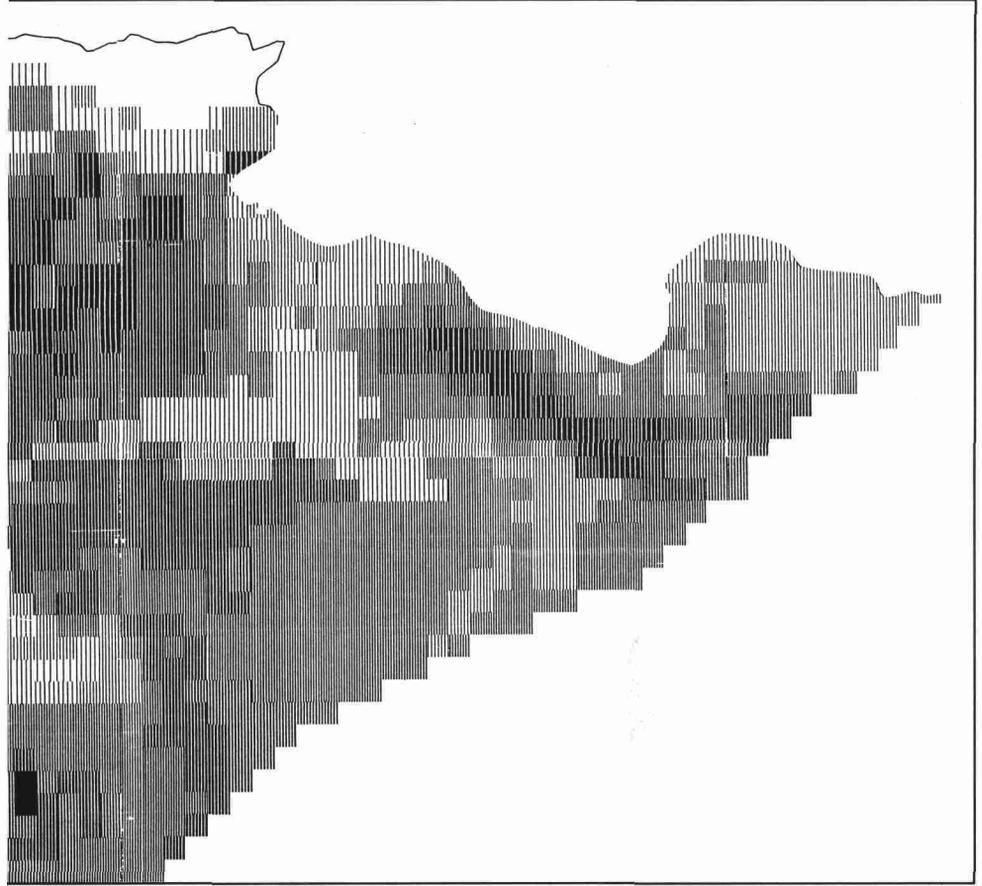


Figure 23. – Classification des zones-sources de poussières entre 1925 et 1950.

vers l'Atlantique. On peut la mettre en relation avec l'étude statistique des expulsions sahariennes sur l'Atlantique oriental faite pour 1979, à partir des images Météosat et Goes-E [3], qui montre leur écrasante prépondérance entre le Cap Blanc et St Louis du Sénégal, précisément au large du domaine le plus productif en poussières du désert.

#### *Les régions les moins productrices de poussières*

Les domaines ayant fourni le moins de poussières entre 1925 et 1950 (niveaux 1, 2 et 3 de la carte) couvrent 23 % de la surface étudiée. Ils se localisent surtout dans la partie septentrionale du document, essentiellement dans les plateaux et massifs montagneux : ancien Sahara espagnol, Massif d'Ifni, Haut Atlas, Atlas tellien et saharien, plateau du Tadémaït. S'y



ajoutent les sites les plus élevés (Hoggar) et plus à l'Est les hamadas de Tinrhert, El Homra et les djebels Sawda et Harudj Aswad.

#### *Les régions de production intermédiaire*

Les plus représentées (60 % de la surface), elles ont dû libérer des quantités moyennes de poussières (niveaux 4, 5 et 6 de la carte). Elles forment une vaste bande Est-Ouest dans le Sahara central seulement interrompue par les massifs montagneux.

*Cette tentative de généralisation, à l'échelle d'une grande partie du Sahara, de l'appréciation de la production de poussières peut déboucher sur une comparaison des deux documents*

qui ont étayé la démarche, carte des substrats potentiels (Fig. 22) et carte des régions effectivement productrices (Fig. 23).

La première évidence tient au caractère moins contrasté de la seconde carte par rapport à la première : il apparaît que la composante «vent de sable» a homogénéisé la production des poussières et gommé nombre de disparités potentielles des substrats. Dans le détail, d'après l'exemple du centre du Sahara occidental, il semble que la potentialité de beaucoup de dépressions hydro-éoliennes et paléolacs soit estompée dans les faits. De même, l'incidence des chotts des hautes plaines algériennes, des grands chotts des confins sahariens algéro-tunisiens et du chapelet de sebkhas frangeant la Grande Syrte paraît en définitive assez limitée. L'ancien Sahara espagnol et la frange littorale du Nord de la Mauritanie, au potentiel apparemment assez propice, sont également de faibles producteurs.

Dans d'autres cas, il y a une bonne adéquation entre l'aptitude potentielle de certains domaines et leur production effective. Ainsi, le potentiel très favorable des sebkhas Mekerrhane et Azzel Matti est très bien exploité. De même, les domaines à faible potentialité de la Hamada du Draa, du Tadémaït, des montagnes du Hoggar et surtout des plateaux du Fezzan et djebels Sawda et Harudj Aswad sont aussi peu fournisseurs de poussières. Les grands ergs et les plaines à voile sableux dont l'aptitude est moyenne à assez bonne montrent aussi une production réelle moyenne à assez bonne.

Enfin, il existe des secteurs où le potentiel favorable ou assez favorable des substrats se traduit par une production très élevée, véritablement exacerbée, de poussières. Tel est le cas de la grande bande Ouest-Est qui va du triangle de la Baie du Lévrier aux paléolacs du Nord du Mali. Les causes de cette «surproduction» sont certainement d'ordre météorologique en relation avec le cortège des dépressions tropicales qui «...se meuvent d'Est en Ouest au voisinage du FIT...» [4].

Il reste à souligner que le document final caractérisant la «géographie» de la production des poussières sahariennes est tributaire, par les données sur les vents de sable, d'une situation déjà ancienne. On peut se demander, en effet, quel serait le dessin d'une carte qui aurait été dressée dans les années 1968-85, pendant la période de la grande sécheresse du Sahel où la zone désertique s'est considérablement étendue. D'une part, le potentiel des sols et substrats des franges du Sahara méridional s'est alors modifié en fonction de la raréfaction du couvert végétal. D'autre part, le phénomène des vents de sable s'y est accru. Certes nos documents cartographiques concernent principalement le Sahara septentrional et central et sa bordure nord où les incidences de la «crise sahélienne» ont été moindres. Il n'empêche que la comparaison de la situation 1925-50 avec une carte récente aurait été fructueuse mais la difficulté qu'il y a à consulter actuellement certaines données météorologiques a interdit de la mener.

La référence à la sécheresse du Sahel et aux modifications qu'elle a induites dans la fréquence des vents de sable pose le problème, aigu aux marges mêmes du désert, de l'équilibre très fragile d'un milieu dont la moindre perturbation peut déclencher le **système poussières**. En effet, une modeste modification bio-climatique suffit à transformer le comportement des substrats et à passer, en ce qui concerne la fourniture des poussières, du domaine du potentiel au domaine du productif. Ceci peut aussi éclairer utilement les recherches sur la dynamique et le dépôt des poussières par le passé sur les marges du désert.

## Bibliographie

- [1] Capot-Rey R. (1953). Le Sahara français. PUF, Paris, 564p.
- [2] Dubief J. (1953). Les vents de sable au Sahara français. XXXV<sup>e</sup> Coll. Intern. du CNRS, Alger 1951, pp. 45-70.
- [3] Oliva P., Coudé-Gaussen G., Rognon P., Dorize L., Tabeaud M., Delannoy H. (1983). Etude de la dynamique des lithométéores sahariens par télédétection spatiale. *Méditerranée*, III : 21-52.
- [4] Dubief J. (1974). Les poussières atmosphériques sahariennes. Quelques caractéristiques. Leurs origines. Comm. Réunion «Caractéristiques physico-chimiques et transport des poussières d'origine africaine», Campistrous 9-12 Sept. 1974, Note IOPG 26, 3p. dactylographiées.



# **B**

## **Les poussières en suspension**



# 5

## La particule de poussière

Dans une perspective sédimentologique, le problème des poussières sahariennes actuelles peut s'aborder de deux façons, soit globalement comme un matériel très fin, soit en étudiant comme ici les constituants élémentaires, les particules de poussière.

Le critère fondamental de reconnaissance de la poussière éolienne est la taille infime de sa particule élémentaire. Mais, même à cette échelle, on se heurte à l'obstacle des différences considérables de dimensions qui varient couramment de  $10^{-1}$  à  $10^2 \mu\text{m}$  (*Pl. 12*). A ces tailles, les outils privilégiés d'observation et d'identification sont le MEB et l'EDS. Pour les particules grossières ( $> 40 \mu\text{m}$ ), on a parfois procédé à la caractérisation morphométrique par Analyse d'image.

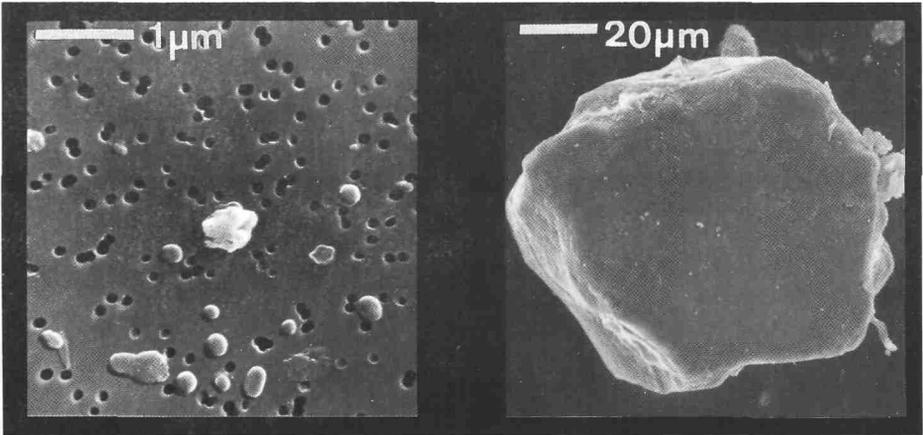


Planche 12. – Micro- et méga-quartz (poussières sahariennes prélevées à Fuerteventura, Canaries).

## Les particules fines

### Les problèmes de caractérisation

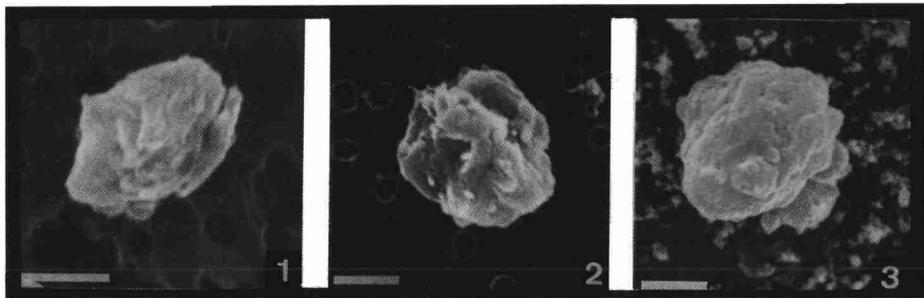
Les particules fines (de la taille argile/limon fin), présentes dans tous les types de poussières sahariennes, ont été étudiées sur les filtres de prélèvement.

Aux échelles micronique à submicronique, les informations chimiques de l'EDS sont souvent insuffisantes pour préciser la minéralogie des particules isolées : quand l'épaisseur de la particule est inférieure à la profondeur de pénétration du faisceau RX, la réponse chimique concerne plus le support (plot métallique ou fragment de filtre collé sur le plot) que la particule; si la largeur du faisceau, supérieure à la particule visée, déborde sur le support, la réponse chimique additionne les compositions de la particule et du support. On est parfois à la limite même des capacités d'analyse de l'EDS.

De plus, même fiables, ces indications chimiques ne permettent pas toujours de trancher sur la composition minéralogique : par exemple pour des particules formées de mélanges argileux complexes; ou pour des particules siliceuses microniques à submicroniques qui, suivant le cas, sont du quartz, de l'opale, de la calcédoine ou des phytolithes. Ainsi, l'identification d'une très petite particule se limite souvent à l'énoncé de ses composants chimiques : (Si) ou (Al, Si, K, Ca, Fe) etc.

La caractérisation micromorphologique de la particule fine est délicate et surtout difficilement généralisable. En effet, des particules de même composition chimique peuvent avoir des aspects très variés. A ces échelles, la forme est peu significative, quelconque sinon aléatoire (Pl. 13). Il faut atteindre une taille légèrement plus forte (15-30  $\mu\text{m}$ ) pour que la convergence de formes plus expressives et d'une composition chimique non équivoque permette une identification minéralogique satisfaisante.

Au centre de filtres chargés, la concentration et le recouvrement des particules interdisent de les identifier minéralogiquement une à une. L'analyse globale par carte de répartition ( $K\alpha$ ) des éléments chimiques contourne cet inconvénient (Pl. 14).



**Planche 13.** – Les formes quelconques de trois fines particules argileuses (Al, Si, Fe) de poussières sahariennes (Prélèvement: 1) Grand Erg Occidental, 2) Iles Canaries, 3) Paris).

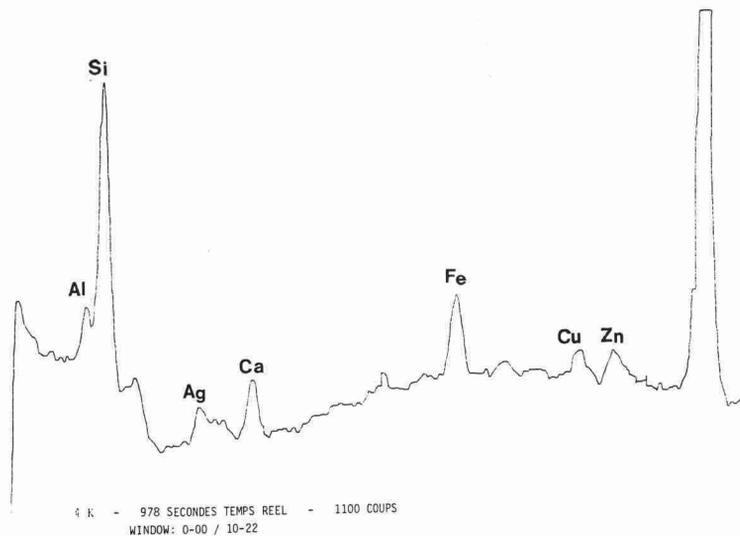
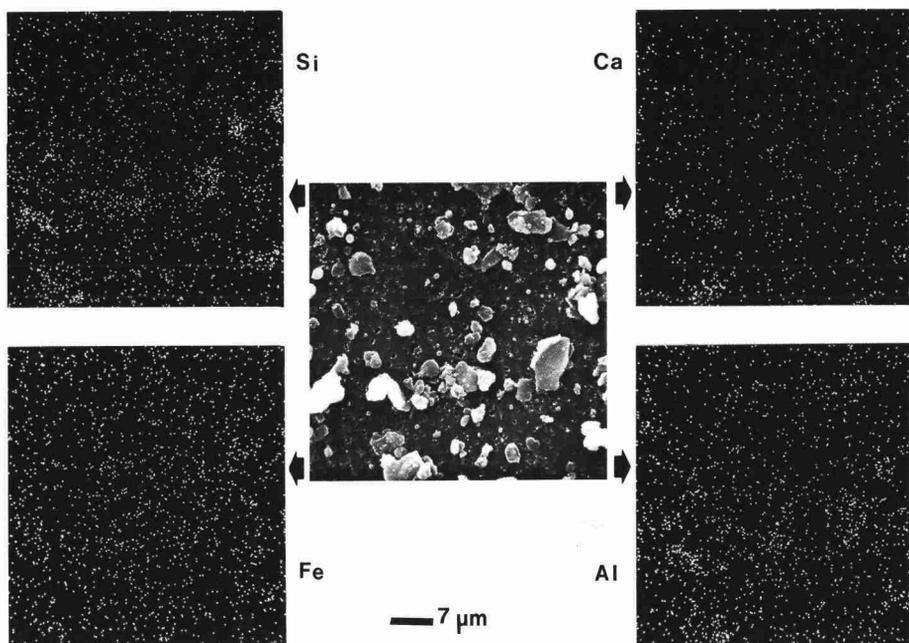


Planche 14. - Cartes de répartition (K $\alpha$ ) des principaux éléments chimiques de poussières sur filtre (Grand Erg Occidental) et diffractogramme EDS.

## Les caractères des particules fines

*Les particules de formes quelconques* sont de nature variée. Certaines sont de très petites particules de quartz, esquilleuses ou allongées, le plus souvent trapues et émoussées (Pl. 15-A). Ces dernières sont de surface écailleuse et, vu leur taille, il est difficile d'attribuer cet aspect à une action mécanique. Il faut plutôt envisager une dissolution chimique de la silice, peut-être liée aux gouttes d'eau enrobant les particules lors du rabattement par la pluie (décantation humide). S'y adjoignent d'irrégulières particules minérales : calcite, dolomite, illite/mica, feldspaths alcalins, plagioclases, olivine, pyroxène etc. (Pl. 16-C). Mais les plus nombreuses sont composées de mélanges complexes d'argiles (Si dominant, Al, K, Fe auxquels s'ajoutent parfois Mg, Ca, Ti...) avec une habituelle structure en feuillets (Pl. 15-B).

*Les flocons et agrégats en chaînes* sont des formes fréquentes parmi les particules fines. Leur texture duveteuse et aérée gêne leur caractérisation chimique et *a fortiori* minéralogique (Pl. 16-A). On y a distingué des mélanges carbonatés, des mélanges siliceux et carbonatés en proportions équivalentes et des mélanges alumino-silicatés, potassiques et ferreux.

*Les particules où apparaît l'organisation cristalline du minéral* existent aussi parmi les particules fines. Leur forme, quand elles sont  $> 10 \mu\text{m}$ , peut évoquer la structure cristalline du minéral, indice ténu se limitant à quelques plans de clivage, à des dispositions en feuillets ou des faces cristallines, pourtant bien utiles à l'identification minérale (Pl. 17). On a ainsi observé des particules carbonatées, navettes altérées de micrite, rhomboèdres et aiguilles de calcite (Pl. 16-B). Il y a aussi des éléments géométriques d'albite, des baguettes de zéolite etc. Une attention particulière doit être portée aux poussières désertiques salées, issues des dépressions salines ou aussi cristallisées au-dessus de l'océan : cristaux souvent agrégés de NaCl, cristallisations d'embruns, chlorures variés, trona etc... Dans des atmosphères désertiques ou marins, les poussières gypseuses sont également communes (Pl. 18-A).

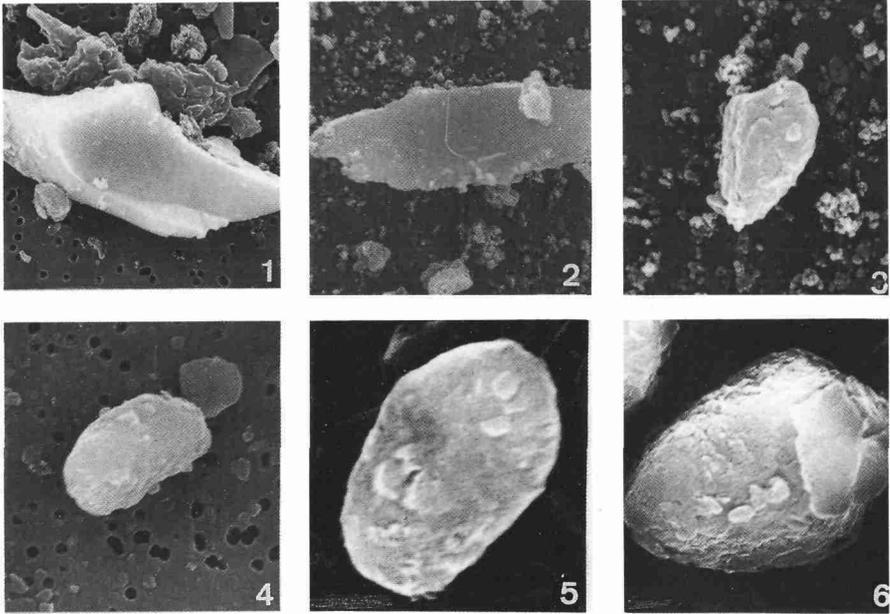
*Des particules d'origines diverses* sont fréquentes dans les poussières sahariennes. On y voit des particules d'origine biologique, fragments de fibres végétales, de spores, de diatomées et micro-organismes divers, etc. Comme il s'agit souvent de débris, les identifications sont rarement précises. Quand les poussières abordent des domaines urbanisés et industrialisés, elles s'enrichissent aussi d'une pollution anthropogénique par des particules métalliques, suies, cendres ou *fly-ashes* (Pl. 18-B). Il n'est pas rare d'observer des microsphérules météoritiques d'origine cosmique.

## Les grosses particules : les grains de quartz

Les particules grossières sont recueillies de façon circonstancielle pendant la tempête désertique ou après leur chute par décantation sèche ou humide sur des surfaces très diverses.

---

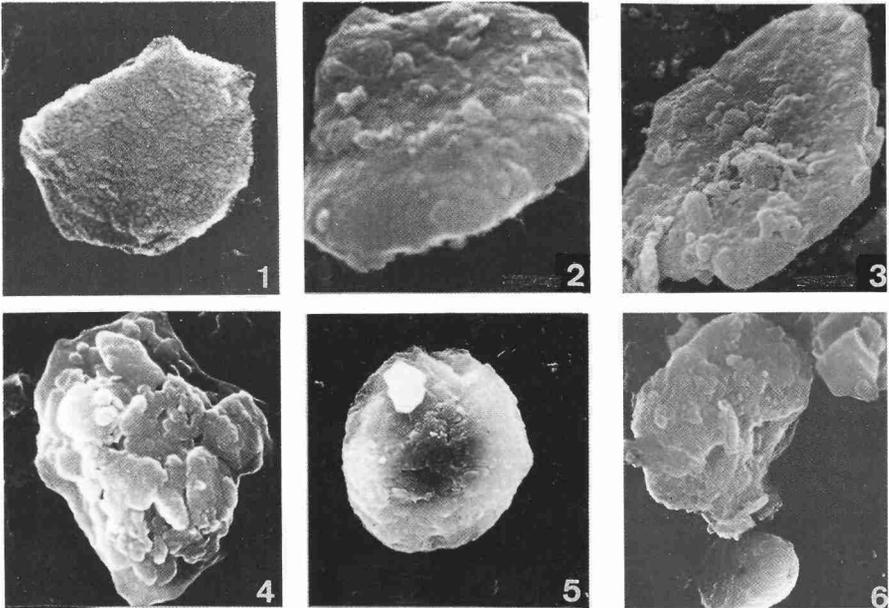
**Planche 15.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes. - A) les grains de quartz : 1) Paris,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 2) Paris,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 3) Paris,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 4) quartz ou phytolite, Paris,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 5) Paris,  $e = 1 \mu\text{m}$ , 6) Fuerteventura,  $e = 1 \mu\text{m}$ , B) les grains argileux : 1) Erg Occidental, (Si) Al K Fe,  $e = 1 \mu\text{m}$ , 2) Erg Occidental, (Si) Mg Al K Ca Fe,  $e = 1 \mu\text{m}$ , 3) Paris, (Si) Mg Al K Ca Fe,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 4) Paris, (Si) Al K Fe,  $e = 2 \mu\text{m}$  5) Paris, (Si) Al Fe, noter sa forme roulée,  $e = 4 \mu\text{m}$ , 6) Fuerteventura, (Si) Al K Ca Fe, au centre,  $e = 2 \mu\text{m}$ .

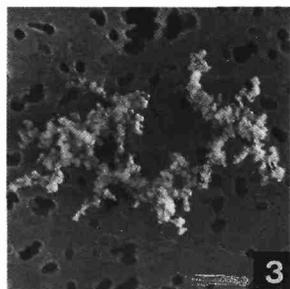
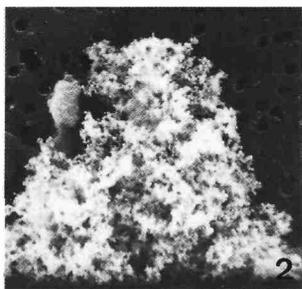
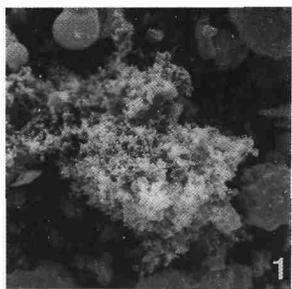


A ▲

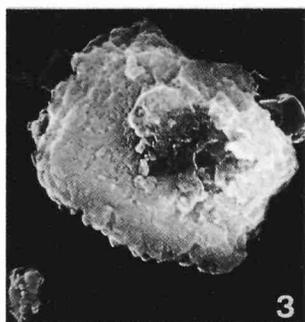
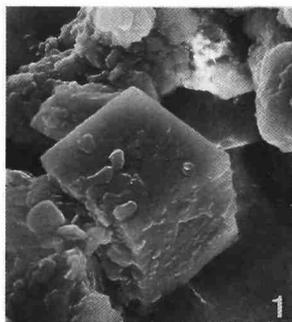
→ e

▼ B



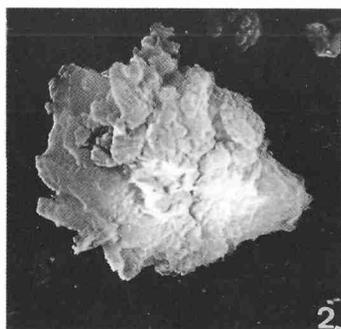
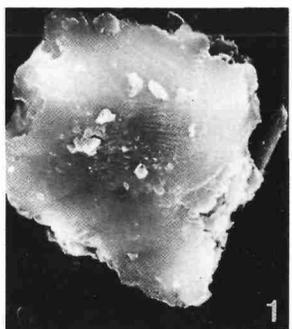


A

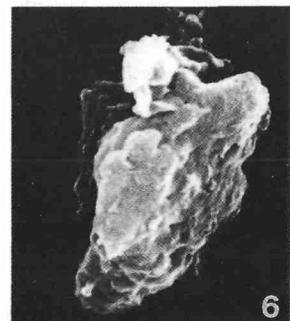
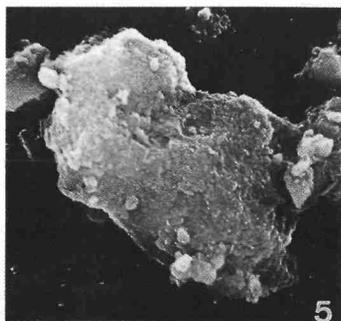
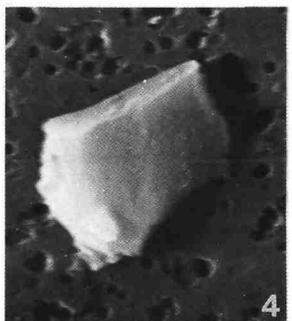


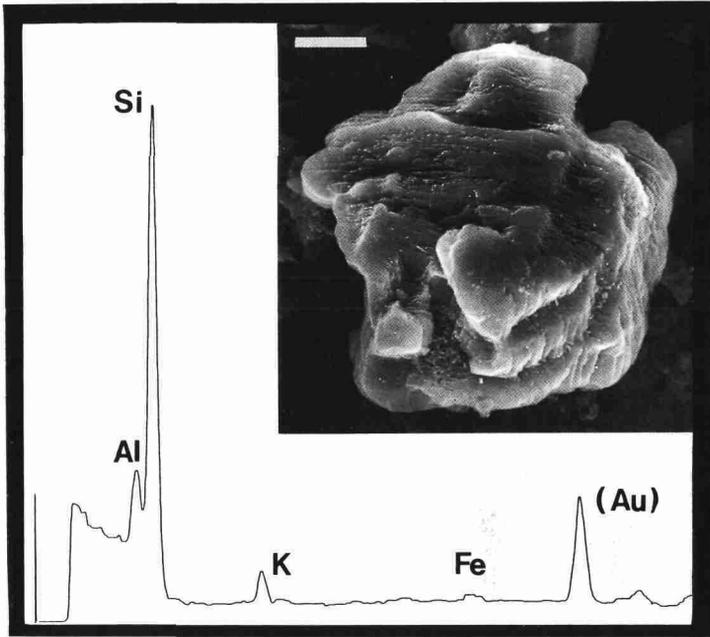
B

— e —



C

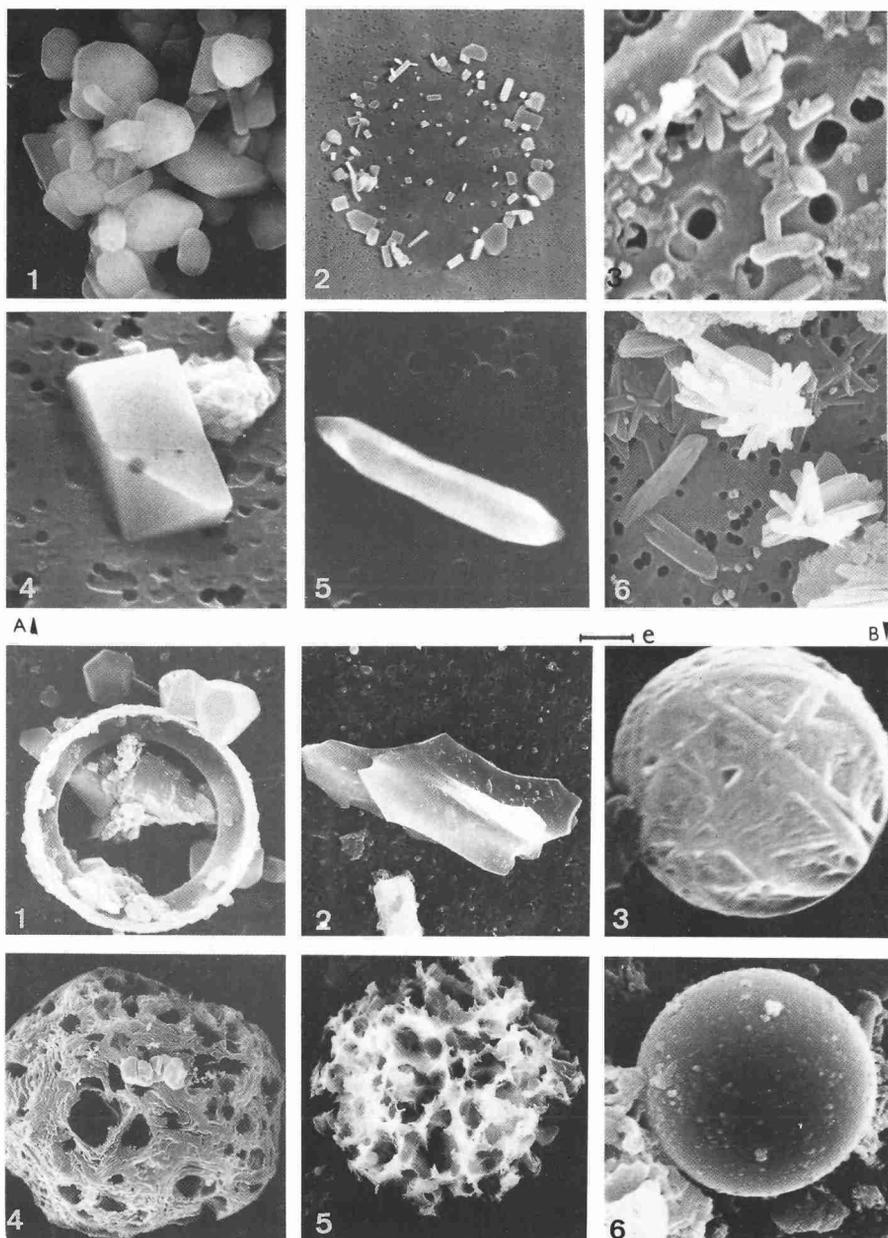




**Planche 17.** – Particule de feldspath potassique altéré. Noter la mise en valeur du clivage; le pic (Au) est lié à la métallisation du plot à l'or ( $e = 10 \mu\text{m}$ ).

Par ailleurs, lors de prélèvements à la pompe et à l'impacteur, elles se déposent aussi sur l'entonnoir d'entrée où on peut les recueillir. Pouvant dépasser  $150 \mu\text{m}$  de diamètre, elles se situent principalement entre  $20$  et  $80 \mu\text{m}$ . Ces dimensions autorisent leur manipulation, permettant une étude morphoscopique préalable puis un montage grain à grain sur un plot pour observation au MEB. Vu leur taille, l'identification minéralogique est plus aisée grâce aux données chimiques de l'EDS. Mais, l'intérêt de l'examen au MEB tient principalement dans l'étude des formes et états de surface des particules qui, confirmant parfois l'attribution minéralogique, renseignent avant tout sur l'histoire érosive du grain. Les indications les plus significatives sont apportées par les particules quartzueuses dont les traits micromorphologiques exemplaires ont des implications génétiques souvent applicables aux autres particules minérales.

**Planche 16.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes. - A) les flocons et agrégats en chaîne : 1) flocon, Paris, (Si Al) Fe Ca,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 2) flocon, Fuerteventura, (Al Si Ca) Fe Mg,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 3) agrégats en chaîne, Fuerteventura,  $e = 2 \mu\text{m}$ . B) les particules de calcite : 1) rhomboèdre, Béni Abbès,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 2) aiguille, Paris,  $e = 6 \mu\text{m}$ , 3) grain altéré, Fuerteventura,  $e = 2 \mu\text{m}$ . C) les minéraux divers : 1) dolomite, Fuerteventura,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 2) pyroxène, Paris,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 3) olivine, Fuerteventura,  $e = 4 \mu\text{m}$ , 4) feldspath potassique, Erg Occidental,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 5) plagioclase, Fuerteventura,  $e = 3 \mu\text{m}$ , 6) mica, Fuerteventura,  $e = 1 \mu\text{m}$ .



## Formes et microfaçonnements du grain de quartz

Si l'analyse exoscopique de quartz éolisés de taille sableuse (communément > 400 µm) a souvent été pratiquée [1,2,3,4,5,6], l'étude au MEB sur ces quartz a été plus rare aux fractions plus fines où se retrouvent pourtant des traits micromorphologiques bien connus. En effet, les formes et microfaçonnements des quartz des poussières sont hérités de leur phase de mobilisation au sol avant à leur mise en suspension.

### Les formes des particules quartzieuses

Très diverses, elles se classent en deux grands types : formes *géomorphiques* au sens de Le Ribault [4] et celles résultant d'une évolution érosive.

#### Les quartz géomorphiques

Les particules géomorphiques ont une morphologie dérivée du quartz de la roche :

— dans un quartz *automorphe*, des caractères cristallins sont conservés ou reconnaissables : quartz bipyramidés (Pl. 19-A/a) ou faces cristallines au recoupement expliquant la rectitude des arêtes (Pl. 19-A/b,c,d); plus rarement quartz volcaniques de forme originelle arrondie (Pl. 19-A/e).

— dans un quartz *xénomorphe*, des formes plus quelconques induisent parfois de mauvaises interprétations : telle topographie attribuée à un impact mécanique peut très bien être une inégalité structurale du grain. A plus forte raison, les quartz déchaussés d'une roche altérée sont délicats à interpréter : de tels quartz *aréniques* (Pl. 19-A/f) empâtés d'argile ont pu aussi connaître une évolution pédologique ou altérologique postérieure à leur déchaussement.

#### Les quartz fragmentés

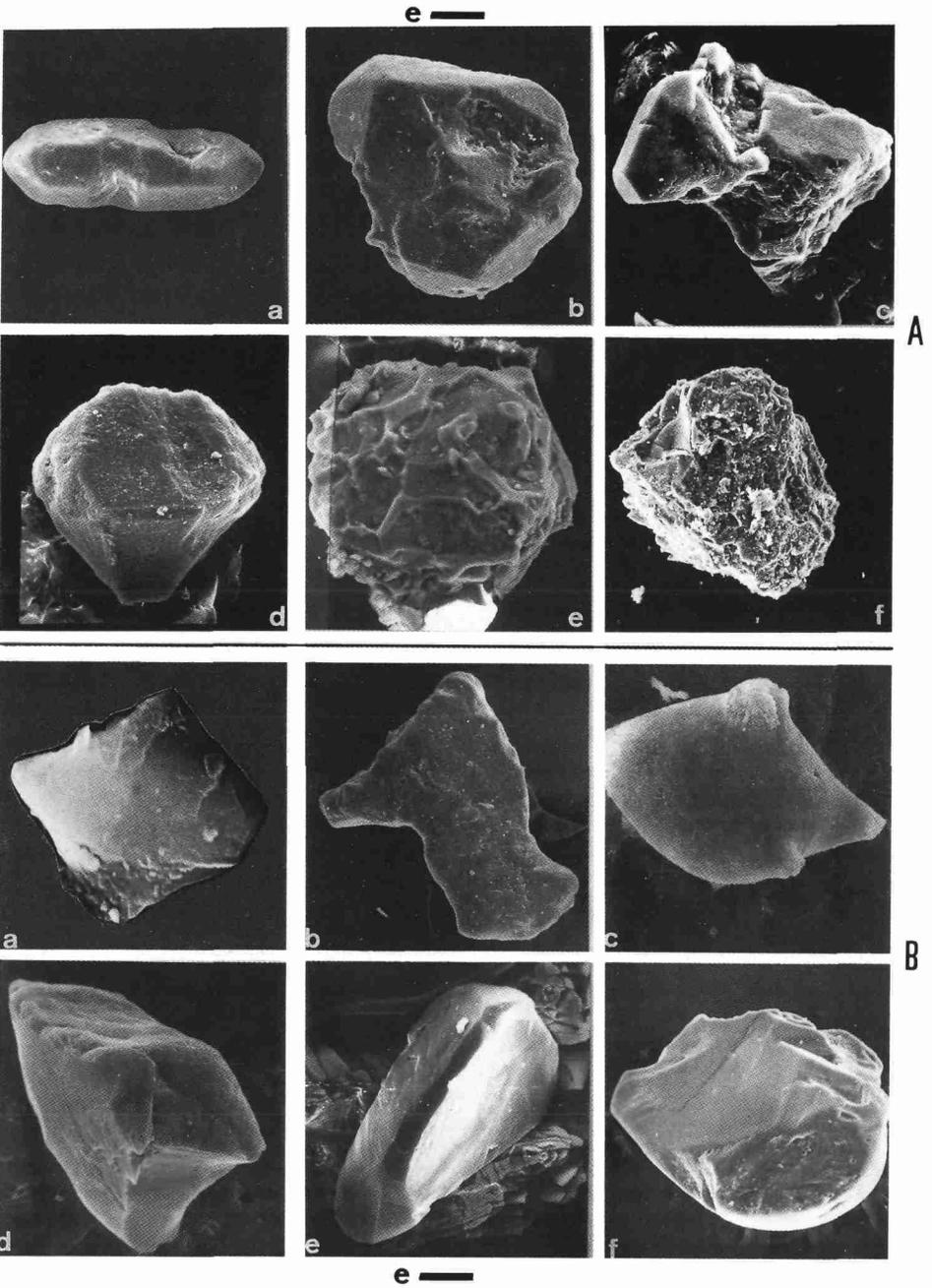
Après leur libération, les quartz peuvent être fragmentés par les processus mécaniques éoliens :

— les *ventifacts* issus de la fragmentation d'un quartz (Pl. 19-B/a,b,c) sont des éclats, lamelles, paillettes, *distorts* (petits éclats courbes et allongés issus d'un violent choc latéral sur la particule-mère). De petites dimensions (taille des limons), ils dérivent des impacts subis par les grains en saltation ou de la *corrasion* de la roche par le sable.

— la *division par fragmentation de gros grains* crée aussi de petits grains anguleux (Pl. 19-B/d,e), voire des grains hémisphériques ou apparentés formés par la cassure d'un ancien rondmat désertique (Pl. 19-B/f). Les quartz de forme anguleuse sont fraîchement cassés et ont aussitôt été mis en suspension, sans une phase de roulement/saltation qui les aurait émoussés.

---

**Planche 18.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes. - A) les sels : 1) NaCl, Fuerteventura, e = 4 µm, 2) embrun cristallisé sur filtre, Fuerteventura, e = 10 µm, 3) chlorures divers, Fuerteventura, e = 0,7 µm, 4) trona, Erg Occidental, le point noir sur le cristal correspond à l'empreinte du faisceau RX, e = 2 µm, 5) aiguille de gypse, Fuerteventura, e = 1 µm, 6) baguettes de gypse, Fuerteventura, e = 2 µm, B) divers : 1) diatomée, Fuerteventura, noter le sel cristallisé sur la particule, e = 4 µm, 2) fibre végétale, Fuerteventura, e = 4 µm, 3) poussière anthropogénique, Fuerteventura, (Al), e = 0,6 µm, 4) particule de suie, Paris, e = 4 µm, 5) fly-ash, Paris, e = 10 µm, 6) fly-ash, Paris, e = 2 µm.



### Les quartz érodés

Les quartz sont érodés sur le sol tant que n'est pas atteint le seuil de comminution permettant leur mise en suspension. D'après nos études expérimentales sur les quartz industriels, les arêtes sont d'abord attaquées. Le grain subémoussé a conservé sa forme anguleuse avec des arêtes arasées (Pl. 20-a,b). Un émoussé plus poussé donne des grains *façonnés* encore irréguliers mais aux contours arrondis. Enfin, les grains peuvent devenir plus ou moins sphériques (Pl. 20-c). Toutefois, *au-dessous de 150 µm les quartz des poussières sont dans leur majorité des particules subanguleuses.*

### Les microfaçonnements et états de surface

#### Les microfaçonnements de l'éolisation de haute énergie

— *des traces de chocs* : dépressions subcirculaires de «grande taille» (1/10 à 1/5 de la surface visible du grain) dues aux violents impacts de front (Pl. 20-d); *cupules de choc* à bords francs (Pl. 20-e), creux irréguliers liés à l'empreinte d'écaillés détachées; *traces en croissant* dissymétriques (*coups d'ongle*) issues d'impacts obliques (Pl. 20-f); enfin, *petites traces de choc en V.*

— *des cassures conchoïdales* : planes, courbes ou en escalier.

— *des crêtes sinueuses* : topographies de crêtes subparallèles, un peu sinueuses et dissymétriques (Pl. 20-g), *upturned plates* des anglo-saxons qui les interprètent comme l'exploitation d'un clivage [7]. Classiquement, les quartz sont considérés sans clivage, mais ce point de vue a été discuté [8] : il faut reconnaître que le parallélisme grossier des crêtes et d'autres observations au MEB (microfissuration, cassures conchoïdales, microtopographie chaotique ou *blocky surface* etc.) suggèrent l'incidence d'une contrainte microstructurale au sein des quartz.

La surimposition de générations successives de tels microfaçonnements implique obligatoirement une histoire érosive complexe, longue et polyphasée du grain.

#### Les états de surface des grains de quartz

Les quartz des poussières sont rarement «propres». Même les surfaces nettes sont parsemées de petites particules microniques et surtout submicroniques, de composition variée, les *particules adhérentes* (Pl. 20-h,i). De plus, les quartz sont empâtés de revêtements plus ou moins continus.

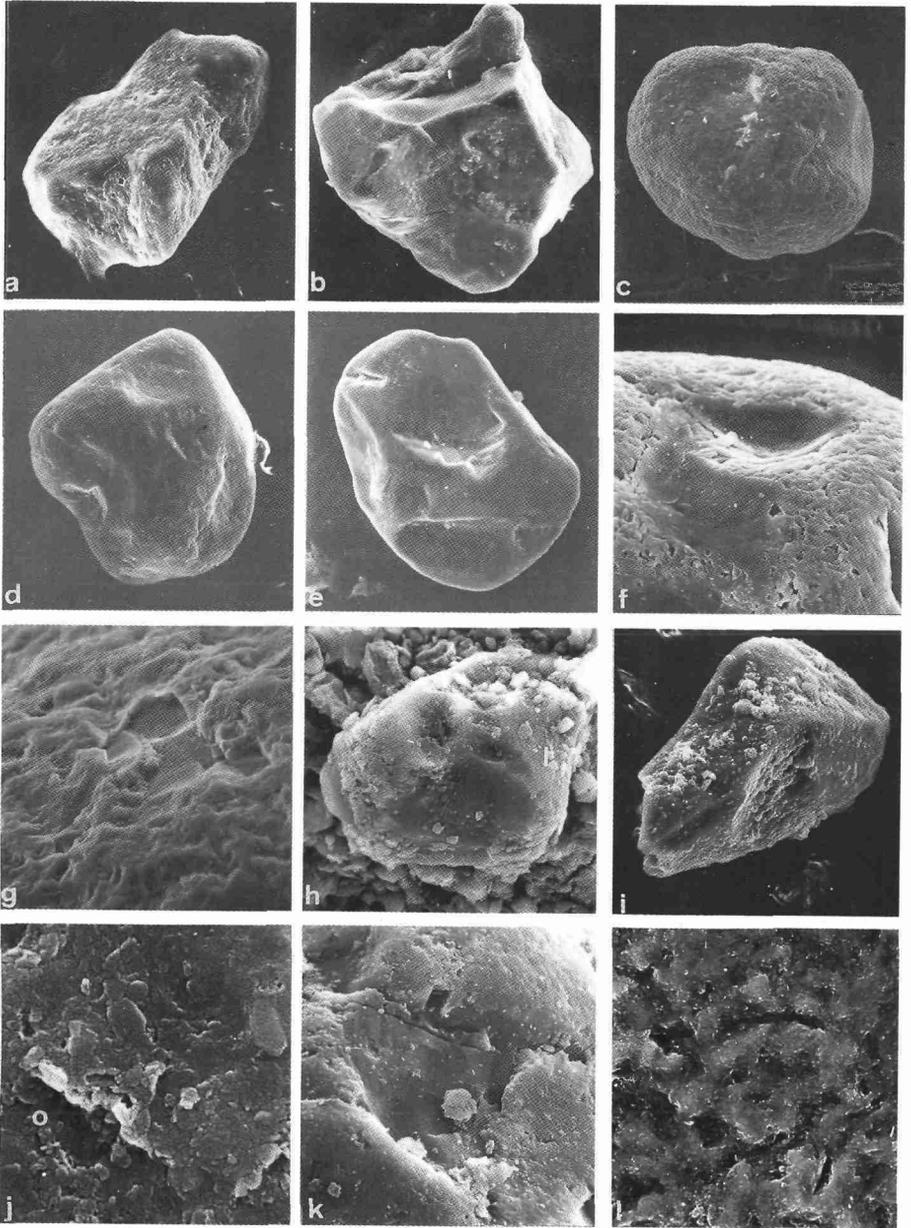
— *La pellicule siliceuse* :

• *la pellicule écailleuse de silice*. A la surface du grain (Pl. 20-j), d'infimes écaillés submicroniques à microniques sont formées de la silice résultant de l'amorphisation superficielle du quartz par l'éolisation de haute énergie [4]. Leur microdesquamation est l'une des sources des très fines poussières siliceuses (Pl. 20-k).

• *le gel siliceux*. La couche superficielle du grain, fragile et amorphisée, et la pellicule écailleuse peuvent être mises en solution par la rosée désertique riche en CO<sub>2</sub> (Pl. 20-l), le  *frosting*

---

**Planche 19.** — Les quartz géomorphiques (A) et fragmentés (B) dans les poussières sahariennes. - Les quartz géomorphiques: a) quartz bipyramidé, e = 50 µm, b) quartz à faces cristallines, e = 40 µm, c) quartz polycristallin à faces, e = 20 µm, d) quartz à faces cristallines, e = 16 µm, e) quartz volcanique, e = 20 µm, f) quartz arénique, e = 40 µm. Les quartz fragmentés dans les poussières sahariennes: a) éclat, e = 5 µm, b) lamelle, e = 25 µm, c) éclat, e = 10 µm, d) quartz anguleux, e = 25 µm, e) quartz cassé, e = 25 µm, f) ancien quartz rond-mat fracturé, e = 50 µm.



e —

(glaçage) des anglo-saxons, terme équivoque car la cryoclastie n'a rien à voir ici... Cette silice nappe le grain d'un film, de larmes et coulées empâtant les microfaçonnements (Pl. 21-A).

— *La pellicule et dépôts argileux* : Le quartz est parfois voilé de particules d'argiles, prises en charge au sol et compactées par roulement/saltation. D'après l'EDS, c'est un mélange aluminosilicaté ferreux, parfois potassique, où Mg et Ti peuvent apparaître. Ces argiles contiennent souvent la pellicule amorphisée, la transformant en un épais revêtement (*coating*). Leur coloration par un Fe abondant explique la rubéfaction des quartz désertiques et, dans les caries et creux superficiels, des dépôts argileux de même nature forment des *points rouges*, ce qui a été décrit sur les grains de la « pellicule rousse » au Nord de l'Erg Occidental et dans les grains de loess des Matmata (Pl. 22).

— *Les formes d'agression chimique* : Le processus chimique dissolution/précipitation mobilise et redistribue la silice superficielle amorphisée. Son départ peut se traduire par des figures de dissolution. De plus, le séjour éventuel du grain dans un milieu hydrique, pédologique etc. agresseur a pu provoquer une attaque chimique quelquefois telle que le quartz est profondément tarudé. Les plus courantes formes d'agression chimique sont des « V » ou *triangles de dissolution* (Pl. 21-B) guidés par la structure cristalline.

## L'étude morphométrique des quartz par AFC

### La comparaison de divers échantillons de poussières

Des particules de poussières désertiques prélevées à Sde Boqer dans le Negev (117 particules), dans le Tanezrouft (132) et au Nord du Grand Erg Occidental par impacteur (27) ont été soumises à l'Analyse d'images pour caractériser leur morphométrie. Après saisie sous Multiplan, les paramètres de formes et de tailles ont été traités par Analyse factorielle des correspondances.

Les 7 premiers axes fournissent 53 % de l'information et 21 % pour les 2 premiers. Cinq groupes de particules ont été mis en évidence par l'AFC :

— *groupe 1* : particules  $\leq 80 \mu\text{m}$  (RAY1, PER1, SUR1), les plus régulières (IRR6), sur l'axe I+

— *groupe 2* : particules de  $80\text{-}100 \mu\text{m}$  (RAY2, PER2, SUR2) parfois moyennement circulaires et régulières (CIR3, IRR3) sur l'axe III-

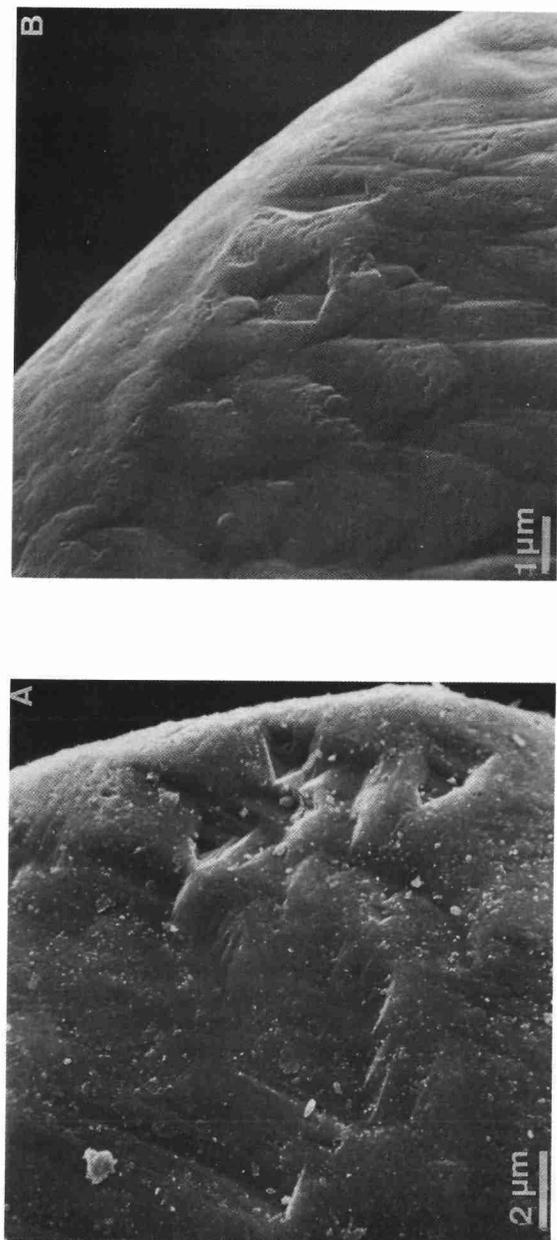
— *groupe 3* : particules de  $100\text{-}120 \mu\text{m}$  (SUR3), les moins régulières et les moins circulaires et les plus allongées (IRR1, CIR1, ELO6) sur l'axe V-

— *groupe 4* : particules de  $120\text{-}140 \mu\text{m}$  (RAY4, PER4, SUR4) de bonne régularité (IRR5), accessoirement les plus circulaires (CIR6) sur les axes II+ et VI+

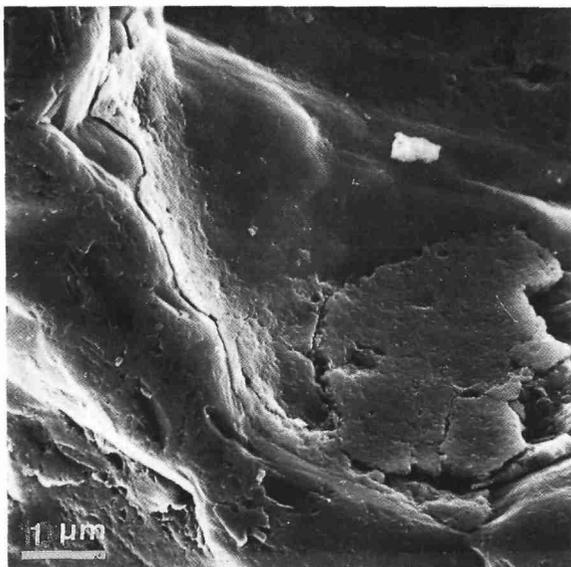
— *groupe 5* : particules  $> 160 \mu\text{m}$  (RAY6, PER6, SUR6), accessoirement assez peu allongées (ELO3) et assez régulières (IRR4) sur les axes I- et VII-

---

**Planche 20.** — Les formes et états de surface des quartz dans les poussières sahariennes. a) quartz subanguleux,  $e = 40 \mu\text{m}$ , b) quartz subanguleux,  $e = 35 \mu\text{m}$ , c) rond-mat,  $e = 40 \mu\text{m}$ , d) dépression de choc éolien,  $e = 40 \mu\text{m}$ , e) cupule de choc,  $e = 35 \mu\text{m}$ , f) coup d'ongle éolien, polissage hydrique ultérieur,  $e = 7 \mu\text{m}$ , g) crêtes sinuées et impact à bord franc,  $e = 2 \mu\text{m}$ , h) quartz « sale », particules adhérentes, début d'intégration des particules à la pellicule de surface,  $e = 10 \mu\text{m}$ , i) quartz « sale », particules adhérentes,  $e = 10 \mu\text{m}$ , j) pellicule écaillée de silice,  $e = 2 \mu\text{m}$ , k) pellicule de silice amorphisée sur les bords d'une empreinte de choc,  $e = 2 \mu\text{m}$ , l) gel siliceux, « frosting »,  $e = 7 \mu\text{m}$ .



**Planche 21.** – Les états de surface d'origine chimique. A) précipitation de silice en larmes, B) triangles de dissolution.



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

D'après ces résultats de l'AFC et compte-tenu des expériences précédentes en *wind-tunnel*, se dégagent quelques hypothèses génétiques sur ces divers groupes de grains. Le groupe 4 correspond à des sables fins/moyens *très bien roulés*. Le groupe 1 est formé de grains très fins *bien façonnés* ayant atteint par comminution le seuil optimum de mobilisation (*valeur critique* de Bagnold [9]) et de mise en suspension par le vent. Le groupe 3 montre des formes allongées, irrégulières, très peu circulaires, à des tailles suggérant des *esquilles et fragments anguleux de quartz* résultant de la destruction de gros grains par saltation. Le groupe 5 indique des particules grossières et peu façonnées, sans doute des *quartz aréniques* récemment déchaussés. Enfin, le groupe 2, le plus difficile à interpréter vu ses traits peu explicites, peut contenir d'anciens éléments du groupe 3 que l'abrasion aurait *réduits et façonnés*, sans atteindre l'émoussé des petits grains du groupe 1.

Un autre enseignement touche à la répartition des particules dans les groupes : 3/4 des poussières de l'Erg Occidental sont < 120 μm; 2/3 des poussières du Tanezrouft sont entre 80 et 140 μm avec très peu de particules du groupe 1. Au contraire, les poussières du Negev sont plus dispersées avec 2 maximums pour les groupes 1(20 %) et 5 (31 %). Dans le détail, les poussières du Nord du Grand Erg Occidental doivent leur relative finesse aux conditions mêmes de leur prélèvement, par *temps calme*. En revanche, celles du Tanezrouft ont été re-

cueillies pendant une *tempête désertique* d'où la mobilisation de particules plus grossières (28 % de sables façonnés du groupe 3 et 15 % de grosses particules du groupe 5). La dispersion morphométrique des grains de Sde Boqer peut s'expliquer par les conditions de *décantation humide* qui ont indifféremment rabattu des particules de tailles variées.

### La comparaison des quartz blancs translucides et des quartz orangés

On a soumis à analyse d'images puis analyse factorielle des correspondances (*Tableau XIII*) des quartz blancs translucides et des quartz orangés provenant des poussières de Sde Boqer (45 blancs, 72 orangés), du Tanezrouft (71 blancs, 61 orangés) et, à titre de comparaison, des grains de la pellicule rousse (SA 41) du Grand Erg Occidental (70 blancs, 65 orangés) et des grains de sable (ATU 05) du Grand Erg Oriental (43 blancs, 44 orangés) contigus des premiers loess des Matmata.

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

A) Quartz blancs translucides de poussières et de sédiments de comparaison.

B) Quartz orangés de poussières et de sédiments de comparaison.

A) Quartz blancs		Pouss. Sde Boqer	Pouss. Tanezrouft	Pell. Rousse Gd Erg W	Sables Gd Erg E
SUR	$\bar{X}_{\mu m^2}$	38 800	21 800	25 900	26 900
	$\sigma$	15 200	7 100	11 800	9 400
PER	$\bar{X}_{\mu m}$	664	560	597	610
	$\sigma$	229	105	137	176
IRR	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	0,970	0,976	0,973	0,957
		0,016	0,021	0,030	0,040
RAY	$\bar{X}_{\mu m}$	49	72	70	75
	$\sigma$	38	15	23	17
CIR	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	0,823	0,830	0,830	0,793
		0,060	0,060	0,080	0,110
ELO	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	1,27	1,30	1,31	1,25
		0,18	0,20	0,19	0,21
B) Quartz orangés		Pouss. Sde Boqer	Pouss. Tanezrouft	Pell. Rousse Gd Erg W	Sables Matmata
SUR	$\bar{X}_{\mu m^2}$	16 800	23 000	26 600	24 000
	$\sigma$	9 500	7 800	9 700	7 900
PER	$\bar{X}_{\mu m}$	470	580	625	622
	$\sigma$	146	105	123	158
IRR	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	0,984	0,979	0,976	0,939
		0,020	0,010	0,020	0,050
RAY	$\bar{X}_{\mu m^2}$	59	73	71	71
	$\sigma$	18	17	23	14
CIR	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	0,844	0,836	0,836	0,740
		0,090	0,060	0,050	0,140
ELO	$\frac{\bar{X}}{\sigma}$	1,32	1,26	1,29	1,30
		0,27	0,20	0,17	0,21

Pour Sde Boqer, les quartz blancs ont une surface plus de 2 fois supérieure à celle des quartz orangés, avec un fort écart-type montrant leur hétérogénéité. Globalement, les premiers sont aussi moins réguliers et moins circulaires que les seconds, suggérant qu'il y a dans l'échantillon 2 stocks de genèse différente : les quartz blancs semblent des quartz aréniques, peu éolisés à la différence des quartz orangés. Le contraste est moindre dans l'échantillon du Tanezrouft où les quartz blancs sont pourtant un peu plus petits, moins circulaires, plus allongés et irréguliers que les quartz orangés : les quartz orangés ont sans doute une longue histoire désertique et les quartz blancs, d'extraction plus récente, ont moins voyagé...

Les informations tirées des grains de la pellicule rousse et de la poussière du Tanezrouft sont un peu comparables. Dans la première, les quartz orangés sont un peu plus petits, circulaires, réguliers et un peu moins allongés que les quartz blancs, en accord avec l'idée d'une histoire plus longue. En revanche, les sables des marges du Grand Erg Oriental ont des traits morphométriques différents : les quartz orangés plus petits et plus réguliers que les blancs sont moins circulaires et plus allongés. On peut y voir l'incidence d'une fragmentation par saltation liée à une moindre résistance des quartz orangés, affaiblis sans doute par leurs caries et altérations. Ces particularités morphométriques annoncent les traits des quartz des loess des Matmata, eux-aussi, irréguliers.

Enfin, on peut insister sur la différence entre les poussières de Sde Boqer, mélange de 2 stocks, et celles du Tanezrouft au contraire bien homogénéisées. Par ailleurs, vu l'éloignement des sites, la parenté morphométrique de la poussière du Tanezrouft et de la pellicule rousse est remarquable : on entrevoit ainsi quelle doit être l'homogénéité granulométrique et morphométrique (surtout dans les quartz orangés) des voiles sableux sur tout le Sahara car ce sont eux qui, soulevés par la tempête désertique, ont alimenté la fraction grossière de la poussière au Tanezrouft.

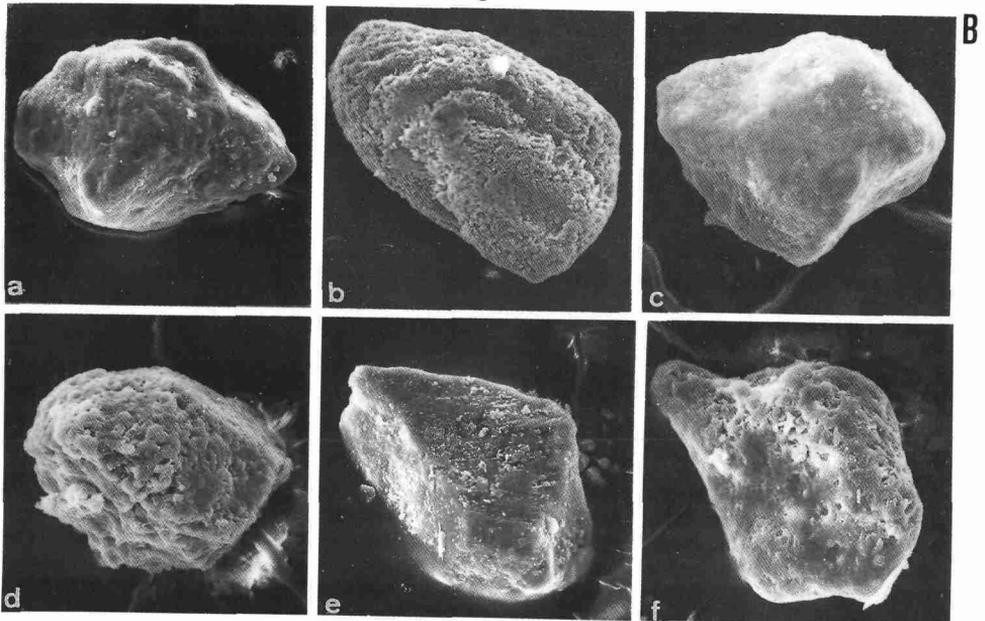
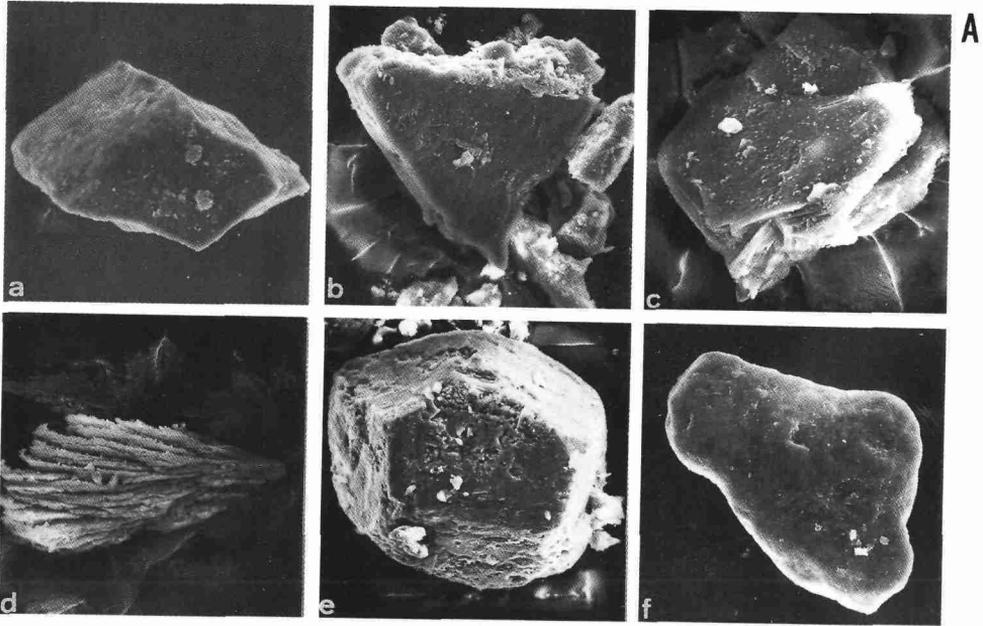
## Les autres grosses particules

### Les particules minérales résistantes

Les dynamiques éoliennes de haute énergie ont imprimé sur des grains divers un modelé plus ou moins évolué, mais toujours significatif d'une action érosive. Sur les minéraux du socle ou du volcanisme, les microfaçonnements sont comparables à ceux des quartz. Les données microstructurales (faces cristallines, clivages, microfissuration etc.) sont mises en valeur (*Pl. 23-A*).

Les grains de feldspaths (*Pl. 23-B*), d'amphibole, d'apatite sont façonnés avec des traces de choc. Les grains de carbonates (*Pl. 24*), de phosphates de calcium, d'oxydes de fer, moins résistants du fait d'une structure agrégative, ont atteint lors de la mobilisation initiale au sol un degré poussé d'émoussé.

Des formes particulières liées à certaines espèces minérales s'avèrent favorables au transport en suspension. Ainsi des disques de micas, aux bords rebroussés et écrasés par les chocs éoliens, ont une forme très *portante* expliquant leur occurrence à de grandes tailles (200-300  $\mu\text{m}$ ) au



sein de poussières parfois lointaines, en dépit de leur densité élevée (Pl. 25-A). Le gypse en paillettes a le même comportement mais ses particules grossières ont été en général arrondies par roulement/saltation (Pl. 25-B).

## Les grains argileux

### *Les grains d'argiles non fibreuses*

D'après l'examen morphoscopique de poussières de provenance variée, les granules argileux sont diversement colorés : blancs, blancs à points noirs, gris, roses, orangés, mordorés et rarement noirs. Ces changements de couleur ne se traduisant pas à l'EDS par de notables différences minéralogiques doivent s'expliquer par des variations dans l'état du fer contenu. Les formes sont analogues à celles des autres minéraux. Les particules plus fragiles, au matériel peu consolidé et friable sous le stylet, ont des formes quelconques. En revanche, des grains arrondis plus cohérents sont visibles en morphoscopie.

L'examen au MEB confirme ces observations et oppose des particules à structure lâche et de formes quelconques, à des grains aux émoussés remarquables mais souvent un peu allongés (Pl. 26). Les premières sont constituées d'un agrégat de petites particules argileuses élémentaires, alors que la surface homogène des autres révèle, à fort grossissement, un tassement superficiel des particules argileuses souvent déformées et sans porosité interstitielle. Les informations chimiques de l'EDS impliquent des compositions où Si domine, parfois accompagné en combinaisons variées par Mg, Al, K, Ca, Fe et Ti. Cependant les plus fréquentes sont Al, Si, Fe et Al, Si, K, Fe.

### *Les grains de palygorskite*

La palygorskite, minéral commun dans les poussières sahariennes, y apparaît sous trois états :

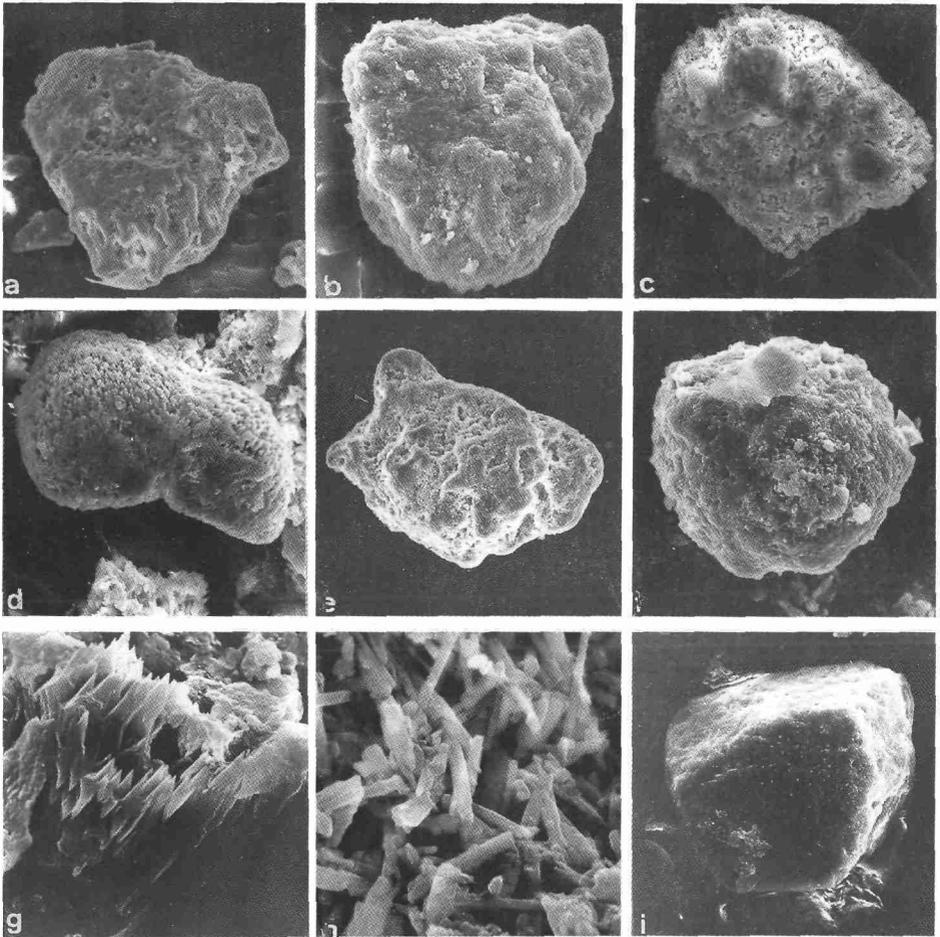
— comme *poussière fine*, particules fibreuses isolées ou peu nombreuses de dimensions submicroniques à microniques

— comme *revêtement* de grains «porteurs», en épaisse pellicule argileuse sur des micas, quartz, carbonates de Ca ou feldspaths, avec des fibres bien identifiables

— comme *grains éolisés* comparables aux autres grains argileux décrits ci-dessus, état remarquable par la constance de ses caractères physionomiques et micromorphologiques, non seulement dans les poussières actuelles, mais aussi dans nombre de sédiments désertiques ou péri-désertiques plus ou moins enrichis par les poussières [10]. L'étude de l'Erg Ine Koussamène a déjà informé sur le façonnement au sol de tels grains, jusqu'à leur mise en suspension sous forme de poussières.

---

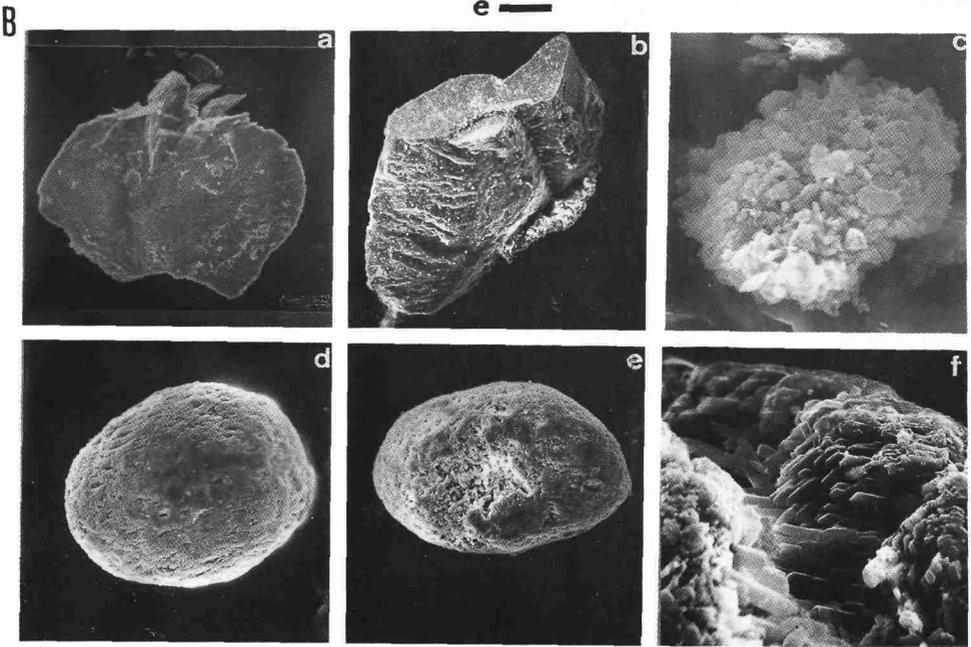
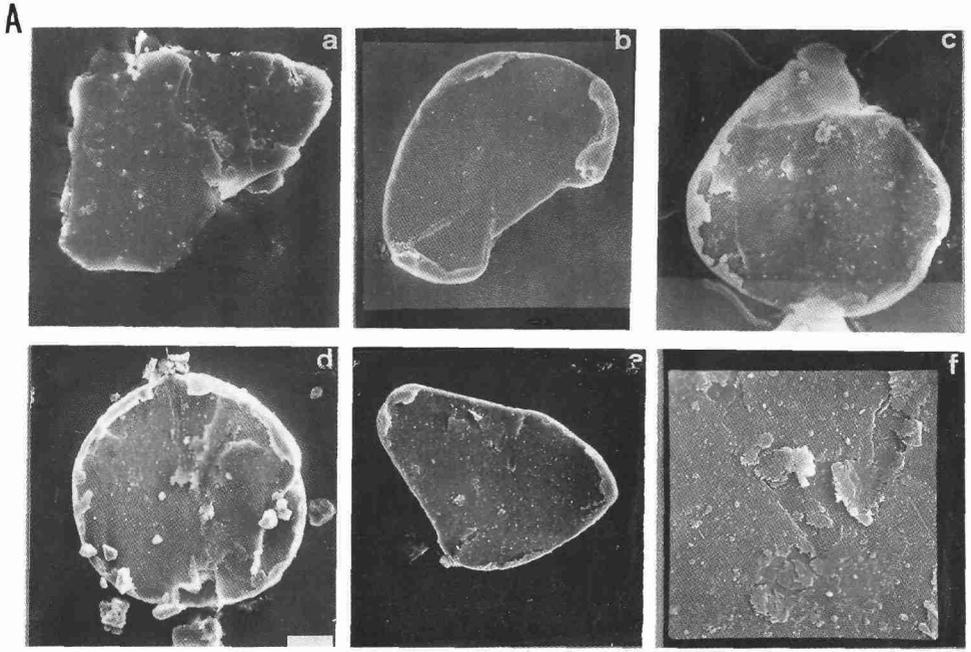
**Planche 23.** – Les minéraux résistants dans les poussières sahariennes. (A) Les minéraux du socle et du volcanisme: a) pyroxène, e = 40 µm b) olivine, e = 40 µm, c) chlorite, e = 15 µm, d) paillette d'or, e = 10 µm, e) particule de fer, e = 20 µm, f) pyrite, e = 30 µm. - (B) Les feldspaths potassiques : a) et b) e = 40 µm, c) et d) e = 25 µm, e) et f) e = 20 µm.

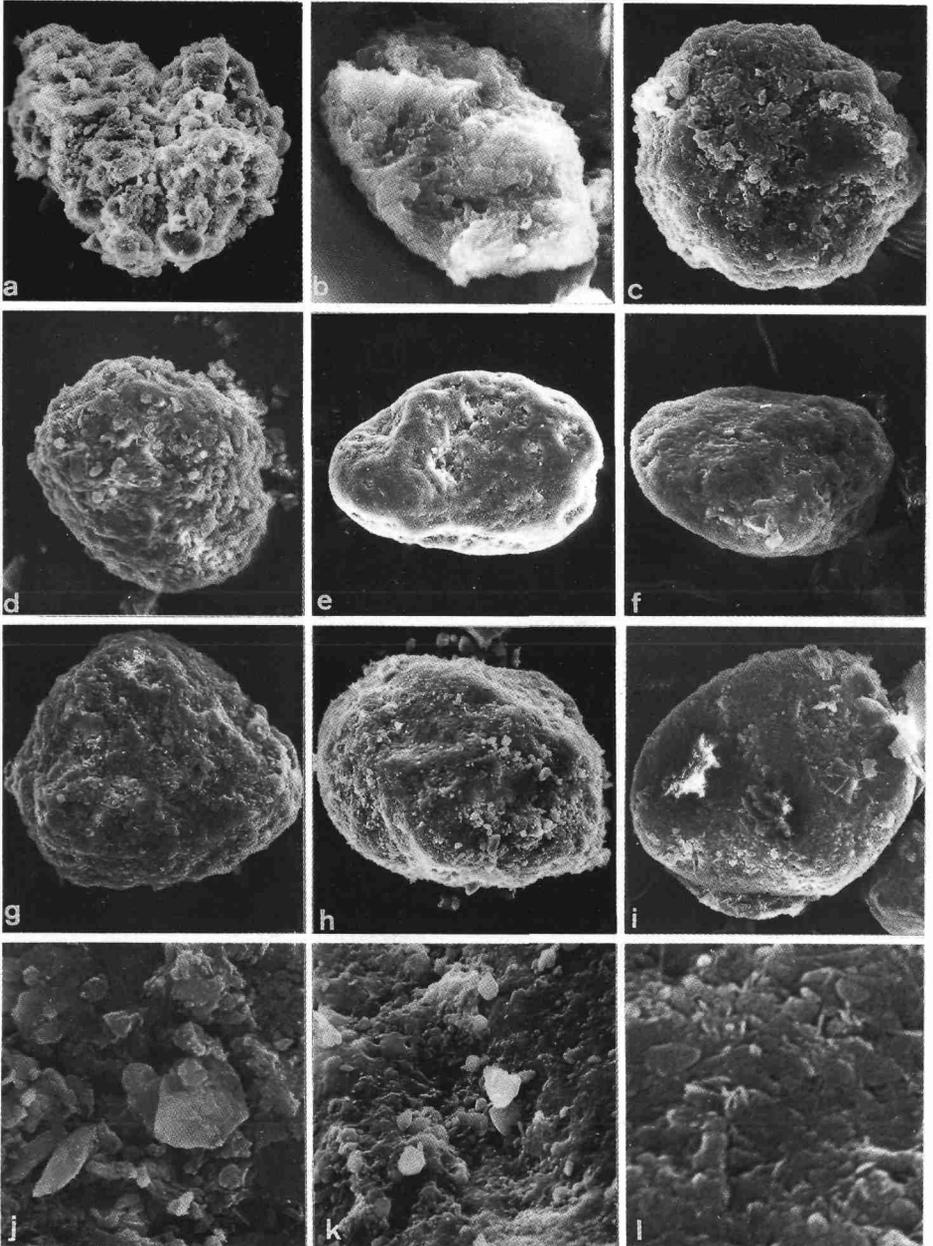


e —

**Planche 24.** – Les particules carbonatées dans les poussières sahariennes. - Les carbonates de Ca : a)  $e = 30 \mu\text{m}$ , b)  $e = 20 \mu\text{m}$ , c)  $e = 20 \mu\text{m}$ , d)  $e = 25 \mu\text{m}$ , e)  $e = 45 \mu\text{m}$ , f)  $e = 20 \mu\text{m}$ , g) détail de d, noter l'agression chimique de la calcite,  $e = 8 \mu\text{m}$  h) détail de e, calcite fibreuse,  $e = 2 \mu\text{m}$ . Un carbonate de Ca et Mg : i) une dolomie,  $e = 45 \mu\text{m}$ .

**Planche 25.** – Les micas et les gypses dans les poussières sahariennes. - (A) Les micas : a), b), c), d) et e)  $e = 25 \mu\text{m}$ , f) détail de e, l'artéfact (glissement de l'aiguille lors du montage de la particule sur le plot) montre la fragilité superficielle du minéral,  $e = 7 \mu\text{m}$ . (B) Les gypses : a) paillette, noter la forme « portante »,  $e = 45 \mu\text{m}$ , b) grain subanguleux,  $e = 40 \mu\text{m}$ , c) agrégat arrondi,  $e = 7 \mu\text{m}$ , d) grain roulé,  $e = 40 \mu\text{m}$ , e) grain roulé,  $e = 40 \mu\text{m}$ , f) détail du précédent, structure interne en baguettes et abrasion superficielle,  $e = 7 \mu\text{m}$ .





*La morphologie des grains éolisés*

Une étude micromorphologique a concerné plus de 150 grains de palygorskite issus de poussières éoliennes et de sédiments péri-désertiques étudiés pour comparaison (*Pl. 27*). D'après leur indice d'éroussé mesuré sur clichés MEB, ces grains ont un façonnement éolien typique où l'éroussé (2 r/L) est croissant en fonction de la taille : par exemple des grains prélevés aux Canaries (86  $\mu\text{m}$  de diamètre moyen) ont un éroussé de 0,124 et des grains prélevés au Tanezrouft (180  $\mu\text{m}$ ) ont un indice de 0,308.

*Les différences de structure à l'intérieur et à la surface des grains*

À l'examen morphoscopique, les grains de palygorskite, de couleur claire, ont un aspect souvent poudreux ou duveteux, mais lissé et brillant à la loupe pour les grains les plus arrondis. Ils sont totalement composés de fibres comme l'ont montré au MEB ceux qui furent cassés lors du montage sur le plot (*Pl. 28*). Entre les constitutions interne et externe des grains, des différences mises en évidence par AFC se manifestent dans les tailles, formes et agencement des fibres [11]. Sur les micrographies, on a étudié :

— la *taille des fibres* : fibres longues (2-4  $\mu\text{m}$ ), 10 % des mesures; fibres moyennes (1-2  $\mu\text{m}$ ), 30 % des mesures; fibres courtes (< 0,5  $\mu\text{m}$ ), 60 % des mesures. Leur largeur varie de 0,05 à 0,20  $\mu\text{m}$

— les *caractères morphologiques* des fibres : formes de la pointe (fuseau, 30 %; bout arrondi, 40 %; bout carré, 18 %; bout en bourgeon, 12 %); formes de la fibre (latte, 17 %; baguette à section carrée, 48 %; forme cylindrique ou hexagonale, 35 %); allures de la fibre (droite, 80 %; flexueuse, 20 %)

— les *relations géométriques des fibres* : fibres individualisées (55 %) ou accolées (45 %); agencement en faisceaux (10 %), en réseaux parallèles (15 %), en assemblages anarchiques non orientés (75 %)

— les *dispositions par rapport à la surface du grain* : fibres à plat ou parallèles à la surface (75 %); fibres perpendiculaires ou obliques par rapport à la surface (25 %).

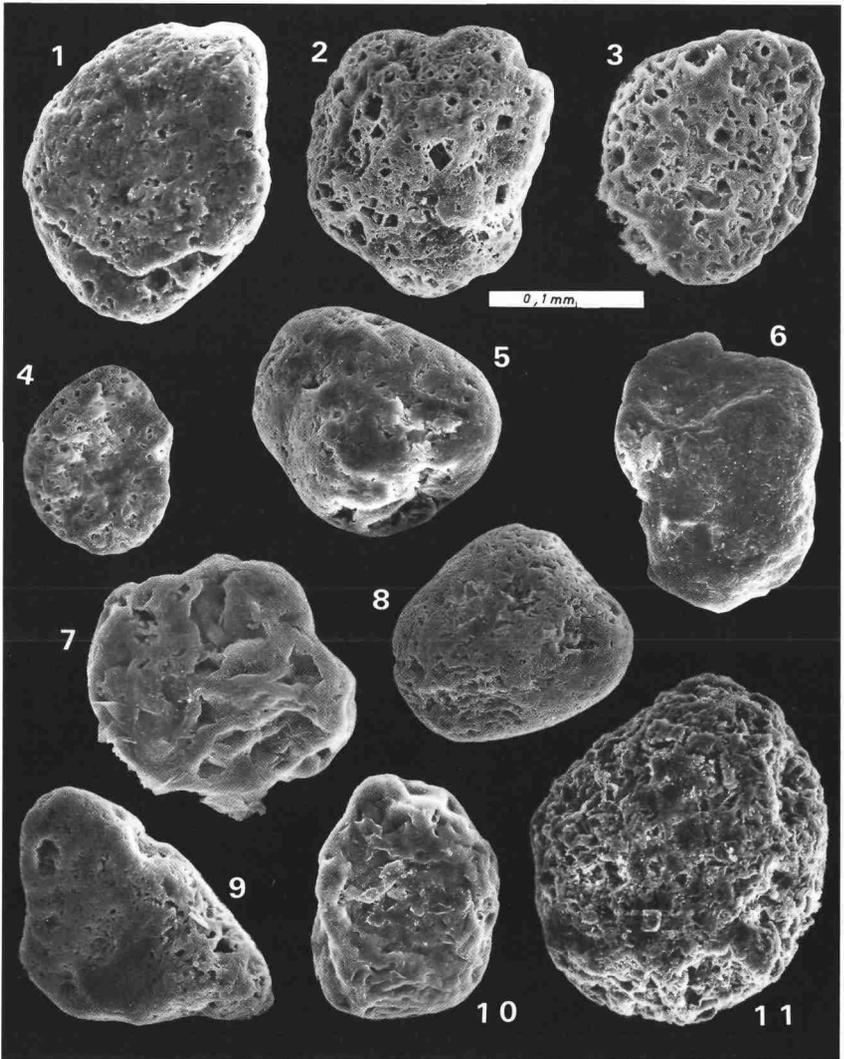
Une AFC a porté sur ces 7 variables (forme de la pointe, section de la fibre, allure de la fibre, texture, type de groupement, disposition par rapport à la surface et taille des fibres) et sur leurs 21 modalités décrites ci-dessus. Les axes 1 à 7 portent 80 % de l'information et les 2 premiers, 35 %.

*Interprétation*

D'après cette AFC, si les caractères *lattes/bout carré/accolées/orientées/fibres droites* intéressent les fibres de la surface des grains, l'association *fibres courtes/individualisées/non orientées/flexueuses/forme cylindrique* est celle des fibres internes. Par conséquent, les fibres de l'intérieur des grains ne sont ni perturbées ni altérées et leur agencement exprime bien la

---

**Planche 26.** — Les grains d'argiles non fibreuses dans les poussières sahariennes. - a) particule peu évoluée (Al,Si,K,Fe),  $e = 35 \mu\text{m}$ , b) particule peu évoluée (Al,Si,Fe),  $e = 10 \mu\text{m}$ , c) grain façonné (Al,Si,Ca,Fe),  $e = 10 \mu\text{m}$ , d) grain façonné (Al,Si,K,Fe),  $e = 40 \mu\text{m}$ , e) grain roulé (Al,Si,K,Ca,Ti),  $e = 40 \mu\text{m}$ , f) grain roulé (Al,Si,K,Fe),  $e = 40 \mu\text{m}$ , g) grain façonné (Mg,Al,Si,K,Ca,Fe),  $e = 40 \mu\text{m}$ , h) détail de la surface du précédent, noter le maintien d'une forte porosité en relation avec un compactage modéré,  $e = 3 \mu\text{m}$ , i) grain plus roulé (Mg,Al,Si,K,Ca,Fe),  $e = 40 \mu\text{m}$ , j) détail de la surface du précédent, noter la compaction plus importante des particules élémentaires,  $e = 4 \mu\text{m}$ , k) grain bien roulé (Al,Si,K,Fe),  $e = 45 \mu\text{m}$ , l) détail de la surface du précédent, noter la très forte compaction et la déformation des particules,  $e = 3 \mu\text{m}$ .



**Planche 27.** – Les grains éolisés de palygorskite dans les poussières sahariennes et quelques sédiments péri-désertiques présentés à titre de comparaison. - 1) grain avec alvéoles, poussières du Tanezrouft, 2) grain avec empreintes de rhomboédres, terrasses de l'Oued Ksob (Maroc), 3) grain avec alvéoles, loess des Matmata (Tunisie), 4) grain avec alvéoles, carotte KST10, Golfe de Gabès, 5) grain lissé, loess des Matmata (Tunisie), 6) grain lissé, loess Har Harif (Israël), 7) grain encore duveteux, loess des Matmata, 8) grain à surface lissée, loess des Matmata, 9) grain avec alvéoles, loess des Matmata, 10) grain à surface lissée, loess des Matmata, 11) grain avec alvéoles, loess des Matmata.

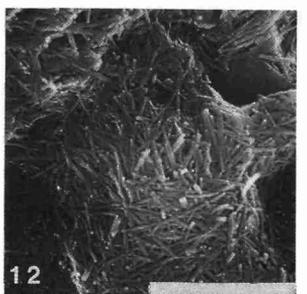
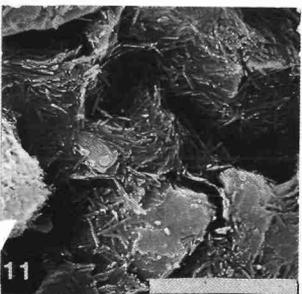
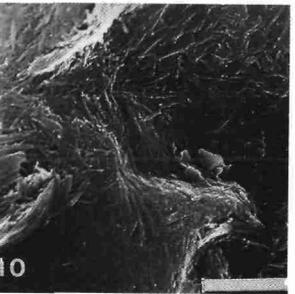
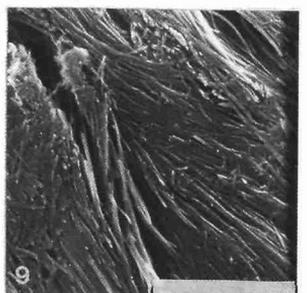
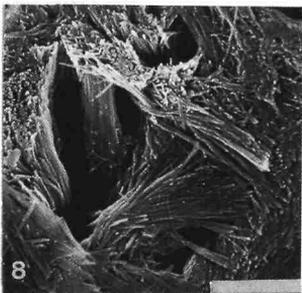
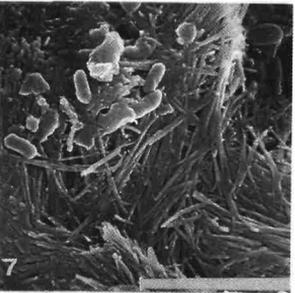
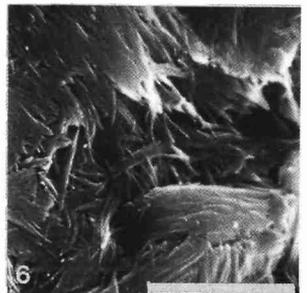
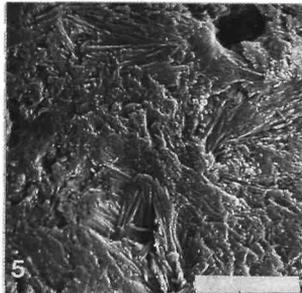
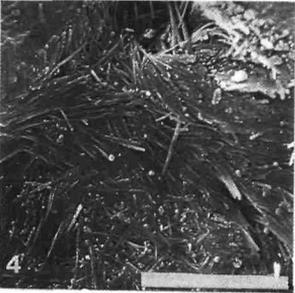
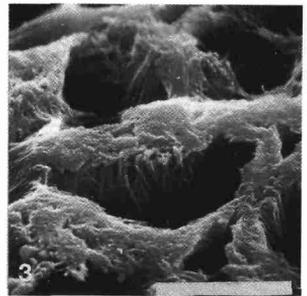
texture duveteuse, aérée des fibres enchevêtrées et non orientées de l'argile originelle. Au contraire, en surface, les formes en lattes expriment l'écrasement des fibres; les bouts carrés, leur cassure ou leur arasement; enfin les assemblages accolés et orientés traduisent l'effet des compactations et tassements superficiels. Ces traits résultent des chocs au sol lors de la phase initiale d'éolisation de la particule de palygorskite.

Vu au MEB, l'émoussé du grain s'accompagne bien de l'apparition d'un cortex superficiel de fibres arasées, aplaties, déformées, écrasées puis compactées. Ce *feutrage de surface* explique la relative résistance des grains de palygorskite (souvent notée dans les sédiments), car l'argile a perdu sa fragile texture originelle. On observe aussi des grains polyminéraux avec, dans la matrice fibreuse, des rhomboèdres de calcite et dolomite dont le départ causé par les chocs éoliens a laissé un aspect grélé caractéristique à la surface du grain. Ces empreintes de déchaussement sont un critère de l'éolisation de la palygorskite comparable, dans sa signification génétique, aux microfaçonnements éoliens des quartz.

*Dans cette étude des particules et grains des poussières sahariennes est apparue une grande diversité de formes et états de surface originels ou hérités, de processus de mobilisation et façonnement et de traits minéralogiques (Tableau XIV). Les caractères morphométriques et micromorphologiques sont des critères d'identification accréditant l'origine saharienne de poussières actuelles ayant migré loin de leur source désertique. Dans une perspective géologique, ils sont aussi l'indice d'un apport passé de poussières sahariennes dans des sols, dépôts et sédiments plus ou moins proches du désert où on les identifierait.*

*Leur connaissance débouche sur la mise en évidence de traceurs d'une part de l'origine saharienne de poussières ou de sédiments, et d'autre part de la mise en place éolienne, totale ou partielle, de ces derniers. Pour ces traceurs, il faut particulièrement insister sur les formes et microfaçonnements spécifiquement éoliens. En effet, si les indices chimiques et minéralogiques sont des arguments importants de l'allochtonie d'un matériel déposé, voire de sa provenance, ils ne permettent pas d'exclure le jeu de processus autres que la dynamique éolienne dans la mise en place des sédiments. Ainsi, il est possible que le ruissellement ou les dynamiques marines soient à l'origine de telles sédimentations et non pas uniquement le transport par le vent. Il faut donc bien préciser ce qui relève réellement de l'apport de poussières au sein du cortège plus général des contributions allochtones. Dans les minéraux habituels du socle saharien, les feldspaths, micas et surtout quartz sont des traceurs intéressants dans les poussières, surtout quand leurs formes et microfaçonnements prouvent l'éolisation et si leurs enrobages argileux ont les combinaisons chimiques complexes Al, Si, Fe, K, Ca etc... L'occurrence de quartz orangés est particulièrement significative. Dans les autres particules grossières, les grains roulés de carbonates de Ca sont un critère utile mais, parmi les plus remarquables traceurs des poussières sahariennes, il faut souligner les grains éolisés de palygorskite.*

*Les évidences micromorphologiques sont moindres sur les particules fines. Les particules de quartz, de dolomite, de kaolinite ont une fonction reconnue de marqueur, même si leur caractère ubiquiste n'est pas exclu. En fait, la signature la plus certaine de l'origine saharienne de poussières fines et lointaines est l'occurrence en large cortège de particules présentant tout ou partie des caractères minéralogiques et micromorphologiques décrits ci-dessus.*



**Tableau XIV.** – Les caractères morphométriques, génétiques et minéralogiques des poussières sahariennes (d'après G. Coudé-Gaussen [12]).

Taille	Type de forme	Forme originelle/héritée			Attribution minéralogique/génétique	
0,5-5 $\mu\text{m}$	Géométrique	+			matière organique pollution/volcanisme NaCl sulfate de Ca/kaolinite gypse/epsomite	
	globule					
	sphère					
	cube/parallélépipède					
	hexagone					
	aiguille	+				
Quelconque	agrégat en chaîne flocon micro-agrégat paillette	?	?	?	mélanges argileux mélanges argileux quartz/mica/gypse quartz/feldspath potassique albite/carbonates minéraux lourds gypse/hématite phyllites	
sub-anguleuse						+
façonnée						+
						?
10-20 $\mu\text{m}$	Géométrique	+			gypse/NaCl/carbonate de Ca gypse/palygorskite NaCl/trona/chlorites	
	baguette					
	fibre					
	cube/parallélépipède	+				
	Quelconque	agrégat en chaîne allongée lamelle	?	+	?	fibre végétale quartz/minéraux volcaniques quartz/palygorskite mélange argileux/carbonate de Ca feldspath/kaolinite phyllites
sub-anguleuse	+					
façonnée	+					
ronde	+					
> 20 $\mu\text{m}$	Géométrique	+			calcite/dolomite diatomées/phytolites mica	
	rhomboèdre					
	disque/cylindre	+				
	Quelconque	allongée	+			gypse/microcodium/fibres végétales
	anguleuse					
	sub-anguleuse	+				
façonnée	+					
ronde	+					
		+			feldspath/mélange argileux minéraux lourds phosphorites Zn/Ca	

**Planche 28.** – Etats de surface des grains éolisés de palygorskite. - 1) fibres parallèles à la surface, faisceaux souples de cristaux délicats et peu altérés, 2) faisceau en éventail, fins cristaux souples associés en baguettes, état frais, 3) surface trouée à empreintes de rhomboèdres, cloisons méandriques à fibres perpendiculaires à la surface du grain et mécaniquement arasées, 4) feutrage superficiel, au centre cristaux bien individualisés et couchés parallèlement à la surface, à la périphérie coalescence et écrasement des fibres, 5) surface feutrée et partiellement compactée au centre, 6) lames souples de fibres coalescentes, début de feutrage, 7) feutrage et compaction, fibres écrasées et déformées, 8) faisceaux couchés ou obliques, fibres tronquées, 9) fibres accolées par tassement, 10) fibres feutrées et agglomérées en surface, fibres peu altérées dans les creux, 11) grain mixte (particule non argileuse visible en bas), structure de fibres courtes en tas 12) début de compactage, fibres tassées en surface.

## Bibliographie

- [1] Kuonen P.H. (1960). Experimental abrasion. IV. Eolian action. *J. Geol.*, 68 : 427-449.
- [2] Krinsley D.H., Margolis S.V. (1971). Grain surface textures. in Carver Ed., Wiley, New York, pp. 151-180.
- [3] Krinsley D.H., Doornkamp J.C., (1973). Atlas of Quartz Sand Grain Surface Textures. Cambridge Univ. Press, New York, 91p.
- [4] Le Ribault L., (1975). L'exoscopie, méthode et applications. Notes et Mémoires C.F.P., 12, 230 p.
- [5] Le Ribault L. (1977). L'exoscopie des quartz. Masson, Paris, 150 p.
- [6] Krinsley D.H., McCoy F. (1978). Aeolian quartz sand and silt. in Whalley W.B. Ed., «SEM in the study of sediments», Geo Abstracts, Norwich, pp. 249-260.
- [7] Wellendorf W., Krinsley D.H. (1980). The relation between the crystallography of quartz and up-turned aeolian cleavages plates. *Sedimentology*, 27 : 447-453.
- [8] Bloss D.F., Gibbs G.V. (1963). Cleavage in quartz. *Amer. Mineral.*, 48 : 821-838.
- [9] Bagnold R.A. (1941). The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London, 265p.
- [10] Coudé-Gaussen G., Blanc P. (1985). Présence de grains éolisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédiments récents d'origine désertique. *Bull. Soc. géol. France*, 1; 4 : 571-579.
- [11] Coudé-Gaussen G. (1987). Observations au MEB de fibres de palygorskite transportée en grains par le vent. in Fédoroff N., Bresson L.M., Courty M.A. Eds. Micromorphologie des sols. AFES, Paris, pp. 199-205.
- [12] Coudé-Gaussen G. (1989). Local, proximal and distal Saharan dusts : characterization and contribution to the sedimentation. in Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport. NATO ASI, Tucson, USA, 282 : 339-358.

# 6

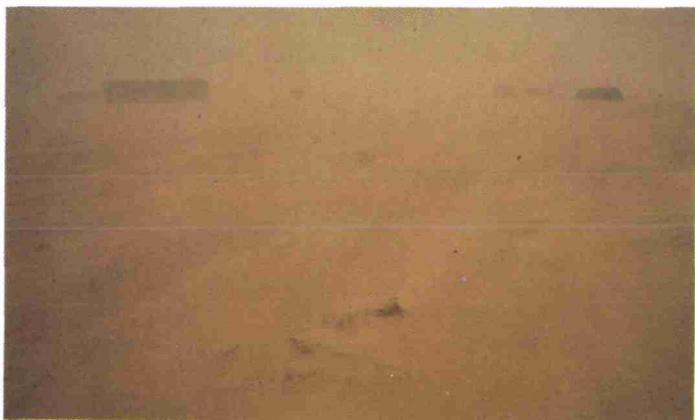
## Les poussières locales

Considérées globalement, dans la totalité de leur matériel, les poussières sahariennes connaissent des déplacements éoliens de longueur variée. Les unes, *poussières locales*, ont été observées et prélevées en domaine désertique, les autres atteignant les marges du désert ou allant au-delà feront l'objet d'un développement ultérieur.

L'une des principales questions de l'étude des *poussières locales* est leur relation avec les substrats désertiques. Lors du prélèvement, on s'interroge toujours sur leur *caractère autochtone* ou *allochtone* par référence aux sols et terrains sous-jacents. Y-a-t-il, homogénéisé par les vents à l'échelle du Sahara, un *fonds commun de poussières (background)* suggéré par certains auteurs [1, 2] ou subsiste-t-il, une différenciation sédimentologique locale ou régionale des poussières désertiques en relation avec la géologie des substrats ? Toute réponse à cette question implique des recherches à différentes échelles et dans des conditions de temps calme ou de vents de sable.

### Les caractères des poussières dans les vents de sable

S'il existe toujours des poussières dans l'atmosphère saharienne, le phénomène prend une ampleur particulière lors des tempêtes désertiques (*Pl. 29*). Or les observations sur les poussières mobilisées par vent fort au-dessus de leur zone de départ sont peu fréquentes, car la possibilité d'échantillonner alors en plein désert est évidemment circonstancielle, du fait du caractère imprévisible et éphémère du vent de sable. Trois exemples de tels matériels ont néanmoins été étudiés : 1) un prélèvement effectué au Tanezrouft lors d'une tempête désertique en Décembre 1980 [3]; 2) un prélèvement fait en 1981 entre Tessalit et le Khnachich (Foum el Alba) dans le Sahara malien; 3) un prélèvement en Mars 1985 à El Abiodh Sidi Cheikh (Nord du Grand Erg Occidental).



## Les caractères granulométriques

Deux des courbes granulométriques cumulatives établies au Sédigraph (fraction < 1mm), pour les échantillons d'El Abiodh et du Tanezrouft, ont l'allure sigmoïdale classique de sédiments éoliens et celle de Tessalit est bimodale (Fig. 24). D'après les indices granulométriques, ces poussières ont un bon classement ( $SO_2$  compris entre 1 et 1,3) confirmé pour Tanezrouft et El Abiodh par le  $Qd\Phi$  (0,62-0,68). Au vu des indices de dissymétrie ( $Sk$ ) positifs (0,23/0,42), la fraction grossière domine. L'indice d'acuité  $Kg > 1$  confirme le médiocre classement de la partie médiane de la courbe de Tessalit, ce qui transparait dans sa bimodalité; au contraire, le  $Kg > 1$  d'El Abiodh et Tanezrouft assure du bon classement de l'essentiel de leur stock.

Sur l'image MEB de grande dimension (30 × 30 cm) d'une portion de filtre total, on a mesuré par comptage la taille d'environ 250 particules de poussières mobilisées par vent fort à El Abiodh (Pl. 30). L'histogramme montre un mode dominant à 0,2  $\mu m$ . La courbe cumulative

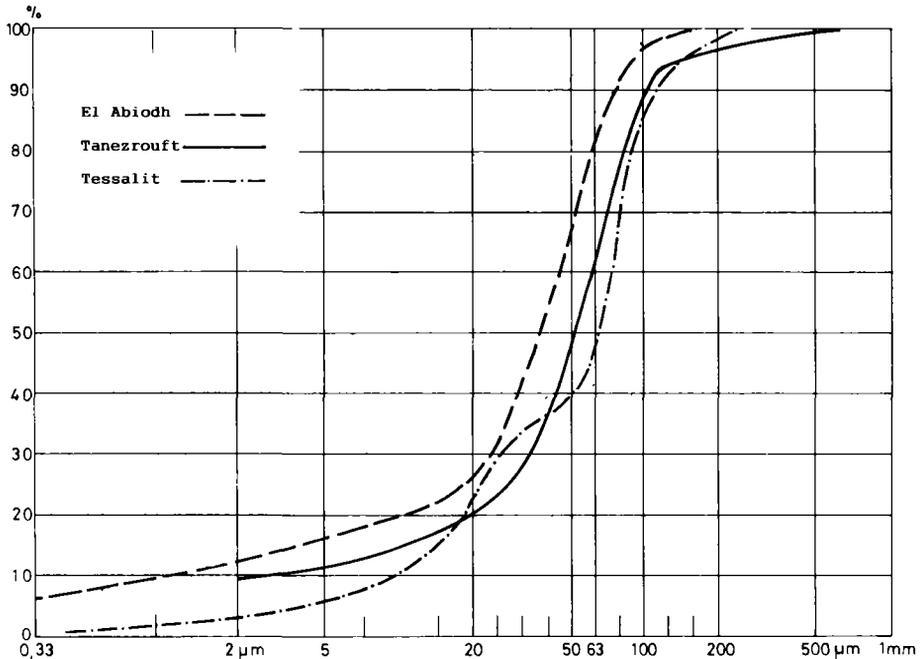


Figure 24. – Les courbes granulométriques cumulatives de trois poussières locales.

Planche 29. – Types de mobilisation de poussières. A) tourbillon sur le Grand Bara, Djibouti (Cliché P. Rognon), B) chasse-sable à Bidon V, Sahara algérien (Cliché P. Rognon), C) mur de sable au Mouydir, Sahara algérien (Cliché O.Gariel).

en résultant a été mise en regard de celle de l'échantillon total (Fig. 25) étudié ci-dessus. La pente régulière de la première montre l'absence de classement de la fraction  $< 2 \mu\text{m}$ , fait habituel des poussières argileuses.

Une étude au Coulter (fraction  $< 200 \mu\text{m}$ ) a été menée pour les échantillons du Tanezrouft et Tessalit (Fig. 26). Pour comparaison, la même analyse a concerné 2 chasse-sables prélevés par vent fort près d'El Abiodh en Mars 1985. La poussière du Tanezrouft montre 2 populations granulométriques : l'une dominante à  $61 \mu\text{m}$  (57 % du volume), la seconde à  $31 \mu\text{m}$  (30 %). La poussière de Tessalit avec 3 populations est moins homogène : une famille dominante à  $69 \mu\text{m}$  (40 %), une deuxième à  $37 \mu\text{m}$  (16 %) et une troisième à  $21 \mu\text{m}$  (31 %). D'autre part, s'esquisse une population vers  $4-5 \mu\text{m}$ . Les chasse-sables ont en commun une population dominante à  $110-120 \mu\text{m}$  et une secondaire à  $5-6 \mu\text{m}$ . L'un a une autre population secondaire vers  $25-35 \mu\text{m}$  et le second, 2 autres secondaires à  $40$  et  $75 \mu\text{m}$ .

En domaine désertique, les poussières levées par vent fort ont donc une fraction grossière importante, à la limite supérieure des silts d'après les médianes granulométriques et les populations dominantes des échantillons de Tessalit et du Tanezrouft. Toutefois, les poussières

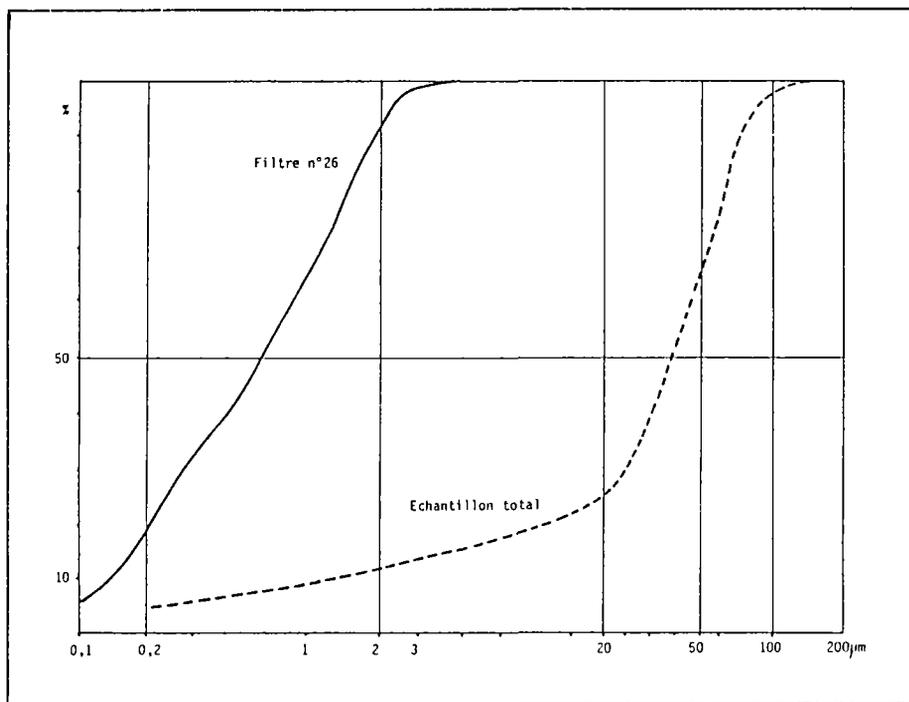


Figure 25. – Courbes granulométriques cumulatives des poussières prélevées à El Abiodh en mars 1985.

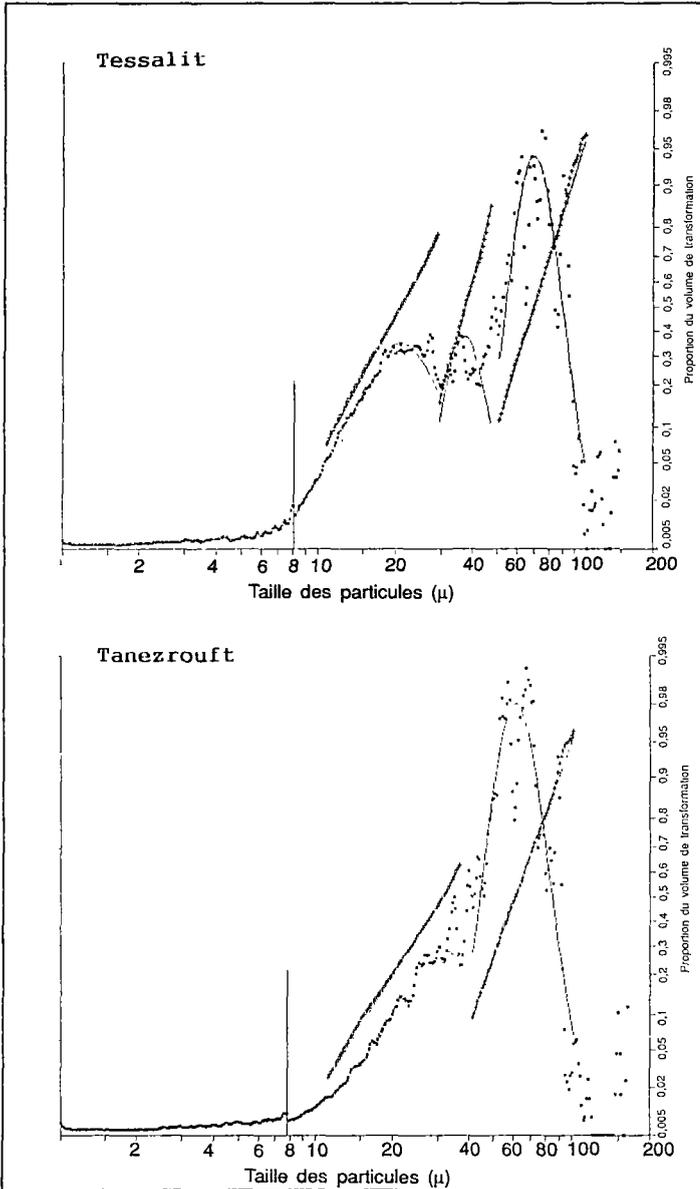
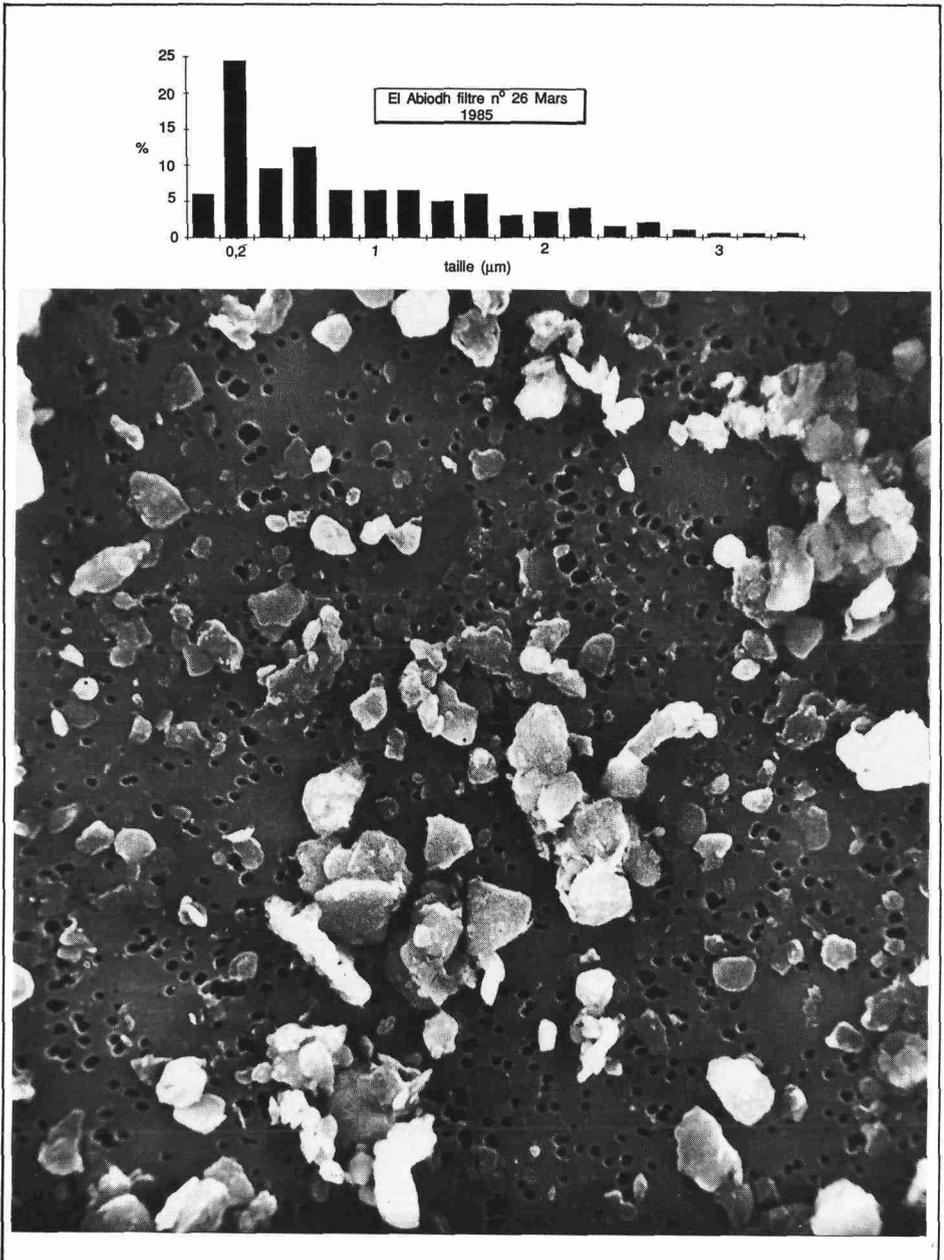


Figure 26. — Les populations granulométriques mises en évidence au Coulter dans les poussières locales de Tessalit et du Tanezrouft.



d'El Abiodh, certes prélevées à une altitude plus grande (6 m contre 1,5 m), sont un peu moins fortes. Cette granulométrie grossière répond nécessairement au tri éolien imparfait de matériels fraîchement mobilisés (ou remobilisés) évoquant les poussières recueillies aux confins du Negev à Yéroham en 1958 [4] et Be'er Sheva en 1973 [5] dont le caractère grossier a aussi été mis en rapport avec la proximité des zones de départ. Mais la comparaison avec les chasse-sables, surtout valable pour les poussières d'El Abiodh, montre néanmoins qu'un tri granulométrique s'est nettement manifesté par rapport au matériel circulant au sol. Dans les chasse-sables, seules les populations secondaires très fines (5  $\mu\text{m}$ ) et moyennes (25-40  $\mu\text{m}$ ) sont encore susceptibles d'alimenter les poussières. Par ailleurs, ce caractère grossier des poussières locales n'est pas exclusif de l'occurrence d'une fraction fine comme le montre bien la poussière sur filtre d'El Abiodh. *En fait, dans la zone de mobilisation, les poussières offrent un spectre granulométrique très large : c'est sans doute, au sein des poussières d'origine saharienne, le caractère sédimentologique distinctif le plus marquant des poussières locales.*

### Les caractères minéralogiques et chimiques

Grâce à des analyses morphoscopiques sur la poussière du Tanezrouft on a pu établir les relations entre la nature minéralogique et la taille des grains aux fractions grossières. On a calculé le pourcentage des principaux minéraux des grains (Tableau XV). Dans les minéraux colorés, on a regroupé minéraux lourds, accessoires et ferro-magnésiens sauf les micas. Les grains divers sont des carbonates, diatomées et grains argileux. Les quartz sont prépondérants dans toutes ces fractions grossières. Les minéraux colorés, souvent minéraux lourds, disparaissent au-dessus de 200  $\mu\text{m}$ . La muscovite domine nettement la biotite plus fragile; bien que dense, elle abonde jusqu'à 500  $\mu\text{m}$  car ses paillettes minces et aplaties «planent» très bien dans un vent violent. Mais sa «chute» brutale au-dessus de 500  $\mu\text{m}$  suggère la destruction des paillettes trop grandes, dans un environnement granulométrique désormais dominé par les gros quartz.

Les déterminations aux RX de la minéralogie des poudres et des argiles ont porté sur les filtres totaux d'El Abiodh, les prélèvements de Tessalit et du Tanezrouft et les chasse-sables pour comparaison (Tableau XVI). La faiblesse relative des taux de quartz dans les poussières sur filtres s'explique par le type de prélèvement sélectionnant de manière privilégiée les par-

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

%	50-100 $\mu\text{m}$	100-200	200-500	500-1000
quartz	73,4	61,6	53,3	99,3
micas	11,4	27,3	44,2	–
minéraux colorés	15,2	6,9	–	–
divers	–	4,2	2,5	0,7

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

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

Echantillon	KAO	SME	ILL	CHL	PALY	Ar	Q	Fk	PI	Ca
Filtre 10	8	–	11	–	9	–	39	–	–	33
Filtre 12	11	–	17	–	11	–	33	–	–	28
Filtre 13	10	–	17	–	17	–	29	–	–	27
Tessalit	10	70	10	10	–	6	59	19	16	–
Tanezrouft	5	75	5	5	10	–	–	–	–	–
Ch. sable 1	–	–	–	–	–	1	94	2	–	3
Ch. sable 2	10	20	55	15	–	–	90	2	–	8

ticules plus fines, alors que les fractions < 2 mm des autres poussières sont marquées par une forte population grossière quartzreuse. Ce dernier caractère est encore plus accentué dans les chasse-sables. La calcite des filtres d'El Abiodh est due à son abondance sous forme de micrite fine dans les sols et substrats au Nord du Grand Erg Occidental. L'absence de smectite sur les filtres retient l'attention car elle est présente (entre 10 et 20 %) dans la fraction < 2 µm des substrats de la région et des chasse-sables. C'est sans doute lié à l'analyse sur filtre, car les particules sont indifféremment orientées au moment de la filtration. La présence de palygorskite est normale près des hamadas tertiaires. Les forts taux de smectite des prélèvements du Tanezrouft et de Tessalit s'expliquent par le contexte géologique des substrats. Enfin, les caractéristiques minéralogiques de ces poussières grossières sont confirmées par leur *nature chimique*, comme le montre la composition de l'échantillon de Tessalit (SiO<sub>2</sub> : 70 %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 11 %, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : 4,2 %, TiO<sub>2</sub> : 0,7 %, MgO : 1,4 %, CaO : 2,5 %, Na<sub>2</sub>O : 2,1 %, K<sub>2</sub>O : 2,4 %, MnO : 0,07 % et perte au feu : 4,4 %).

Enfin, l'étude sédimentologique de poussières locales doit évoquer les particularités micro-morphologiques des grains et particules. Dans la fraction grossière, la forme et les états de surface des grains sont les indices d'une mobilisation au sol avant le départ en suspension. Les poussières sur filtre sont évidemment de plus petites tailles et de formes plus quelconques, comme c'est normal dans les poussières déjà fines (*Pl. 30*).

## Caractères de poussières prélevées à poste fixe ou dans un cadre régional limité

### L'incidence du vent et des substrats

La prise en charge des particules dépend évidemment de la vitesse du vent. Si tout le matériel disponible au sol est uniformément mobilisé, les compositions chimiques et minéralogiques de la poussière et des sols et substrats où s'est exercée la déflation doivent être comparables. Mais on peut s'interroger sur l'éventualité d'une mobilisation différentielle induisant une composition de la poussière différente de celle des substrats, ce qui s'expliquerait par la variabilité des caractères des particules et/ou l'intensité du vent.

### ***L'échantillonnage et la méthode***

Pour apprécier l'incidence de la composition chimique et minéralogique des substrats sur les poussières les survolant, des campagnes d'échantillonnage ont eu lieu au Nord du Grand Erg Occidental parallèlement à l'étude des sols et substrats :

— des prélèvements sur filtres totaux de poussière à poste fixe sur la terrasse d'un édifice à 6 m de hauteur, à El Abiodh Sidi Cheikh : 1) pendant une série de tempêtes de sable de secteur Nord (Mars-Avril 1985); 2) en période de vents variables (Mars 1986).

— des prélèvements de poussières au Nord et dans le Grand Erg Occidental, en une période atmosphérique stable (Décembre 1985), par station mobile successivement installée sur 9 sites différents : 2 à Hassi Mejna, 1 à Bour ech Chaamba, 1 à Dayet el Anz, 1 à Hassi Cheikh, 1 à Dayet el Mellah, 1 à M'Tilfa, 1 à Khrabeg el Djemel et 1 à Dayet oum Deb Deb (*Fig. 26*). Au sommet d'un mât de 9m, avec 2 filtres (chimie et minéralogie), les aérosols ont été pompés en durées de 5 à 12 h. Les poussières se déplaçant près du sol ont été recueillies par 2 impacteurs placés à 1 m. Pendant ces prélèvements, les vents ont été mesurés, variant de 1-2 à 10-12 m/s à l'anémomètre Richard (soit un temps calme pour le Sahara) et soufflant de N-NE sauf lors des 3 derniers prélèvements où les orientations ont varié.

L'étude sédimentologique intégrée des filtres s'est faite par une succession des traitements allant du moins au plus destructeur. Les variations des éléments chimiques Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Ti, Mn, Fe et Zn, dosés par fluorescence X, ont d'abord été mesurées grâce à leur niveau de concentration par rapport à Si, le principal d'entre eux, considéré comme référence [6]. Puis, afin de caractériser les minéraux, des analyses minéralogiques par diffraction des RX ont porté sur les filtres totaux et/ou les filtres de chaque étage des impacteurs. Enfin, pour appréciation minéralogique et granulométrique du matériel à l'échelle de la particule, nos observations au MEB et EDS ont concerné des fragments de filtres et les particules recueillies sur l'entonnoir d'entrée des impacteurs.

### ***Les variations de la composition chimique et minéralogique des poussières***

Lors des tempêtes de Mars-Avril 1985, le rapport Ca/Si passe de de 0,8 à <0,2 quand la concentration de Si augmente de 2 à 70  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , résultat confirmé en Décembre 1985 et Mars 1986. De même P, K et Zn baissent quand Si augmente. Au contraire, Al croît parallèlement à Si. Enfin, Fe, Mn et Ti n'évoluent qu'avec de très fortes concentrations de Si [6].

A propos de la minéralogie par diffraction RX des poussières, les filtres sont peu chargés pendant les périodes calmes; leur étude qualitative ne montre alors que les calcite, gypse, halite et quelques autres éléments (*Tableau XVII*). Au contraire, par vent de sable, les analyses semi-quantitatives indiquent sur 3 filtres des quartz, micas, calcite et argiles. Sur 4 échantillons, avec des concentrations de Si de 3, 15, 24 et 60  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ , si la calcite est le minéral majeur par vents faibles (le rapport Ca/Si est alors proche de 1), le quartz domine par vents forts (chute du rapport Ca/Si) [6].

**Tableau XVII.** – Analyse minéralogique des poussières prélevées en décembre 1985 au Nord du Grand Erg Occidental (mesures sur filtres d'impacteurs).

Localisation	Fraction granulométrique (étage de l'impacteur)	Minéraux
Hassi Mejna I	7-10 $\mu\text{m}$ 2-3,5 1,2-2	pyrolusite (+) calcite (++) halite (+) calcite (++) halite (+)
Hassi Mejna II	matériel insuffisant	
B. e. Chaamba	1,2-2 $\mu\text{m}$ 0,5-1,2	calcite (+) trona (+) gypse (+)
Dayet el Anz	0,5-1,2 $\mu\text{m}$	calcite (+) gypse (+)
Hassi Cheikh	2-3,5 $\mu\text{m}$ 1,2-2 0,5-1,2	calcite (++) calcite (++) trona (+) mascanite (+)
Dayet el Mellah	2-3,5 $\mu\text{m}$ 1,2-2	calcite (+) gypse (+) gypse (+++) nitre (+)
M'Tilfa	matériel insuffisant	
K. el Djemel	matériel insuffisant	
Dayet o. Deb Deb	1,2-2	calcite (++)

### *L'étude granulométrique et micromorphologique*

L'observation au MEB/EDS de 7 échantillons (filtres totaux) prélevés lors des vents de sable de Mars 1985 a distingué différents modes granulométriques. Les plus fins correspondent aux plus fortes concentrations de Si (*Tableau XVIII*), ce qui suggère une fourniture croissante de particules fines avec l'augmentation de la vitesse du vent. L'idée de cet *accroissement d'une mobilisation des particules fines en fonction de la vitesse du vent* est confirmée par la part croissante (en masse) de matériel accumulé, lors de vents forts, dans les étages de l'impacteur en cascade recueillant les plus fines des particules. Comme cet appareil est inopérant dans le domaine des grosses particules, seule est évoquée ici la distribution granulométrique

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

Nombre de filtres	Modes granulométriques (en $\mu\text{m}$ )	Concentration en Si ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )
3	4-5 1-2 < 1	50-70
3	7-9 1-2 < 1	8-15
1	12-15 3 < 1	3

des particules  $<25 \mu\text{m}$ . Pendant les périodes de calme (où  $\text{Si} = 0,77 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ), le mode des particules se trouve vers  $3-5 \mu\text{m}$ ; en revanche, par vent fort ( $\text{Si} = 12,5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ), on voit apparaître outre le mode précédent un autre mode plus fin  $<0,6 \mu\text{m}$ .

### Discussion

D'après ces observations sur des poussières fines, il y a donc *une mobilisation différentielle en fonction de la nature chimique et minéralogique des particules et de la force du vent*. Pendant les périodes de calme et de vent faible, les poussières du Nord du Grand Erg Occidental sont plus carbonatées alors que l'augmentation de la vitesse du vent se traduit par un caractère de plus en plus siliceux. On pourrait considérer un peu hâtivement que l'augmentation de silice dans les poussières ne résulte seulement, par vent croissant, que de la mobilisation d'une fraction fine quartzreuse libérée par une abrasion et une fragmentation alors plus efficaces des quartz au sol. En fait, d'après le MEB/EDS, les particules très fines piégées sur filtre sont en majorité de composition argileuse.

Ainsi, au Nord du Grand Erg Occidental, la composante siliceuse fine des poussières relève autant de la participation de fines particules argileuses que de celle de quartz [7]. On connaît déjà le rôle de la *pellicule rousse* dont, par vent croissant, les grains grossiers se mobilisent de plus en plus par roulement/saltation. Les plus résistants, principalement des quartz, sont autant d'outils qui, heurtant les particules argileuses, les fragmentent en provoquant ce croît de fines dans les poussières (*sandblasting* des anglo-saxons). De plus, ils abrasent à la manière d'une rape tous les substrats argileux.

La libération de poussières fines est donc fonction de la force du vent. Dans les fractions plus grossières dont les prélèvements sur filtres ou à l'impacteur ne peuvent témoigner, la mobilisation est aussi liée à la vitesse du vent comme l'attestent les développements antérieurs sur les vents de sable. Ainsi, dans l'*alternative substrats/force du vent* qui semble contrôler la mobilisation des poussières, *le second paramètre paraît jusqu'à présent le plus important*.

Mais on ne peut éliminer l'incidence de la nature des substrats, ou plus précisément celle de leur stock disponible pour la mobilisation éolienne. Ainsi, lors des périodes calmes au Nord du Grand Erg, la poussière fine carbonatée dominante est nécessairement locale, puisqu'il n'y a pas de vent : elle est issue de la micrite qui abonde dans la région. De même, la participation du gypse, de la halite et autres sels. Ces constituants forment un *fond local de poussières* modifié par des contributions plus allochtones, de nature argileuse ou non, par vent de sable. Les observations sur la minéralogie de poussières plus méridionales confirment cette hypothèse.

### Les observations à poste fixe avec une certaine durée : l'exemple des poussières de Béni-Abbès

On a pu disposer de portions de 53 filtres prélevés à Béni-Abbès en 1973-74 lors d'études polliniques au Sahara. Sur ces échantillons ont eu lieu des analyses minéralogiques des poussières piégées. Le traitement pour dissoudre le silicone des filtres a sans doute éliminé des minéraux très fragiles et la très faible quantité de matériel recueilli, n'autorisant pas de mesure granulométrique des poussières, n'a été suffisante que pour l'analyse des argiles et leurs pour-

centages, sans valeur absolue, permettent seulement de comparer les échantillons. Malgré ces réserves, on a recensé les illite, chlorite, chlorite altérée, interstratifiés gonflants et/ou smectite, kaolinite et palygorskite. De plus, dans les minéraux non argileux, on a identifié le quartz, les feldspaths, la calcite et le gypse, avec présomption de traces de talc et d'amorphes dans des échantillons par vents de secteur Sud.

A Béni-Abbès, deux types de prélèvements ont été faits : 1) les plus nombreux sur des filtres verticaux, en haut d'un mât de 11 m dans la partie la plus élevée du site, ont piégé des poussières en vol; 2) les autres, sur des filtres disposés horizontalement à un mètre du sol dans la daya intérieure, ont recueilli des poussières tombant par décantation sèche, voire humide. Ces prélèvements journaliers (24 h de 8 h 30 à 8 h 30) ou hebdomadaires forment une série discontinue sur toute la période (*Tableau XIX*). Les indications des BQE ont renseigné sur les périodes de vent de sable et de brume sèche. Malgré le caractère discontinu de la série, on a pu comparer la minéralogie des poussières en vol (filtres verticaux) et des poussières déposées (filtres horizontaux) et, d'autre part, les périodes de calme et celles de vents de sable.

La *comparaison des poussières en vol et des poussières en fin de chute* a été menée grâce aux spectres moyens établis pour Décembre 1973, Mars, fin Mai et Juin 1974. Les smectite et/ou interstratifiés gonflants sont assez constants (10-25 %). Les proportions de chlorite sont minimales (< 15 %) et celles de palygorskite et chlorite altérée un peu plus fortes en Mars 1974 (20/27 % et 25/40 %), en liaison avec des vents de sable de secteur Sud. L'illite baisse de Décembre à Juin (35 à 25 %). Mais l'augmentation des taux de kaolinite en Mai (15 %) est le fait le plus notable. Dans la comparaison des deux types de prélèvement aux mêmes périodes, les proportions de chlorite altérée et, à moindre degré, d'illite et chlorite sont plus importantes sur filtre horizontal que sur filtre vertical; c'est l'inverse pour les smectite et palygorskite.

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

Semaine	Vertical	Horizontal
	2-23 IV 1973 25 II-18 III 1974 28 III-1 IV 1974 1 V- 5 V 1974	17-24 XII 1973 11-18 II 1974 18 III-1 IV 1974 27 V-17 VI 1974 1-18 VII 1974
Journalier	Vertical	Horizontal
1973	7-8 IV            3-4 XII 14-15 IV        11-13 XII 15-16 IV        19-20 XII 20-21 IV        23-24 XII 22-23 IV        28-31 XII	
1974	16-17 II        10-11 III 19-20 II        24-25 III 22-23 II        25-28 III 28-29 III	4-6 V            1-2 VI 27-28 V        5-6 VI 28-29 V        6-7 VI 29-30 V        9-10 VI 30-1 VI        10-11 VI 11-12 VI 12-13 VI 14-15 VI

Tout ceci suggère des variations saisonnières dans les proportions d'argiles des poussières. De plus, certaines argiles, chlorite altérée, illite, et chlorite, ont plus tendance à «tomber» que d'autres, palygorskite et smectite.

La comparaison des périodes de calme et de vents de sable a porté sur 6 couples opposant des périodes de durées comparables (de 1 à 6 jours d'observation) et très proches (pour éviter toute différence saisonnière), les unes calmes et les autres par vent de sable (Tableau XX). En Avril 1973, il y a augmentation par vent de sable d'WNW des kaolinite, illite et chlorite altérée et baisse relative des smectite et palygorskite. En Décembre 1973, quand le vent de sable souffle d'WSW, les kaolinite, illite et chlorite augmentent et les smectite, palygorskite et chlorite altérée diminuent. En Février 1974, le vent de sable s'accompagne d'une baisse des smectite, palygorskite, chlorite altérée et d'une montée des kaolinite, illite et chlorite. Les brumes sèches par vents de Sud-Est et Sud et de forts vents de sable de Sud, correspondent au croît des kaolinite, chlorite et palygorskite en Mars 1974, alors que les illite, smectite et chlorite altérée font une chute relative. En Mai 1974 par vent de sable, la proportion d'illite est stable, les kaolinite, chlorite et palygorskite s'accroissent et les smectite et chlorite altérée baissent.

Enfin, en Juin 1974, dans une période complexe de vents tournants passant de l'WSW au Nord-Ouest, à l'ENE et au Sud-Est avec des brumes sèches et vents de sable, il y a une montée des smectite et chlorite altérée, une diminution relative des kaolinite, chlorite et palygorskite et un maintien de l'illite.

Il y a donc clairement modification dans la composition minéralogique des argiles des poussières en suspension entre les périodes de temps calme et celles de vent de sable ou brume sèche au-dessus d'un site précis d'observation au Sahara.

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

	KAO	ILL	CHL	CHLalt.	SME	PAL
avril 1973						
semaine sans vent	tr.	2,5	2,5	tr.	2,3	2,5
semaine avec vent	tr.	3	–	3	2	2
jour avec vent	0,5	3,3	–	2,5	2	1,7
décembre 1973						
jours sans vent	0,4	3,4	–	1,9	2,5	2
jour avec vent	1	4	2	–	1,5	1,5
février 1974						
jours sans vent	tr.	2,5	1	2,8	2,5	2
jour avec vent	0,5	3	3	0,5	1	2
mars 1974						
jours sans vent	tr.	2,7	–	3,3	1,7	2,3
jours avec vent	0,5	2,5	1	1,3	1,5	3,3
mai 1974						
jours sans vent	1	3	1,5	0,8	2,6	1,1
jour avec vent	1,5	3	2	–	2	1,5
juin 1974						
jours sans vent	1	2,7	2	tr.	2	1,8
jours avec vent	tr.	2,8	1	2	2,5	1,6

Le premier point à souligner est la constance minéralogique du fond d'aérosols, au-dessus de Béni-Abbès par temps calme, caractérisé par les smectite et chlorite altérée et plus relativement la palygorskite. D'après ce qu'on a entrevu de leurs aptitudes différentes à «voler» ou à «tomber», on peut penser que, par temps calme, la smectite et la palygorskite «volant bien» participent d'une composante géographique assez large du fond alors que la chlorite altérée qui «vole mal» relève d'un secteur plus strictement localisé.

Avec les vents de sable et brumes sèches, le cortège minéralogique se modifie par une affirmation du couple kaolinite/illite suggérant leur caractère allochtone par opposition au couple plus local de la smectite/chlorite altérée. Ces deux couples évoluent alors en raison inverse (coefficient de régression  $r = -0,73$ ), alors que par temps calme il y a peu de relation entre eux ( $r = -0,30$ ). Le comportement de la palygorskite est mixte, participant du fond minéralogique de temps calme ce qui l'associe au cortège des poussières d'origine locale, mais augmentant aussi lors des vents de sables ou brumes sèches en compagnie de la kaolinite, sous influences extérieures. Il y a, en somme, dans ces dernières circonstances, un «surcroît» de palygorskite allochtone venant enrichir celle du fond local.

Enfin, il faut s'interroger sur l'origine des poussières allochtones prélevées à Béni-Abbès. Nombre de vents de sable soufflant d'un large secteur Ouest (en Avril 1973 de l'WNW, en Décembre 1973 de l'WSW et pour partie de l'WSW et du Nord-Ouest en Juin 1974) ont balayé les vastes hamadas des confins algéro-marocains, voire les marges septentrionales des ergs Iguidi et Er Raoui. Ils ont mobilisé le couple allochtone habituel kaolinite/illite avec, ce qui est plus exceptionnel, des chlorites altérées ou non. Par ailleurs, d'autres vents de sable et brumes sèches sont venus de Sud à ESE, en Mars, Juin et Juillet 1974. Ils étaient certes dotés de kaolinite, d'illite et, on l'a vu, de palygorskite. Ces vents remontaient la Saoura, longeaient le Grand Erg Occidental, provenant d'Adrar et plus généralement de la dépression du Touat. Pour s'en assurer, on a comparé les moyennes en argiles des poussières des vents de sable de Sud et Sud-Est à Béni-Abbès avec celles de 2 prélèvements itinérants, en Mai 1973 entre Béni-Abbès et Adrar, et entre Bahmer ( $0^{\circ}15'W-27^{\circ}30'N$ ) et Adrar [8]. Ces prélèvements à l'avant du véhicule (*cf. infra*) représentent une composition moyenne des poussières proches du sol des régions au Sud et Sud-Est de Béni-Abbès (Tableau XXI). Les chlorites et la smectite sont plus abondantes dans les poussières des vents de sable de Béni-Abbès que dans celles des transects, confirmant la nature locale de ces argiles à Béni-Abbès. En revanche, la kaolinite est bien plus abondante dans les poussières des transects que dans les vents de sable de Béni-Abbès. Les régions méridionales sont donc des sources probables pour la kaolinite des poussières arrivant du Sud à Béni-Abbès. En effet, la kaolinite associée à l'illite existe en abondance dans les grès du continental intercalaire le long du Touat ainsi que dans les ocres des bas pays de l'Ahnet [9].

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

	KAO	ILL	CHL	CHLat.	SME	PAL
moyenne vents de sable de secteur Sud/ESE à Béni-Abbès	0,5	2,5	1	1,2	1,7	2,2
moyenne des transects Béni-Abbès/Adrar Bahmer/Béni-Abbès	1,2	1,7	0,5	–	1,5	2,2

Des taux comparables suggèrent à nouveau la mixité de la palygorskite des poussières de Béni-Abbès, locale pour une part, allochtone pour une autre; de plus, elle doit abonder dans les poussières du Sud sachant qu'il n'y avait pas de vent pour la mobiliser particulièrement lors des transects. On peut s'étonner *a priori* que le taux d'illite soit supérieur dans les vents de sable à Béni-Abbès car on pouvait s'attendre à la voir, comme la kaolinite, baisser relativement. En fait, le contexte météorologique calme des prélèvements itinérants est à l'origine de la relative faiblesse de l'illite au Sud. On a vu que cette argile tendait à «tomber» lors des périodes calmes, d'autant plus que les micas dont elle dérive sont de densité élevée : ce comportement explique sans doute la faiblesse en illite des transects. En revanche, lors des vents de sable de Béni-Abbès, elle était activement mobilisée, d'où sa notable abondance.

## Vers une distribution macrorégionale de la minéralogie des poussières

Dans le cadre de l'alternative *autochtone/allochtone* des poussières sahariennes par rapport aux substrats, des relations de dépendance sont déjà apparues à l'échelle locale.

L'exploitation de deux séries de prélèvements itinérants a permis d'aborder ce même problème, à l'échelle régionale des grands ensembles géographiques et géologiques du Sahara septentrional et central.

### Les enseignements des deux transects

La première série de prélèvements [10] a eu lieu le long d'un itinéraire Oran/Béni-Abbès/In Salah/Tamanrasset/In Guezam/Bidon V/Adrar/Béni-Abbès du 4 au 23 Mai 1973 et la seconde série [11] sur un itinéraire Hun/Sabhah/Djanet/Tamanrasset/In Salah/Ghardaïa du 23 Février au 21 Avril 1977, dans le but de prélever des pollens dans les poussières. A 2 m du sol à l'avant des véhicules, sans pollution par les particules soulevées du sol par les roues, les filtres ont recueilli des poussières en suspension et en saltation très haute.

On a comparé par Analyse factorielle des correspondances les conclusions sur le transect occidental déjà publiées [8] avec les résultats minéralogiques du transect oriental (*Fig. 27*). A partir des seuils habituellement retenus pour les données minéralogiques (*cf. Annexe*), l'AFC a porté sur 59 individus et 7 paramètres divisés en 28 variables. Les 7 premiers axes ont fourni 74 % de l'information, dont 29 % pour les 2 premiers. Dans l'interprétation des attributions minéralogiques se sont définies pour chaque axe de l'AFC (*Tableau XXII*).

On a reporté sur une carte les attributions minéralogiques retenues par l'AFC pour chaque échantillon (*Fig. 28*). Il en résulte la mise en évidence d'un certain nombre d'ensembles régionaux homogènes et majeurs transverses aux 2 itinéraires :

— un premier groupe d'échantillons se définit au Sud-Ouest de la carte (Hoggar central, méridional, occidental et Tanezrouft) par les plus forts pourcentages de smectite

— un autre ensemble important, entre l'Est du Hoggar et la retombée méridionale et orientale du Tassili n'Ajjer présente aussi de très forts pourcentages de smectite, associée avec de la chlorite à l'Ouest de Djanet et au Nord du Murzuk

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

Axes	I	II	III	IV	V	VI	VII
+	PAL4 ILL1 KAO3	SME4	ILL4 PAL1	SME3	IG1		CHL2
-	KAO3 PAL2	SME1	KAO2 ILL3 PAL3	IS2 CHL4	IG2	KAO1 ILL2	CHL1

— un groupe septentrional s'étire du Nord du Maghreb, par le piémont de l'Atlas, à la moyenne Saoura, caractérisé par les interstratifiés et accessoirement par une modeste illite

— dans le prolongement du précédent, un autre ensemble concerne l'aval de la Saoura, le Touat et s'étend jusqu'à Aoulef, avec des taux importants de palygorskite et illite et des taux moyens de kaolinite.

D'autres attributions minéralogiques sont localisées sur des sites plus disséminés. Les alentours d'In Salah sont riches en kaolinite. L'absence de smectite caractérise le secteur à l'Ouest d'In Salah et les affleurements de socle près d'In Ekker au Nord du Hoggar. Un prélèvement proche signale une très forte proportion d'illite et l'absence de palygorskite, faits qui existent dans un autre échantillon du transect oriental, à l'Ouest de Sabhah. Deux échantillons isolés, à El Goléa et Hun, signalent les taux les plus élevés de palygorskite, des taux faibles d'illite et la présence de kaolinite. Enfin, à Ghardaïa, l'ultime prélèvement de la mission orientale signale de très faibles taux de kaolinite et une certaine abondance d'illite.

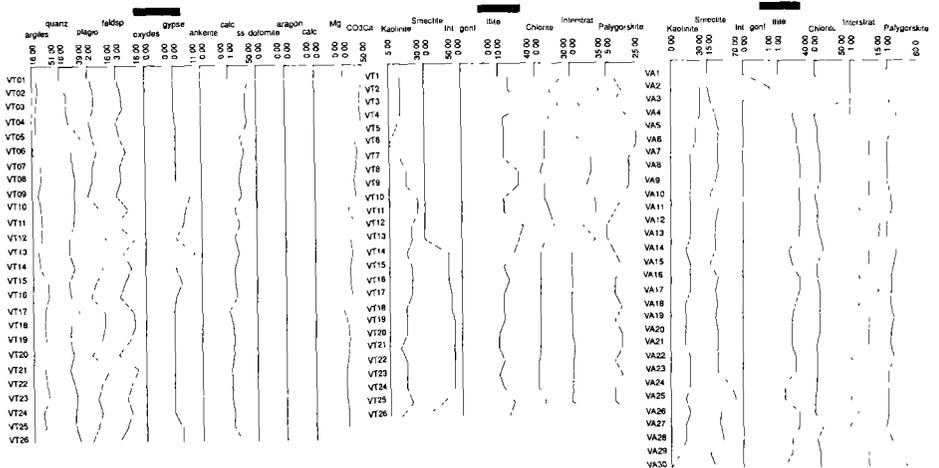


Figure 27. – L'évolution de la minéralogie des poudres (transect occidental VT) et des argiles (transect occidental VT et transect oriental VA).

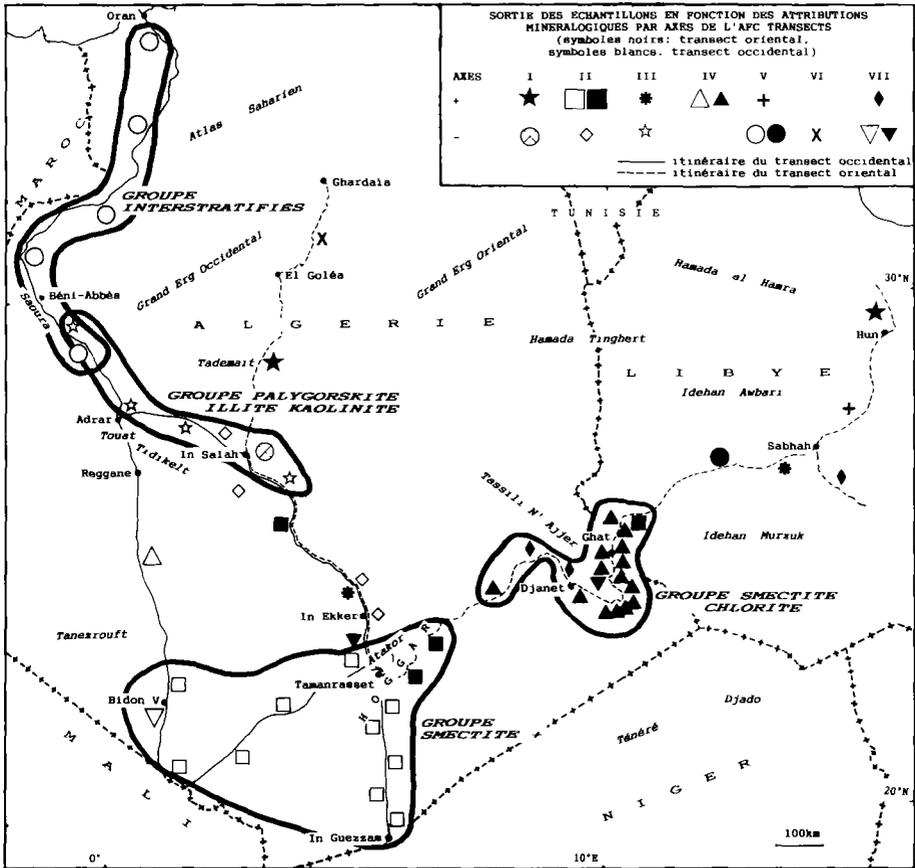


Figure 28. – Répartition géographique des groupes d'attributions minéralogiques proposés par l'AFC (pour les attributions des axes, se reporter au Tableau XXII).

### Commentaire

Cette transposition cartographique des attributions minéralogiques de l'AFC *confirme et étend vers l'Est* les conclusions déjà connues grâce au transect occidental. Son principal intérêt est d'avoir imposé des groupements régionaux même si les caractères minéralogiques les définissant peuvent paraître incomplets, voire peu évocateurs. Ainsi, le groupe septentrional du Maghreb et Nord-Sahara, seulement discriminé par la présence d'interstratifiés dans ses poussières est pourtant très significatif car il se distingue ainsi nettement du reste du lot analysé. Le caractère minéralogique discriminant peut d'ailleurs avoir un grand rôle dans l'explication :

ainsi, l'individualisation du groupe centre- et Sud-Hoggar par sa très forte smectite est un fait minéralogique particulièrement significatif, vu le contexte volcanique régional.

Une distribution géographique zonale (Fig. 29) se dessine au Sahara septentrional et central en fonction de 2 pôles minéralogiques : la *smectite* et la *palygorskite*. Relativement à ces deux

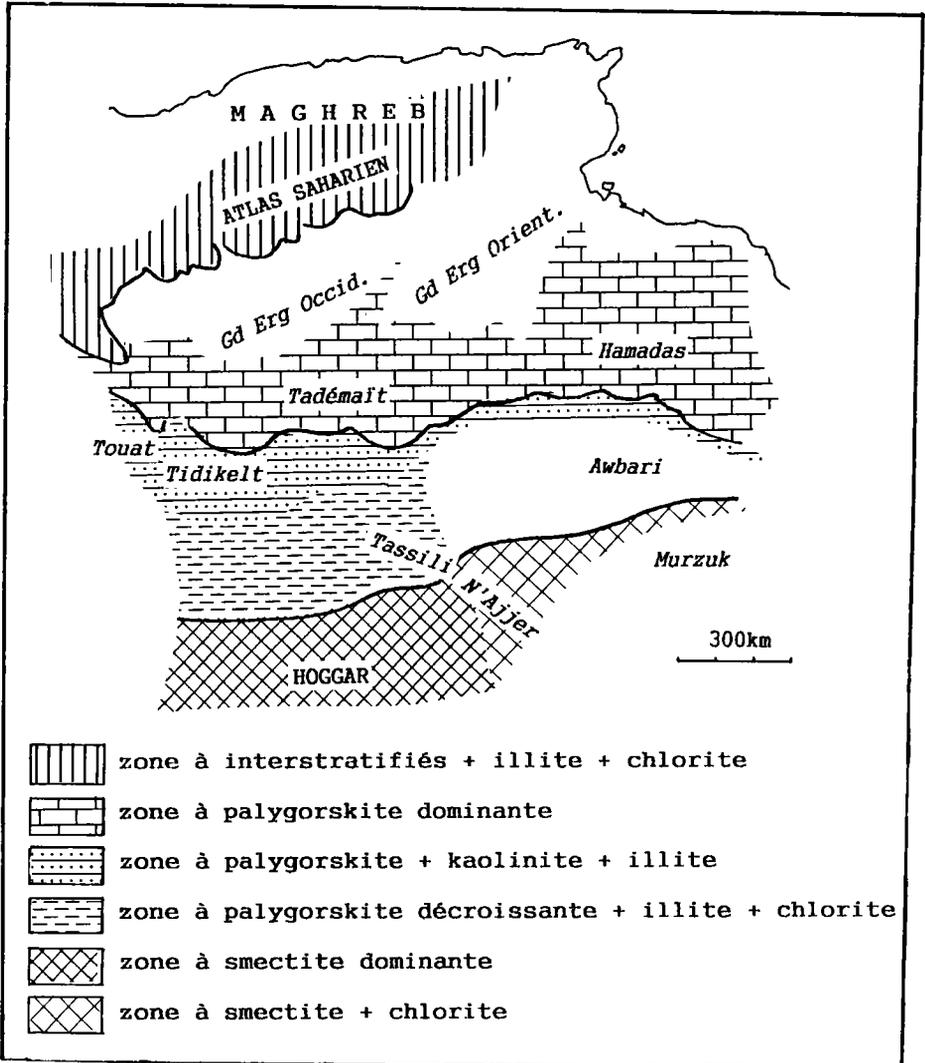


Figure 29. — La zonation de la palygorskite et de la smectite dans les poussières du Sahara central et septentrional.

espèces, l'intervention des autres argiles paraît plus ubiquiste, liée à des impératifs stationnels ou à des particularités lithologiques locales.

— Au Sud, une zone latitudinale de près de 1000 km d'Est en Ouest, à *smectite* prépondérante dans les poussières, apparaît sur le transect oriental et plus encore à l'Ouest où se recoupent remarquablement les informations minéralogiques des 2 itinéraires. Sa limite septentrionale est franche, voire brutale. Ainsi, dès les plaines de granite précambrien autour d'In Ekker, les poussières sont sans *smectite* alors qu'à quelques dizaines de kilomètres au Sud, les grands épanchements basaltiques de l'Atakor y occasionnent les taux maximums. On voit là indiscutablement l'incidence de la minéralogie des substrats sur la composition argileuse des poussières.

— Une deuxième zone de poussières s'étend sur le Sahara septentrional, diversement marquée par la *palygorskite*. Au Nord, ses taux les plus élevés coïncident avec les substrats tertiaires (surtout la *torba*) et mésozoïques des hamadas et plateaux calcaires comme le Tadémaït [8]. Vers l'Est, cette relation se prolonge par les hamadas de Tinghert et Al Hamra. Au Sud, les taux de *palygorskite* décroissent. Encore notable à l'Ouest, dans les dépressions au Sud-Ouest du Tadémaït et vers In Salah, cette argile disparaît plus loin, sur le socle du piémont nord du Hoggar. De même, vers le Sud-Est, elle ne subsiste qu'en traces dans les poussières vers Sabhah.

— Le groupe septentrional à *interstratifiés* correspond à celui caractérisé dans le Maghreb oranais par Paquet *et al.* [8] sur des formations superficielles et sédiments riches en illite et chlorite, présents aussi sur le piémont saharien de l'Atlas. Cette zone ne doit pas exister vers les rivages libyens où le domaine aride atteint la mer, mais les informations du transect oriental ne permettent pas de le confirmer.

La kaolinite, accompagnée secondairement de l'illite, est importante dans certaines attributions minéralogiques de l'AFC. Localisée dans le centre-Ouest du secteur étudié (Sud du Tadémaït, autour d'In Salah et un peu au Sud), elle n'a cependant pas la même extension zonale dans les poussières sahariennes que les *smectite* et *palygorskite* : la kaolinite ne s'explique, on le sait, dans ce secteur que par son occurrence dans certains grès du Touat et des Tassili.

Ainsi toutes ces observations confirment l'étroite relation existant entre la composition argileuse des poussières sahariennes et celle des substrats survolés. Toutefois, cette conclusion mérite deux précisions importantes liées aux conditions mêmes des échantillonnages : il s'agit de poussières proches du sol; les prélèvements ont eu lieu par temps calme ou peu perturbé permettant le déplacement des véhicules et par vents de sable. Aussi cette mise en évidence de la parenté minéralogique des substrats et poussières n'est, à notre sens, nullement exclusive de la présence à des altitudes plus élevées, d'un fond de poussière déjà homogénéisé, du moins à l'échelle régionale voire macrorégionale, surtout par vent de sable et a fortiori dans un lithométéore important.

*Les poussières locales ont essentiellement au Sahara comme caractère commun une granulométrie à forte fraction grossière où le quartz est le minéral majeur. Dans leur fraction fine, cette prééminence s'estompe et le quartz est en partie relayé par des particules argileuses variées et complexes.*

*La question de la dépendance sédimentologique des poussières vis-à-vis des substrats désertiques mérite une réponse très nuancée, variable suivant le contexte météorologique et fon-*

tion de l'approche scalaire. A l'échelle locale du poste d'observation isolé ou de la petite région, le degré d'allochtonie ou d'autochtonie de la poussière dépend de l'occurrence ou non de vents de sable. Par temps calme, les poussières, de taille fine, sont chimiquement et minéralogiquement apparentées aux substrats, formant un fond local typé. En revanche, le vent de sable mobilisant ou remobilisant les poussières confère une connotation plus allochtone aux plus fines, se traduisant par un début d'homogénéisation au niveau de la petite région. Mais les poussières grossières, les plus abondantes en masse dans le vent de sable, sont moins facilement exportées et elles conservent un caractère local.

A l'échelle des grandes régions naturelles du Sahara septentrional et central, il y a bonne coïncidence entre les caractères minéralogiques des poussières et ceux des vastes ensembles lithologiques survolés. Certes les observations fondant cette opinion s'appuient sur des prélèvements à faible altitude dans des conditions de temps peu perturbé. Mais à un tel niveau scalaire, on imagine mal qu'un remaniement puisse affecter radicalement tous les caractères des poussières lors d'un lithométéore, fut-il considérable, et occulter la sujétion sédimentologique imposée par les grandes régions naturelles. En définitive, la mise en évidence de signatures minéralogiques des poussières typées à l'échelle macrorégionale suggère certes une véritable homogénéisation par les vents et tempêtes désertiques au sein de chacun de ces grands domaines, mais aussi que le phénomène n'a pas transgressé les limites imposées par la nature lithologique de leurs substrats. En conséquence, la connaissance sédimentologique fine, principalement chimique et minéralogique, d'une expulsion de poussières hors du Sahara devrait permettre d'identifier sa provenance régionale désertique. A l'appui de cette position, il a déjà été possible de découvrir, grâce à l'argument chimique, les origines sahélienne et sud-marocaine de deux lithométéores observés aux Canaries.

Faciès originel des poussières d'origine saharienne, les poussières locales sont la référence obligée de l'étude du matériel des lithométéores exportés plus ou moins loin du Sahara. En effet, dès les marges du désert et à plus forte raison au-delà, les poussières connaissent de notables modifications sédimentologiques altérant plus ou moins leur caractère désertique.

## Bibliographie

- [1] Schütz L., Rahn K.A. (1982). Trace-element concentrations in erodible soils. *Atmos. Environm.*, 16: 171-176.
- [2] Schütz L., Sebert M. (1987). Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol Sci.*, 18; 1: 1-10.
- [3] Coudé-Gaussen G. (1981). Etude détaillée d'un échantillon de poussières éoliennes prélevé au Tanezrouft, le 10 décembre 1980. *Recherches géographiques à Strasbourg*, 16/17, pp. 121-130.
- [4] Yaalon D.H., Ginzbourg D. (1966). Sedimentary characteristics and climatic analysis of easterly dust storms in the Negev (Israel). *Sedimentology*, 6: 315-332.
- [5] Yaalon D.H., Ganor E. (1979). East Mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai. in Morales C. Ed., *Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition*. Wiley, Chichester, UK., pp. 187-193.
- [6] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Bergametti G., Gomes L. (1989). Relationship between the characteristics of soils, the wind energy and dust near the ground in the Western Sandsea (N.W. Sahara).

in *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. NATO ASI, Tucson, USA, 282, pp. 167-184.

- [7] Gomes L., Bergametti G., Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1990). Submicron desert dusts : a sand-blasting process ? *J. Geophys. Res.*, 95, D9 : 13927-13935.
- [8] Paquet H., Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1984). Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19 et 35° de latitude Nord. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25; 4 : 257-265.
- [9] Conrad G. (1969). L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. CNRS, CRZA, 10, 527p.
- [10] Cour P., Duzer D. (1976). Persistance d'un climat hyperaride au Sahara central et méridional au cours de l'Holocène. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2); 18 : 175-198.
- [11] Schülz E. (1984). The recent pollen rain in the eastern central Sahara. A transect between northern Libya and southern Niger. *Palaeocol. of Africa*, 16 : 245-253.



# 7

## Les poussières proximales et distales

Mobilisées au Sahara ou à sa périphérie immédiate, les poussières peuvent parvenir sur les confins septentrionaux et occidentaux de l'Afrique ou se déplacer sous forme de brume sèche ou d'expulsion au-dessus de la mer et au-delà. Lors de tels trajets, leurs caractéristiques originelles vont se modifier.

Sur les marges maghrébines du Sahara, les poussières ont un faciès *proximal* encore peu transformé. En revanche, des modifications plus importantes existent dans les poussières sahariennes lointaines prélevées sur l'Europe, conduisant à définir un faciès *distal*. Entre les deux faciès, les poussières piégées sur filtres aux Canaries ont un caractère proximal, à faible distance du désert, mais avec une contamination sensible par des apports insulaires et marins.

### Les poussières proximales

#### Les caractères sédimentologiques

Des prélèvements ont été effectués lors de chutes de poussières en divers sites nord-africains : Rabat (Mars 1983), Souss (Octobre 1984), Gabès1 (Février 1984), Gabès2 (Mai 1984), Gabès3 (Mai 1984), Annaba (Avril 1987), Oran1 (Avril 1987), Oran2 (Avril 1987). Ces poussières ont été recueillies en quantités variables, parfois insuffisantes pour les soumettre aux analyses sédimentologiques habituelles.

*La distribution granulométrique* est illustrée par les courbes granulométriques cumulatives (Fig. 30). D'allure commune aux matériels éoliens fins, le tri varie suivant l'importance de la fraction argileuse  $< 2 \mu\text{m}$  (2 à 30 %). Cette fraction atteint, dans le cas d'Annaba, près de 2 % d'argiles  $< 0,2 \mu\text{m}$ .

Toutefois, ces poussières appartiennent surtout à la fraction limoneuse ( $\geq 70 \%$ ). Si la courbe des unes est redressée, relevant majoritairement des limons grossiers (20-50  $\mu\text{m}$ ), la partie centrale de la courbe des autres est plus rectiligne et moins redressée du fait d'abondants

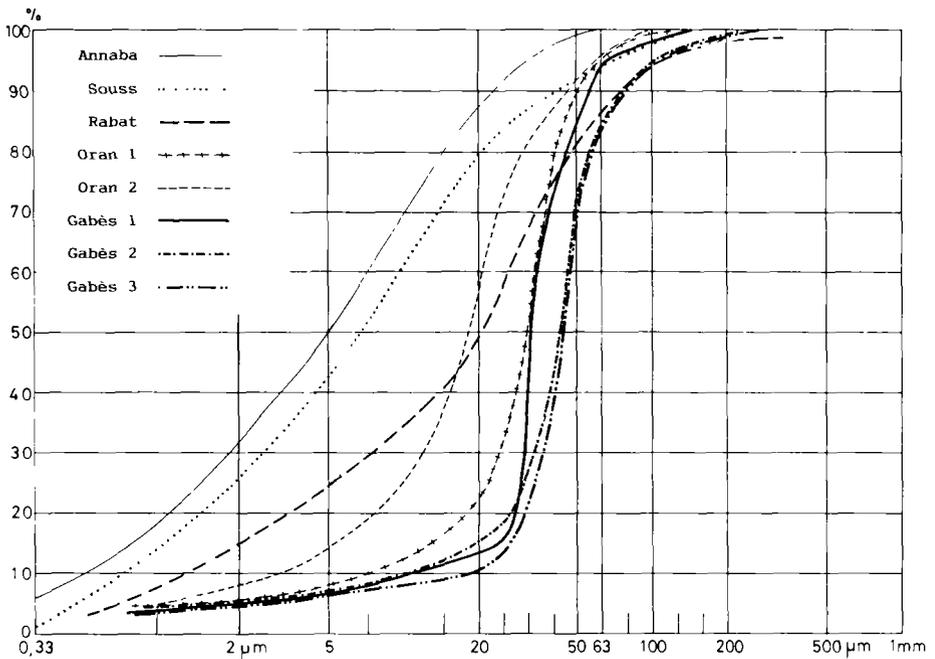


Figure 30. – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières proximales prélevées au Maghreb.

limons fins (2-20  $\mu\text{m}$ ). Les courbes de Gabès, Oran1 et, à moindre titre, Oran2 font partie des premières alors que celles de Rabat, Souss et Annaba sont du second groupe. Parmi les indices granulométriques (*Tableau XXIII*), les médianes entre 5-40  $\mu\text{m}$  confirment bien la place d'ensemble de ces poussières dans la classe limons. L'écart-type  $\text{SO}_2$  souligne le mauvais classement de Rabat, Souss et surtout Annaba lié à leur forte fraction argile-limon fin. En revanche, les échantillons oranais et tunisiens sont bien classés, surtout Gabès1, ce qui est corroboré par les  $\text{Qd}\Phi$ . Pour l'indice de dissymétrie, 3 cas se présentent :

Tableau XXIII. – Les indices granulométriques de poussières proximales.

Ech.	Md	Mz	$\text{SO}_2$	Sk	Kg	$\text{Qd}\Phi$
Souss	11	6,4	1,58	-0,15	0,96	1,06
Rabat	25	5,5	1,61	0,17	1,04	0,99
Annaba	5	8,1	2,16	0,20	0,91	1,5
Gabès 1	32	4,8	0,93	0,08	3,68	0,25
Gabès 2	40	4,7	1,04	0,26	2,35	0,40
Gabès 3	40	4,6	1,06	0,28	3,01	0,35
Oran 1	32	5,2	1,15	0,40	2,64	0,35
Oran 2	18	5,9	1,60	0,27	1,98	0,60

— *Sk négatif*, cas de la poussière de Souss, où l'asymétrie négative indique la légère prépondérance du stock fin sur le grossier

— *Sk positif* dans les autres poussières (sauf Gabès1) où les populations grossières sont supérieures aux fines d'après l'asymétrie positive

— *Sk proche de 0* pour Gabès1, cas assez rare d'une distribution platykurtique avec un équilibre entre les fines et grossières confirmant un tri poussé.

Enfin, d'après leurs indices d'acuité  $K_g < 1$ , la partie médiane des stocks de Souss et Annaba n'est pas mieux classée que les extrêmes, en accord avec un mauvais tri suggéré par les courbes cumulatives et d'autres indices, et avec la finesse des matériels. Un  $K_g > 1$  indique un meilleur classement de la partie centrale du stock des autres poussières, mais Gabès1 se distingue à nouveau par un indice très élevé.

Dans la fraction minéralogique  $< 2$  mm, le minéral dominant est le quartz (47 à 75 %), surtout dans les poussières du Sud-Tunisien. La constance et l'abondance de calcite (15 à 30 %) sont notables et la dolomite (0 à 15 %) est un bon traceur de l'origine saharienne. Dans la fraction argileuse, le minéral le plus abondant et constant est l'illite (20-70 %) avec un rôle notable de la kaolinite (0-20 %). La palygorskite n'existe fortement qu'à Oran (30-40 %), en liaison avec la source commune des deux prélèvements, le piémont de l'Atlas saharien.

## Discussion

Quelle est la *provenance de ces poussières* ? Tous ces traits minéralogiques évoquent ceux des poussières locales d'El Abiodh Sidi Cheikh (*Tableau XVI*), même si les résultats respectifs ne sont pas toujours aisément comparables dans le détail. Les nombreux points communs poussent à considérer que ces poussières proximales sont originaires du Sahara septentrional et de ses confins nord-africains, ce que l'étude météorologique de certaines de ces poussières confirmera. En fait, l'origine géographique de ces poussières proximales paraît bien coïncider avec celle du *groupe nord-saharien* de poussières locales mis en évidence par la précédente étude minéralogique des deux transects. D'après Paquet *et al.* [1], ces poussières locales ont un cortège illite/chlorite/interstratifiés gonflants de 70-75 %, accompagné par les kaolinite (15 %) et palygorskite (10-15 %). Dans les poudres, les taux de calcite varient entre 40-50 %, mais le quartz ne dépasse pas 16-23 %. Ces poussières locales ont été minéralogiquement corrélées avec les substrats sous-jacents du Maghreb méridional et du piémont saharien de l'Atlas.

*Compte-tenu de l'analogie minéralogique entre ces poussières locales et les poussières proximales étudiées ici, il est légitime d'avancer que ces dernières dérivent des poussières locales de l'extrême-Nord du Sahara et du Sud du Maghreb et que, comme elles, elles ont été alimentées par les substrats de ces régions.* On a là, avec des poussières proximales, un excellent exemple de l'identification d'une région-source désertique par l'intermédiaire de caractères sédimentologiques dérivés de poussières locales, dans le cadre d'une investigation conforme à une démarche suggérée précédemment.

D'après la comparaison granulométrique des poussières proximales et locales, il y a glissement des premières vers les fractions fines traduisant évidemment un *affinement du matériel en fonction de la distance parcourue* depuis la source désertique. *Le caractère limoneux des poussières proximales est sans doute leur critère majeur d'identification* au sein des autres

poussières sahariennes, ce qui n'exclut certes pas l'éventualité de recouvrements granulométriques entre les 2 familles. Ainsi, Gabès3 (Fig. 30) a une courbe cumulative vraiment proche de la *poussière locale* d'El Abiodh, il est vrai particulièrement fine (Fig. 24). Au sein des poussières proximales, si les plus fines sont mal classées (sous-faciès Annaba/Souss), les plus grossières le sont très bien, parfois excellentement (comme Gabès1). *Il faut chercher l'explication de ces différences granulométriques dans les compositions minéralogiques contrastées de ces 2 sous-faciès de poussières proximales.* En effet, les poussières proximales fines ont les plus forts taux d'argiles minéralogiques, alors que les poussières proximales grossières sont les plus riches en quartz. Au sein des poussières locales du Nord du Grand Erg Occidental, l'abondance de fines de nature argileuse est due à la fragmentation d'agrégats argileux grossiers dans la pellicule rousse, processus conduisant à la mobilisation de particules fines argileuses très fines mais peu triées. Il en résulte nécessairement *une poussière minéralogiquement argileuse, de caractère granulométrique argile/limon fin dont le matériel mal classé se déplace en bon équilibre avec sa dynamique de transport* (courbe granulométrique de type logarithmique). Compte-tenu de l'importance de ses argiles minéralogiques et de la finesse d'un matériel mal classé, le type Annaba/Souss doit s'expliquer de cette façon, illustrant au sein des poussières proximales un sous-faciès fin, mal classé et de nature argileuse. Au contraire, *les poussières proximales bien classées et assez grossières dérivent du tri poussé d'un matériel quartzeux*, attesté par leur dominante minéralogique. Elles sont un matériel résiduel plus fin issu du vannage de sables quartzeux, dont la chute s'effectue par excès de charge (courbe de type parabolique). Pour les poussières de Gabès répondant à ce sous-faciès grossier, on envisage évidemment comme source l'Est du Grand Erg Oriental dont on a noté la parenté des grains irréguliers et allongés avec ceux des loess des Matmata. Dans le même esprit, *il est essentiel de souligner la coïncidence granulométrique entre la fraction sableuse de ces poussières actuelles de Gabès et celle des loess des Matmata* : c'est l'un des arguments les plus solides à l'appui de la thèse de la mise en place de ces dépôts par des chutes de poussières issues du vannage des sables quartzeux du Grand Erg Oriental.

Donnant une portée générale aux considérations précédentes, *il paraît possible de déduire de la simple courbe granulométrique cumulative de poussières d'origine saharienne, la nature minéralogique de leurs constituants* : une courbe redressée (de type parabolique) et à médiane assez grossière suggèrera un matériel où le quartz (et/ou les minéraux résistants) domine; une courbe inclinée et rectiligne (de type logarithmique) à médiane fine suggèrera au contraire un matériel où les particules de minéralogie argileuse abondent. Il faut retenir ces conclusions pour l'étude des poussières distales, sachant que les caractères des poussières proximales d'Oran vont déjà dans ce sens.

*Une chute différentielle des poussières s'effectue en fonction de leur minéralogie.* Si Oran1 a plus d'affinité granulométrique avec le sous-faciès Gabès1, Oran2 s'apparente à celui d'Annaba (Fig. 30) : en effet, l'échantillon Oran2 est plus argileux que celui d'Oran1. Comme les 2 prélèvements ont été recueillis à 24 h d'intervalle dans le même *sirocco*, ce sont donc les poussières grossières, quartzueuses, qui ont chuté d'abord, sans doute par excès de charge, alors que les poussières argileuses, plus fines et en meilleur équilibre avec le courant transporteur, n'ont sédimenté que le lendemain. *Il y a donc eu, au sein d'un lithométéore proximal, une ségrégation de la chute des poussières en fonction des deux facteurs convergents : la granulométrie des particules et leur minéralogie.*

## Les poussières proximales évoluées des Iles Canaries

L'archipel des Canaries offre la particularité géographique évidente, mais capitale pour l'étude de l'allochtonie des poussières, de son *insularité*. De plus, le substrat y est volcanique (essentiellement basaltique à Fuerteventura) offrant un argument décisif pour assurer du caractère minéralogique «discordant» de quartz déjà repérés dans les sols et dépôts [2, 3] et y affirmer des apports éoliens sahariens [4, 5, 6]. La connaissance du passage de lithométéores sur ces îles situées sur la bordure nord de la principale zone d'expulsions sahariennes et de sédimentation éolienne sur l'Atlantique (la *Dunkelmeer* d'Ehrenberg [7]), est ancienne et des chutes de poussières y ont été précocément étudiées [8].

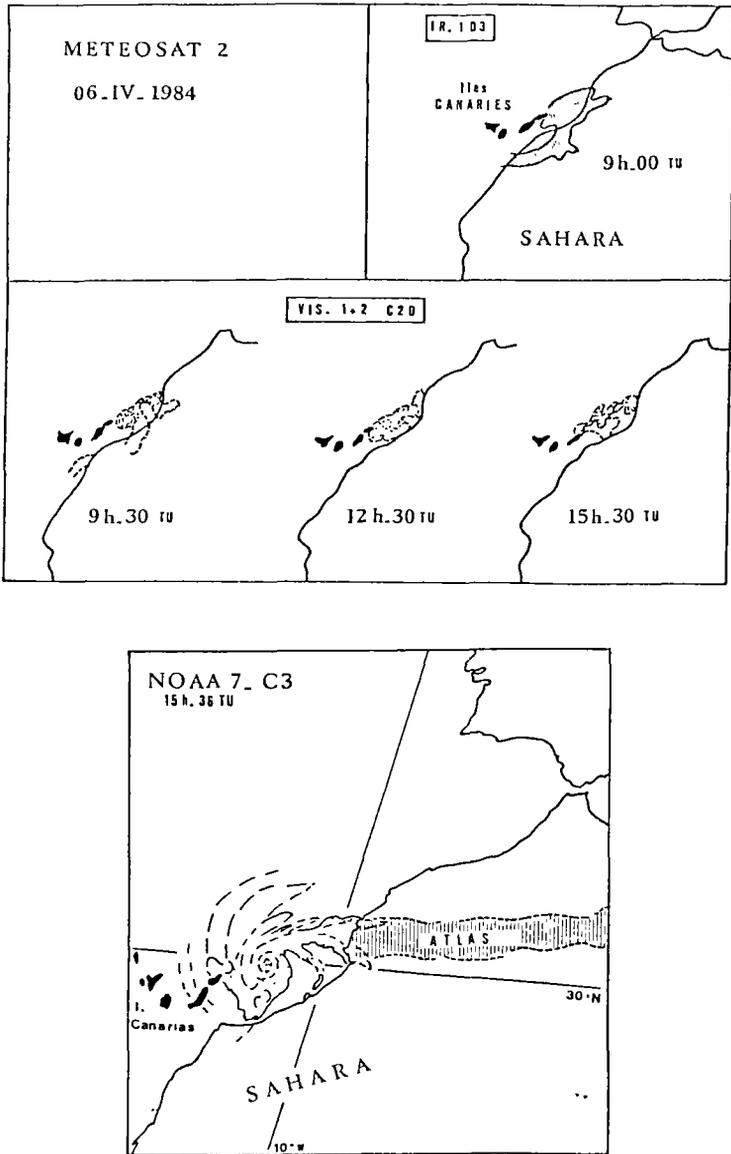
Toutes ces raisons, associées à l'étude de la contribution éolienne aux sols et dépôts quaternaires des Canaries orientales et à sa signification paléoclimatique, ont conduit à prélever des poussières à l'impacteur en cascade à Fuerteventura, à 100 km seulement de la côte africaine. L'étude sédimentologique de ces poussières a été associée à celle des dynamiques météorologiques de transport, dans le cadre de recherches intégrées ayant déjà donné lieu à publication [9, 10, 11]. A proximité du désert saharien, les poussières prélevées à Fuerteventura ont un type proximal. Toutefois, d'après bien des caractères minéralogiques et chimiques, la question d'une contribution locale, insulaire et marine, s'y est souvent posée.

## Les poussières prélevées à Fuerteventura du 12 au 19 avril 1984

Le prélèvement à l'impacteur en cascade a eu lieu sur la terrasse d'un immeuble (20 m d'altitude) de Puerto del Rosario à l'Est de l'île. Des études convergentes (imagerie satellitaire, trajectographies des masses d'air, analyses chimiques et minéralogiques, examen au MEB/EDS) ont été menées pour identifier l'origine géographique et les caractères sédimentologiques du matériel des filtres. Cette méthodologie [10] est nouvelle car la mise en évidence d'un lithométéore et de son suivi ne s'était appuyée jusqu'ici que sur son expression visuelle dans les différents canaux de l'imagerie satellitaire.

### *L'évolution antérieure à la période d'échantillonnage*

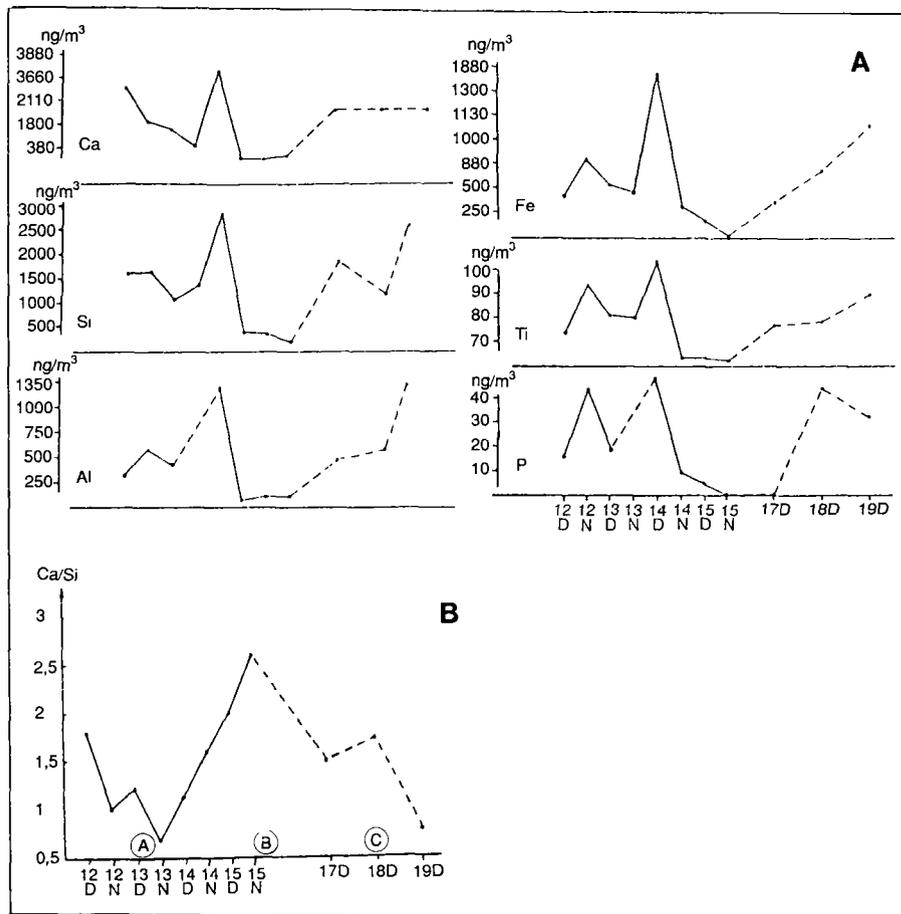
Il a fallu examiner la situation atmosphérique dès le 6 Avril pour comprendre l'évolution. Les informations de NOAA 7 et la comparaison de 3 canaux de NOAA 7 (2, 3, 4) du 6 Avril à 15 h 36 TU délimitent l'expulsion de poussière et son vortex d'environ 150km de diamètre. Le canal 3 met en évidence la structure hétérogène du lithométéore. Le 7, le nuage n'est plus visible sur NOAA. Météosat II a permis d'apprécier la dynamique du lithométéore, montrant en IR (6 Avril, 9 h 00 TU) son extension sur la façade du Sud-Marocain. Le panache quitte le continent entre les caps Sim et Rhir (Maroc), d'après Météosat et NOAA. Sur les images VIS 1 + 2 de 9 h 30, 12 h 30 et 15 h TU, le lithométéore progresse vers les Canaries (*Fig. 31*), mais ne se discerne plus ensuite. Les informations chimiques et minéralogiques et le calcul des trajectographies ont donc été nécessaires pour comprendre l'évolution lors de l'échantillonnage.



**Figure 31.** – L'expulsion de poussières du 6 avril 1984 d'après NOAA 7 et Météosat 2. A) NOAA 7, canal 3; B) Météosat 2, images IR et VIS 1+2.

**Les enseignements de la chimie et des trajectographies**

Les concentrations globales des aérosols ont caractérisé 3 périodes durant cet échantillonnage (Fig. 32-A) : phase 1 de fortes concentrations (Si)  $1 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ; Al  $> 0,3 \mu\text{g}/\text{m}^3$ ) du 12 Avril à la nuit du 14, avec un maximum le 14; phase 2 de faibles concentrations (Si,  $210 \text{ ng}/\text{m}^3$ ; Al,  $85 \text{ ng}/\text{m}^3$ ) du 15 au matin du 17, correspondant au bruit de fond atmosphérique de l'Atlantique;



**Figure 32.** – La variation de concentration des éléments chimiques (Ca, Si, Al, Fe, Ti, P) des poussières prélevées à Fuerteventura pendant l'épisode du 12 au 19 avril 1984 (D : jour, N : nuit).

phase 3 de fortes concentrations du 17 matin au 19. Les variations du rapport Ca/Si illustrant ces 3 phases (Fig. 32-B) sont en opposition avec celles des 2 éléments pris isolément (Fig. 32-A). Aussi, les fortes valeurs du rapport durant la phase 2 de faibles concentrations indiquent une origine marine du Calcium, tandis que des variations parallèles de Ca et des éléments terrigènes (Al, Si, Fe) pendant les phases 1 et 3 de fortes concentrations suggèrent l'origine africaine de Ca.

Sur 7 trajectographies finissantes à 925 hPa pour la période d'échantillonnage (12 au 18 Avril à 12 h GMT) se dégagent 2 périodes : du 12 au 16, l'origine est océanique; les 17 et 18, il y a une possible origine continentale. Ces 2 périodes concordent avec les phases 2 et 3 mises en évidence par la chimie.

Il a fallu approfondir la démarche pour expliquer la phase 1 à rapport Al/Si très élevé. L'expulsion de poussières vue le 6-IV sur Météosat et NOAA 7 a guidé la recherche. Le départ de 4 trajectographies commençantes (du 6 Avril 12 h au 13, 12 h) est la limite atteinte par le lithométéore avant sa disparition des images satellitaires. D'abord nul, le nuage accompagne ensuite un flux de Sud puis s'opère une nette divergence : une partie du nuage va vers l'Est, tandis que l'autre s'oriente à l'Ouest (Fig. 33), revenant finalement vers les Canaries et l'Afrique, responsable de la phase 1 riche en poussières, après un voyage de 6 jours sur l'océan... Pour mieux comprendre la phase 3, 4 autres trajectographies finissantes arrivant le 18 Avril sur Fuerteventura indiquent la provenance africaine d'un second lithométéore et son itinéraire depuis l'Ouest algérien *via* le Maroc saharien (Fig. 34).

### Les recherches minéralogiques et micromorphologiques

*L'évolution minéralogique pendant les trois phases :* pour la phase 1, la minéralogie par diffraction des RX sur les filtres et les observations au MEB/EDS sur les filtres et particules recueillies dans l'entonnoir d'entrée de l'impacteur ont mis en valeur des quartz, de très petites

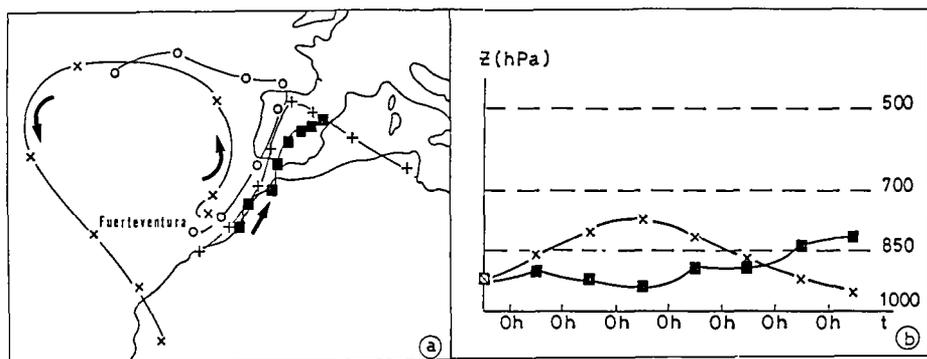


Figure 33. – Trajectographies commençantes calculées du 6 au 12 avril 1984. A) depuis l'endroit où le lithométéore n'a plus été visible par satellite; B) les altitudes atteintes par les masses d'air.

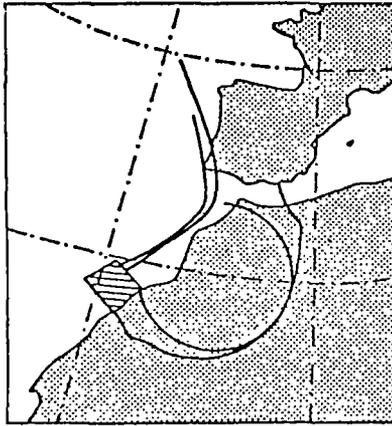


Figure 34. – Trajectographies finissantes arrivant au large de Fuerteventura (Canaries) calculées pour le 18 avril 1984.

tailles surtout (étage 5 des impacteurs), et de la palygorskite. Lors de la phase 2, il y a prépondérance des constituants argileux, dont les illites-micas (au MEB, il y a surtout la biotite parmi les micas). En phase 3, la minéralogie retrouve les constituants de la phase 1, avec en plus l'augite. Les quartz fins sont moins abondants mais les teneurs en calcite élevées.

Les observations micromorphologiques consacrent le caractère saharien des phases 1 et 3. Sur les filtres, la taille des particules varie entre 0,5-10  $\mu\text{m}$ , principalement 2-5  $\mu\text{m}$ , dimensions de nombreuses poussières carbonatées (cristaux de micrite altérée, carbonates d'Al), de particules de gypse, albite, quartz, hématite et de nombreux agrégats floconneux alumino-silicatés, potassiques et ferreux. Des particules de forme quelconque correspondent à des argiles mica-cées. D'autres observations ont également concerné des grains plus gros déposés sur l'entonnoir de l'impacteur. Mesurant 20-80  $\mu\text{m}$  en moyenne, ils sont façonnés, voire arrondis sauf quelques quartz anguleux ou micas à bords rebroussés. A ces grains composés de carbonates et phosphates de Ca, d'oxydes de Fe, de feldspaths potassiques altérés s'ajoutent des fragments végétaux et des particules de *microcodium*. Des observations très significatives à ces tailles concernent des grains de quartz roulés, orangés d'après leur examen morphoscopique, avec en surface, de nombreux microfaçonnements issus d'une éolisation énergétique ou une pellicule de silice amorphisée ou un revêtement argileux. Tout aussi intéressants, de typiques grains éolisés de palygorskite dont les fibres tapissent aussi des minéraux variés.

### Discussion

Les résultats convergents de l'étude météorologique, de l'analyse chimique et minéralogique, de l'observation micromorphologique font conclure à l'arrivée de poussières sahariennes lors des première et dernière phases. D'après l'évolution visible sur images satellitaires et l'abondance des petits quartz, les poussières de la phase 1 venaient de zones à processus éoliens très actifs, domaine sans couvert végétal continu comme la plaine alluviale du Sous, recouverte

localement par des dunes, d'où est venue l'expulsion du 6 Avril 1984. En revanche, les teneurs moindres en quartz fins, la richesse en palygorskite et calcite de la phase 3 résultent d'une provenance depuis les domaines calcaires et hamadas des confins maghrébins et du Nord-Ouest saharien. Ces 2 cas de poussières sur les Canaries ont donc été très propices à la localisation de régions-sources peu lointaines de la mer, authentifiant le caractère proximal des poussières.

*Les poussières de la phase 1 ont effectué un trajet long et complexe au-dessus de la mer avant de revenir vers les Canaries et l'Afrique.* Ce phénomène de retour s'intègre bien au modèle de budget sédimentaire des poussières sahariennes de Schütz *et al.* [12] où 60 millions de tonnes seraient rabattues sur l'Afrique sur les 260 millions annuellement exportées. Vu ce détour, les poussières sahariennes se maintiennent longtemps en suspension, même dans une fraction grossière : des quartz examinés au MEB dépassaient les 100  $\mu\text{m}$  après un trajet de 6 jours, sachant que la masse d'air est montée à 750 hPa, soit vers 3000 m d'altitude dans le Saharan Air Layer (Fig. 33-B).

Enfin, d'après l'observation au MEB (confirmée par les taux de Si de l'analyse chimique), des quartz extrêmement fins, microniques à submicroniques ont été pour la première fois signalés dans des aérosols.

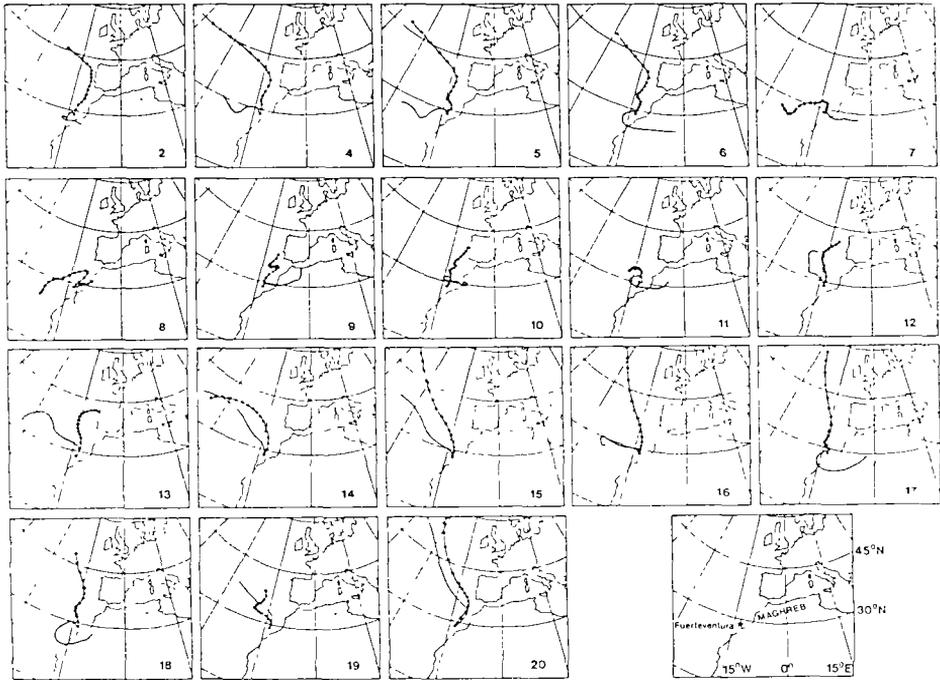
Entre les deux chutes de poussières sahariennes, la phase 2 est bien particulière car y triomphe un fond atmosphérique de nature locale et océanique. En fait, ce fond est continu et les poussières sahariennes se sont simplement surimposées lors des autres phases. Il est caractérisé par de faibles apports de zéolite, pyrolusite et augite d'origine volcanique, évidemment autochtones et, vu la présence d'augite en phase 3, la contribution atmosphérique insulaire se maintient pendant les expulsions sahariennes. Les gypse, halite (en gros cristaux vus au MEB) et autres sels (KCl, trona, sulfates etc.) ont une connotation marine, vu l'environnement océanique des prélèvements. Ainsi, dès leur stade proximal, les poussières sahariennes se transforment par perte d'une partie de leur capital qui sédimente et prise en charge d'apports non désertiques.

## Les poussières prélevées à Fuerteventura du 16 au 31 Juillet 1985

Le but de cette recherche a été de déterminer les régions-sources de poussières pendant l'été, par circulation atmosphérique différente de celle du printemps, mais avec une méthodologie comparable. L'échantillonnage a eu lieu sur une terrasse d'immeuble à Corralejo sur le littoral nord de Fuerteventura, du 16 au 31 Juillet 1985. Quand la charge des filtres était suffisante, l'échantillonnage par filtration totale s'est fait toutes les 12 h, distinguant des prélèvements de jour et de nuit.

### Les enseignements des trajectographies, de la météorologie et de la chimie

Les trajectographies finissantes (Fig. 35) à 925 hPa indiquent une influence océanique de secteur Nord pendant l'échantillonnage, sous système alizéen maritime. Les advections africaines n'apparaissent que sur les trajectoires à 850 hPa, ce qui s'explique par le contraste thermique vertical des masses d'air. Elles sont complexes, mais on identifie deux zones-sources par les trajectographies : 1) l'une septentrionale venant du Sud de l'Atlas marocain (Fig. 35, n° 9, 10, 11); 2) l'autre plus méridionale (Fig. 35, n° 2, 6, 7, 8, 17, 18).



**Figure 35.** — Trajectographies finissantes pour les deux niveaux barométriques (925 hPa : trait pointé ; 850 hPa : trait fin) calculées du 16 au 31 juillet 1985.

Les BME, les néphanalyses d'après Météosat, l'imagerie satellitaire (NOAA 9 et Météosat) en canal VIS sur la mer et IR sur la terre, et les trajectographies *précisent l'origine des masses d'air* : 1) du 16 au 18, un nuage de poussières se déplace de la boucle du Niger vers le Nord et s'infléchit vers l'Ouest pour quitter le continent au Cap Juby, la nuit du 18-19 et le 19 (Fig. 35, n° 2); 2) le 21, une concentration de poussières partant du Tafilalet suit le piémont atlasique vers l'Atlantique et se manifeste le 24 par un lithométéore visible sur les Canaries sur NOAA 9 (Fig. 35, n° 9, 10, 11); 3) du 24 au 29, un lithométéore se déplace de Gao au Sahara central où, pris en charge vers l'Ouest par une autre masse d'air, il oblique vers le littoral mauritanien pour être ensuite dévié sur les Canaries (Fig. 35, n° 17, 18); 3) entre ces arrivées d'air saharien, les Canaries sont soumises aux influences océaniques, voire littorales du Maroc septentrional (Fig. 35, n° 4, 5; 12, 14, 15, 16; 19, 20). Une autre expulsion de poussières d'origine mauritanienne, non signalée par les données météorologiques, est sans doute parvenue aux Canaries du 21 au 23 Juillet d'après les trajectographies (Fig. 35, n° 6, 7, 8) et les observations micromorphologiques.

Afin d'étudier les variations de composition de l'aérosol lors de l'échantillonnage suivant son origine, on a repris une démarche déjà utilisée en Corse [13]. Sur les Canaries, 2 secteurs

«chimiques» ont été centrés à partir des trajectographies à 850 hPa (Fig. 36) : 1) un secteur A correspondant aux masses d'air océanique; 2) un secteur B concernant les masses d'air d'origine africaine. Le Silicium a été choisi comme traceur terrigène et le Soufre comme traceur d'activité anthropogénique. Les concentrations de Si et S sont plus basses pour les échantillons associés aux trajectographies océaniques. Mais si les concentrations en S sont identiques à celles connues en atmosphère océanique, celles de Si sont supérieures à celles d'atmosphère océanique en l'absence d'expulsion de poussières, ce qui suggère un apport local, confirmé par l'observation au MEB de particules argileuses.

Les concentrations de Si sont 2 fois plus élevées quand les trajectographies indiquent une origine continentale (Fig. 37-A). Or, pour préciser cette provenance, on note que S venant du Nord (du 30°N) a des concentrations de 3470 ng/m<sup>3</sup> et seulement 908 ng/m<sup>3</sup> au Sud (Fig. 37-B). Cette différence est liée à l'activité anthropique du Maroc septentrional, alors que le Sud du Maroc et la Mauritanie sont peu urbanisés et industrialisés.

D'autre part, les rapports Si/Al et Si/Fe ont un fort accroissement lors de poussières de source sahélienne. La comparaison de ces rapports avec ceux de poussières du Maroc nord-occidental captées en Corse et de poussières venant du Sahel le 18 Juillet 1985, montre de fortes similitudes. Par ailleurs, les poussières d'origine sahélienne ont une signature chimique où les fortes teneurs en Fe résultent de l'apport de sols ferralitiques; en effet, d'après les examens au MEB/EDS, les poussières originaires du Sahel abondent en particules argileuses avec Fe dominant ce qui n'est pas le cas des poussières du Maroc.

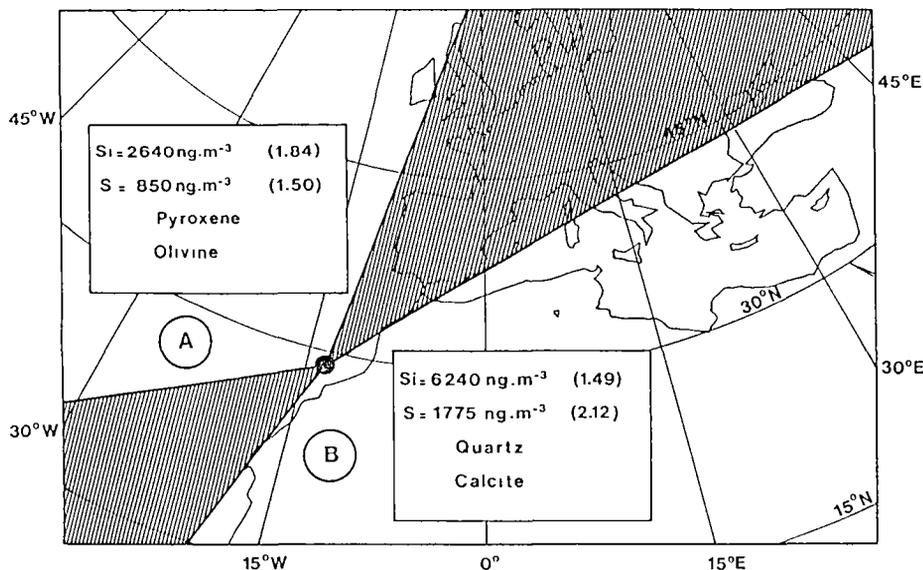
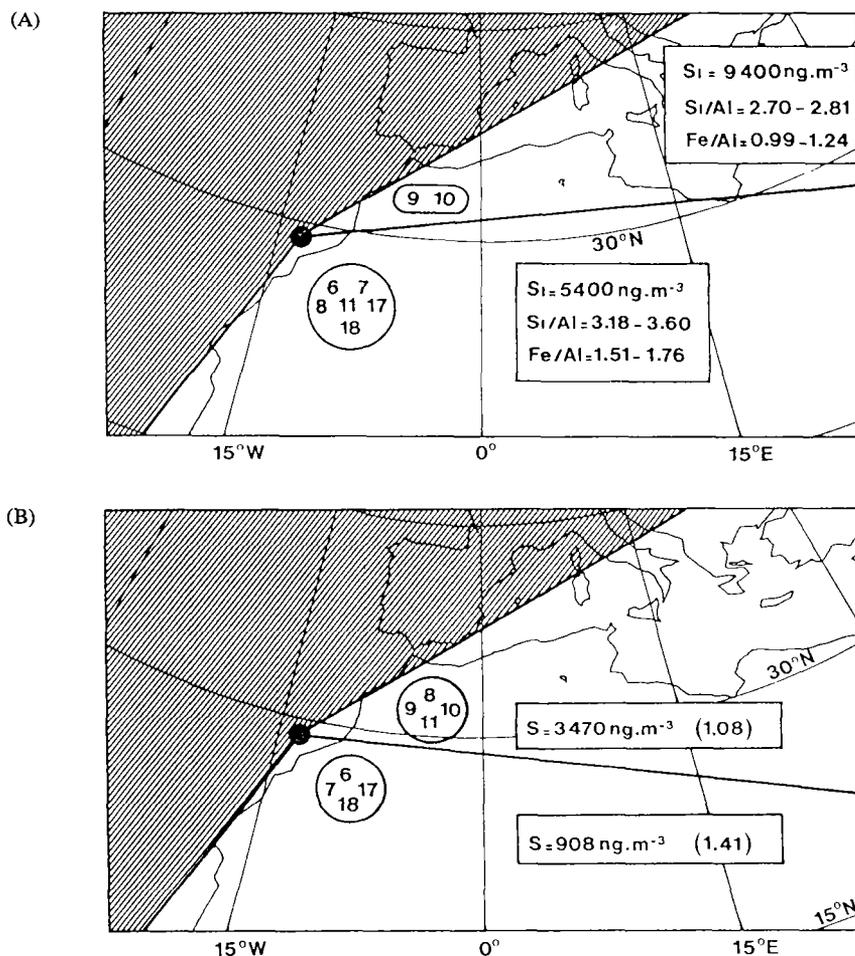


Figure 36. – Sectorisation des concentrations des éléments chimiques à partir des trajectographies à 850 hPa.



**Figure 37.** — Sectorisation sur le nord de l'Afrique des concentrations de Si (A) et de S (B) en fonction des trajectographies indiquant une origine africaine.

### *Les évolutions dans la concentration, la taille et la minéralogie des poussières*

L'examen systématique au MEB des particules de tous les filtres, leur comptage sur 2 filtres et l'appréciation du taux de couverture des filtres ont permis de suivre l'évolution des concentrations, tailles et compositions des poussières pendant l'alternance phase maritime/insulaire et phase saharienne ou entre le jour et la nuit.

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

Contribution	Filtre 1	Filtre 10
<b>Anthropogénique</b> (billes Al, KCl, Ba, talc, fly ash)	10 %	4 %
<b>Marine</b> certaine/possible (gypse, KCl, composés argiles + gypse)	35 %	26 %
<b>Local</b> (pyrox., verres volc., ilménite, magnétite)	13 %	16 %
<b>Allochtone</b> (quartz, Fk, kaolinite, diatomée, palygorskite, dolomite)	13 %	16 %
<b>Ubiquiste</b> (carbonate de Ca, argiles, phyllites)	26 %	38 %

Au MEB/EDS, on a *compté et déterminé minéralogiquement* une soixantaine de particules sur les filtres 1 (nuit du 18-19 Juillet) et 10 (jour du 24). Certaines attributions sont retenues avec réserve vu le caractère complexe et énigmatique de certaines informations. Ainsi, certaines particules de KCl ont des caractères cristallins suggérant leur origine marine, alors que d'autres, sous forme de billes, sont plutôt anthropogéniques; de même, à côté de particules de gypse bien cristallisées, chimiquement typées, d'origine marine, il y a des particules plus problématiques composées de gypse et argiles indéterminables. D'autres attributions sont sans ambiguïté : les quartz, pyroxènes, billes anthropogéniques (Al et Ba), sans parler des dolomites et diatomées. Pour dépasser toute incertitude, on a globalisé les résultats (*Tableau XXIV*).

La composition des poussières des 2 filtres est assez proche, avec des apports soit allochtones, soit insulaires et marins : cette mixité d'origine, déjà apparue pour la première campagne de prélèvement, est donc la grande originalité des aérosols canariens. Mais la poussière du filtre 10 semble pourtant plus allochtone que l'autre : les allogènes dominent, ainsi que les ubiquistes où la proportion de «local» est *a priori* la même dans les 2 échantillons, ce qui implique une part allochtone supérieure dans le filtre 10. Le contexte des 2 prélèvements renforce cette opinion : le filtre 1 correspond à la fin du premier épisode sahélien, quand le fond continu local et marin se réaffirmait; au contraire, le filtre 10 a été prélevé au plus intense du passage sur l'île du lithométéore du Tafalalt, d'où des allochtones, mais aussi dans l'atmosphère un surcroît de carbonates de Ca érodés sur les contreforts atlasiques et les hamadas calcaires du Draa.

Les *taux de couverture des filtres* et la *taille des particules* ont été appréciés sur les clichés MEB de tous les filtres de la campagne. Au même grossissement, on a comparé l'importance du recouvrement en particules et la dimension des particules en employant la charte visuelle usitée en pédologie [14] qui estime à la fois taux de couverture en pourcentage et taille moyenne des objets (*Pl. 31*). Les dimensions des particules ont été calées sur images MEB à forts grossissements. Des tailles se sont ainsi dégagées, parfois en léger recouvrement, qualifiant la dimension moyenne des particules sur chaque filtre : 1) classe 1 : 10-15  $\mu\text{m}$ ; 2) classe 2 :

8-12  $\mu\text{m}$ ; 3) classe 3 : 5-10  $\mu\text{m}$ ; 4) classe 4 : 4-8  $\mu\text{m}$ . Les variations du taux de recouvrement et de la taille des poussières pendant la séquence illustrent remarquablement les phases déjà mises en évidence, exprimant la concentration plus ou moins grande en poussières de l'atmosphère de l'île (Fig. 38).

— le filtre 1 (nuit du 18-19 Juillet 1985), déjà décrit *supra*, a des caractères locaux et marins, des traces de pollution anthropogénique et aussi quelques petits quartz et alloctones. Correspondant à la fin de la première phase d'origine sahélienne (Fe souvent noté à l'EDS), il résulte d'une traîne d'expulsion à particules assez petites.

— le filtre 2 (jour du 19) est très peu chargé avec le matériel le plus fin de toute la séquence (cristaux de NaCl, de gypse et particules argileuses et carbonatées d'après le MEB). Ces traits sont autochtones et océaniques, en accord avec les trajectographies. On n'a pas analysé le filtre 3, accidentellement détruit, mais les échantillons 4 et 5 (20 Juillet et nuit du 20-21) ont des caractères minéralogiques et micromorphologiques peu différents du n° 2. Le filtre 4 a un faciès local typé, avec des particules argileuses dotées de titane, des pyroxènes, des particules déchiquetées d'illite-mica auxquels s'ajoutent les formes submicroniques géométriques de chlorures divers. Avec le n° 5 disparaissent les particules marines.

— les filtres 6, 7 et 8 (21 au 23 au soir) répondent à l'expulsion de poussières non décrites jusqu'à présent qui ont quitté l'Afrique par la Mauritanie. Les taux de recouvrement sont plus élevés, en rapport avec des poussières plus abondantes et grossières. Au MEB, on y observe

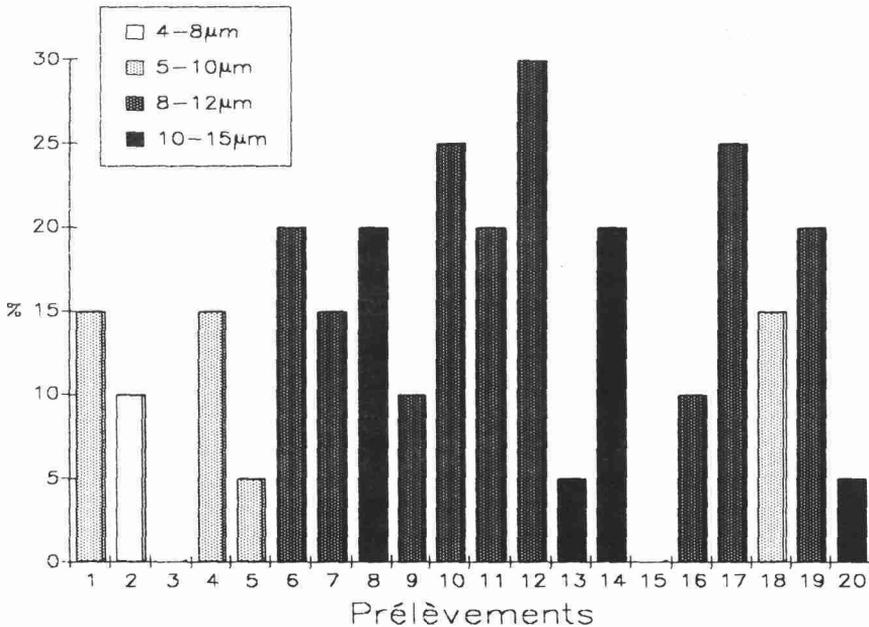
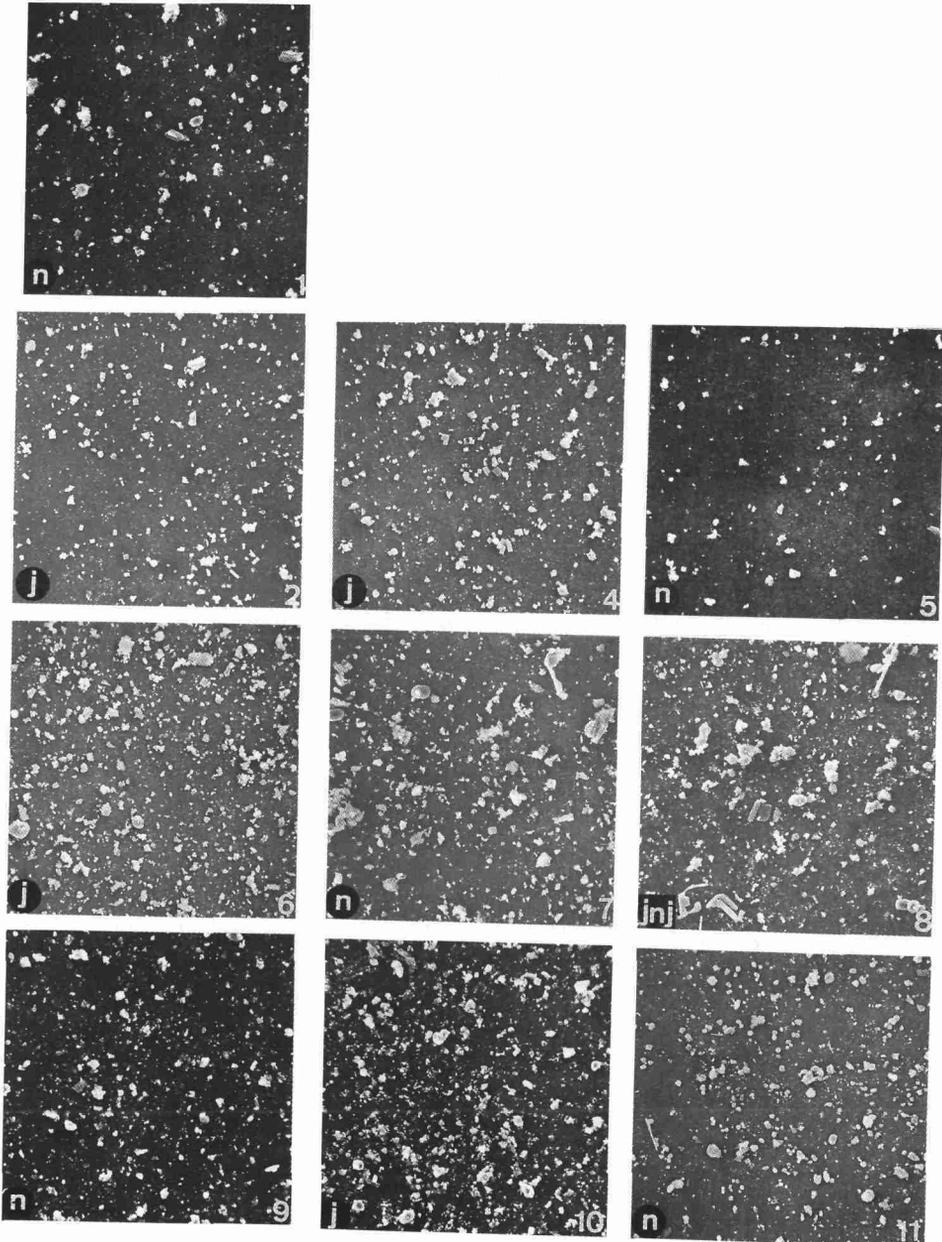
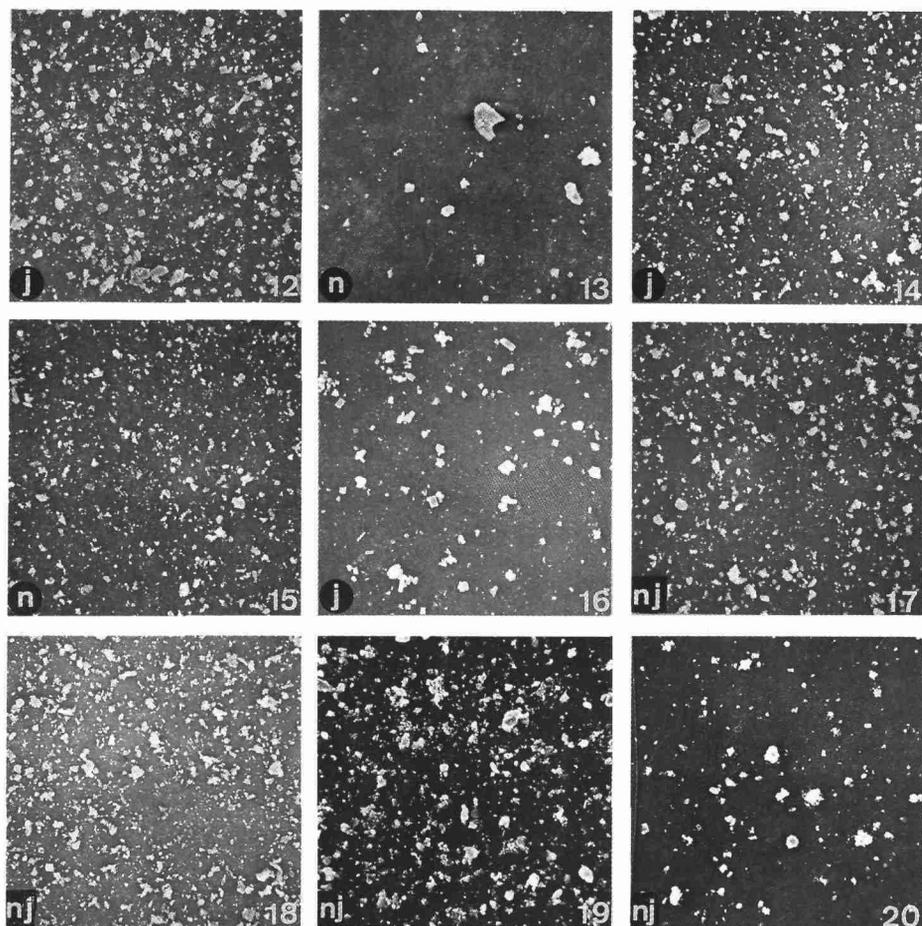


Figure 38. — Taux de recouvrement et taille des poussières prélevées sur filtres totaux du 18 au 31 juillet 1985 à Fuerteventura.



— 90  $\mu\text{m}$



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

quelques très petits quartz, de grosses fibres de calcite, beaucoup de particules argileuses et des agrégats en chaîne. Les silicates de fer abondent dans le n° 8. Ces caractères suggèrent des poussières d'origine sahélienne mais une expulsion peu active d'après l'abondance des sels marins.

— le filtre 9 (nuit du 23-24) retrouve les traits marins et locaux (pyroxènes, mélanges titanés). Des billes de pollution attestent d'une reprise de la circulation de Nord.

— les filtres 10, 11, 12 (24 matin au 25 soir) ont des traits sahariens avec des particules fines de quartz «sales», de kaolinite, de diatomées, de carbonates de Ca et de dolomite, ce qui n'exclut pas d'après l'exemple du n° 10 (*cf. supra*), des témoins locaux (ilménite, ferromagnésiens) ou marins. C'est l'épisode du Tafilalt où, parmi les particules grossières des porte-filtres ont été recueillis des quartz souvent très gros.

— les filtres 13, 14, 15 et 16 (nuit du 25 au 27 soir) ont un cortège minéralogique local à particules assez grossières : sphènes, pyroxènes altérés et surtout olivines. Ces dernières, inconnues à Fuerteventura, abondent dans les basaltes de Lanzarote, île à une vingtaine de kilomètres au N-NE : c'est un excellent traceur du caractère local des poussières, en relation avec l'alizé.

— les filtres 17 et 18 présentent des quartz et nombreuses particules argileuses riches en Fe ce qui n'interdit pas les gypses, pyroxènes et chlorures du fond continu local et marin. Dans les particules grossières, les caractères allochtones sont corroborés par les grains carbonatés façonnés et roulés, les micas à bords rebroussés, diatomées et feldspaths. La concentration des poussières était très modérée car il a fallu exposer les filtres 2 fois plus longtemps. Il s'agit de la dernière arrivée de poussières sahéliennes.

— Le filtre 19 (nuit du 29 et journée du 30 Juillet) reproduit les traits de l'échantillon n° 1 : peu de particules, plus grossières toutefois, ambiance locale et marine mais traîne résiduelle de quartz du lithométéore antérieur. Le filtre 20 (nuit du 30-31) est comparable, avec des quartz et un fort cortège de carbonates de Ca et de dolomites visibles sur les filtres et dans les grains plus grossiers.

En définitive, il faut souligner, la remarquable coïncidence du déroulement de cette séquence micromorphologique et minéralogique avec l'évolution synchrone du total des éléments chimiques de la concentration atmosphérique.

Les *poussières différent de jour et de nuit* indépendamment du processus plurijournalier, scandé par les arrivées de poussières sahariennes. L'étude sédimentologique des filtres oppose nettement les aérosols canariens suivant un cycle jour/nuit. La comparaison entre le n° 1 (nocturne) et le n° 20 (diurne) était déjà significative, mais on sent aussi des différences entre 2 prélèvements nuit/jour consécutifs, au sein d'un même épisode allochtone ou autochtone : le graphique évolutif a un tracé en dents de scie où les nuits ont des taux de recouvrement moindre et des poussières plus petites que le jour (*Fig. 38*), ce qui suggère des atmosphères nocturnes moins chargées en poussières. Selon toute vraisemblance, la cause en est un phénomène climatique local *brise de mer/brise de terre* habituel aux îles tropicales où, pour des raisons thermiques, le vent souffle de terre vers la mer pendant la nuit (le sol se refroidit plus par rayonnement et déperdition thermique) et *vice-versa* le jour. La brise nocturne suffit donc à contrôler sinon refouler les influences allochtones au sein des aérosols, d'où leur moindre concentration dans la basse atmosphère de l'île, et le croît relatif des influences locales et marines du fond continu.

## Les poussières distales

Des auteurs ont étudié certains aspects de poussières lointaines, prélevées en Europe ou au Moyen-Orient, soulignant *l'ampleur des expulsions sahariennes vers le Nord, phénomène souvent sous-estimé par rapport aux exportations vers l'Atlantique tropical*, les seules prises en compte dans les modèles généraux sur le budget actuel des poussières sahariennes [15, 16, 17, 18, 19, 20, 21]. Ils ont souvent conclu sur la nécessité de prendre en compte ces apports éoliens dans les sols de l'Europe et du Moyen-Orient.

Poussées par des dynamiques météorologiques complexes, ces poussières distales quittent l'environnement des marges désertiques et traversent la mer. Leurs caractères sédimentologiques sont évidemment influencés par ce transport : *des traits notoirement sahariens s'atténuent ou disparaissent, et d'autres, ajouts lors du déplacement, viennent modifier les faciès initiaux.*

### Les caractères sédimentologiques généraux de poussières distales prélevées sur l'Europe

Des prélèvements de poussières ont été effectués à : Villefranche/Mer (3 VII 1981), Montpellier/Montaud (30 V 1983), Vic de Bigorre (27 VII 1983), Madrid (20 II 1985), Lisbonne (20 II 1985), Caen1 (17 VIII 1987), Caen2 (17 VIII 1987), Trappes (7 V 1988), Amiens (7 V 1988) et Marne (7 V 1988).

#### *Les caractères granulométriques des poussières distales*

Si la faible quantité de matériel prélevé n'a pas toujours autorisé les analyses classiques, plusieurs échantillons ont malgré tout subi les procédures granulométriques. Pour le cas d'Amiens, on a pratiqué un comptage optique de la taille des particules sur le cliché MEB à faible grossissement d'un plot saupoudré de poussières [22]. Bien entendu, cette mesure n'a porté que sur les particules «visibles» au MEB et les particules submicroniques ont pratiquement échappé à l'investigation; la courbe d'Amiens ne considère donc que le *squelette granulométrique* au sens des pédologues, soit la granulométrie sans phase argileuse [23].

Sur 4 courbes cumulatives (Fig. 39), 2 (Montpellier; Vic de Bigorre), à granulométrie fine et pente inclinée, sont significatives des poussières distales prélevées en France, comparables à celles déjà décrites [19]. En revanche, le sous-faciès de Villefranche et d'Amiens est plus grossier, avec un aspect proche de poussières proximales. Ainsi se confirment, entre grands types de poussières, des recouvrements granulométriques déjà évoqués.

Pour comparer des données hétérogènes, les calculs des *indices granulométriques* ont été faits à partir des squelettes granulométriques. Aussi les médianes sont-elles un peu plus fortes que sur les courbes (Fig. 39). Les poussières de Vic de Bigorre et Montpellier ont évidemment les plus fines médianes (8-11  $\mu\text{m}$ ) et, d'après l'indice de dissymétrie ( $Sk < 0$ ), le stock le plus fin y est très abondant. Dans les poussières à médiane plus forte (17-20  $\mu\text{m}$ ), le  $Sk$  positif traduit une fraction grossière dominante. Amiens et Trappes se distinguent par un indice d'acuité

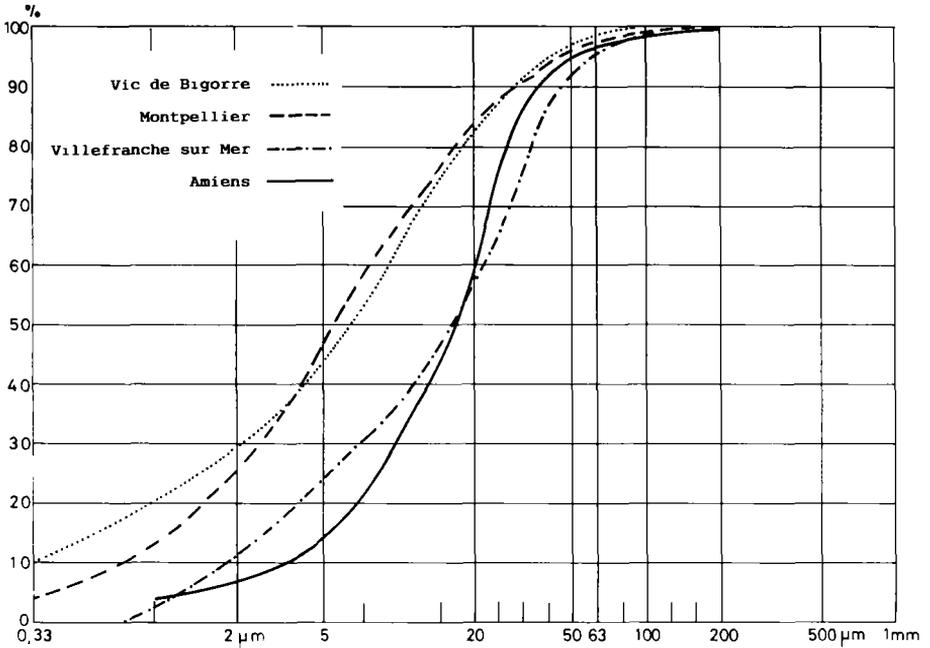


Figure 39. – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières distales prélevées en France.

(Kg >1,15) confirmant le bon classement du centre du stock, alors que les autres poussières sont assez mal classées (Kg : 0,84-0,88).

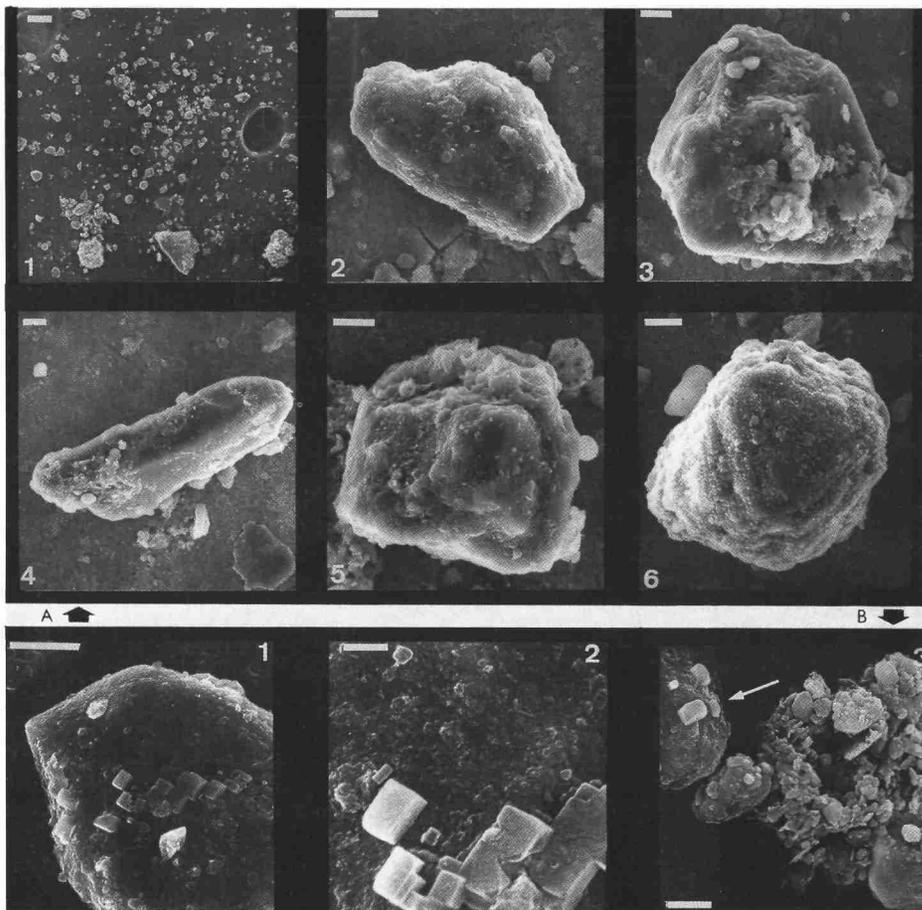
### Les caractères minéralogiques

L'extraction de la fraction  $< 2\mu\text{m}$  s'est aussi heurtée à la faible quantité de matière de plusieurs échantillons. Mais des argiles minéralogiques suffisamment abondantes sont apparues sur les spectres de poudre. Les kaolinite, illite et palygorskite sont le cortège argileux commun à ces poussières, satisfaisant pour identifier *une origine saharienne*. Dans la minéralogie globale, le quartz (sans doute un peu surévalué par calcul, car seuls les taux de calcite ont été calés par calcimétrie) domine, accompagné par les feldspaths, calcite (10-40 %), parfois la dolomite et une fois le gypse : cette association est significative de la provenance désertique des poussières.

### Les observations micromorphologiques

L'examen au MEB a principalement porté sur les poussières de Villefranche, Amiens et Trappes. A Villefranche, la composition chimique globale du plot à l'EDS correspond à une moyenne d'argile phylliteuse (Al, (Si) dominant, K, Ca, Fe, Ti). A Trappes et Amiens, on note

des phyllites potassiques et des grains composés d'argiles (Al, (Si), Fe; Al,(Si),K, Fe; Al, (Si), Ca, Fe); et aussi des mélanges carbonatés complexes et des agrégats de carbonates de Ca avec des grains de silice enchâssés. Dans ces 2 échantillons, les grains grossiers (40-50  $\mu\text{m}$  voire beaucoup plus) sont souvent des quartz émoussés, recouverts d'un épais revêtement argileux (Pl. 32), accompagnés d'albites et feldspaths potassiques. A côté de ces minéraux dont les



**Planche 32.** – Observations au MEB des poussières d'Amiens et de Trappes. A) le matériel: 1) vue générale, noter la présence de grosses particules de 50-100  $\mu\text{m}$ ,  $e = 50 \mu\text{m}$ , 2) quartz émoussé à épais revêtement argileux de type orangé désertique,  $e = 5 \mu\text{m}$ , 3) idem,  $e = 5 \mu\text{m}$ , 4) quartz altéré (bipyramidé?),  $e = 5 \mu\text{m}$ , 5) amphibole pédogénétiisée,  $e = 5 \mu\text{m}$ , 6) carbonate de Ca arrondi et pédogénétiisée,  $e = 5 \mu\text{m}$ . B) Les cristaux de halite en surface: 1) cristaux de sel sur un grain de quartz,  $e = 10 \mu\text{m}$ , 2) détail de la précédente, noter le caractère altéré des cristaux,  $e = 2 \mu\text{m}$ , 3) cristaux de halite non altérés sur un agrégat,  $e = 10 \mu\text{m}$ .

minéralogie et micromorphologie illustrent bien la provenance saharienne, apparaissent à Trappes et Amiens des particules de pollution industrielle et urbaine dont l'origine locale et régionale est évidente : billes de verre, scories et *fly-ashes*.

*Par ailleurs, les pollen et fibres végétales sont assez nombreux dans le cas de Villefranche.*

Les poussières d'Amiens ont comme première originalité quelques fragments coquilliers impossibles à identifier. Mais surtout, on voit sur certains grains de problématiques cristaux de halite : NaCl a pu s'acquérir lors du survol de l'océan par ces poussières, avant leur déviation vers la France septentrionale.

Un tel enrichissement par les aérosols marins, déjà souligné dans les Canaries, a été signalé pour des poussières sahariennes en Irlande [24]. Mais ce peut être aussi un caractère initial issu des sols évaporitiques très répandus dans la région-source de ces poussières, au Nord du Sahara algéro-tunisien. L'aspect altéré de certains cristaux de sel peut conforter cette hypothèse «longue», mais d'autres, très frais, vont dans le sens de l'hypothèse «courte»...(Pl. 32-B).

### ***La question des particules «géantes» dans les poussières distales***

L'occurrence de très grosses particules dans les poussières locales est banale et sans problème. Il a déjà été plus étonnant d'en récolter au-dessus des Iles Canaries où des quartz de 150-200  $\mu\text{m}$  indiscutablement sahariens existent de plus dans les sols. Mais surtout on en voit dans des échantillons de poussières distales, comme à Villefranche/Mer, Trappes et Amiens. Ces particules «géantes» (80-100  $\mu\text{m}$ , souvent plus), qui échappent d'ordinaire à la classe des aérosols atmosphériques, ont pourtant, à l'image de fréquents quartz orangés, des traits micromorphologiques et minéralogiques sahariens (Pl. 32-A). Des observations comparables ont été rapportées surtout sur micas, à l'Ouest des côtes africaines [25, 26, 27, 28]. Mais jusqu'à présent, un très long transport en suspension de telles particules était non seulement méconnu mais considéré comme incompatible avec les modèles physico-mathématiques classiques. Il faut désormais prendre en compte ces particules «géantes» très au-delà des aires désertiques et, en particulier, les comptabiliser dans les résultats chimiques globaux des aérosols atmosphériques dont elles étaient jusqu'à présent exclues car elles modifient tous leurs bilans. De même, dans une perspective sédimentologique, il faut envisager l'incidence de tels apports dans les sols et dépôts de lointaines zones de chute.

### **La «pluie rouge» du 8 novembre 1984 sur Paris**

Contrairement aux cas précédents où seul un échantillon a permis l'étude sédimentologique de l'évènement, le cas de la chute de poussières sur Paris (8 Novembre 1984) s'insère dans une procédure de prélèvement continu dans le temps. Aussi les informations la concernant, comparées à d'autres données antérieures ou postérieures, permettent une étude diachronique de la séquence où elle s'insère. En outre, dans les autres cas, une certaine confusion inhérente à l'aspect circonstanciel des prélèvements a, de fait, existé quant aux conditions-mêmes de la fin du cycle des poussières : décantation sèche par simple gravité des particules en suspension, ou rabattement au sol par la pluie ? Or on dispose ici d'une série de prélèvements d'aérosols mais aussi de la pluie qui a rabattu les poussières.

### **Le mode de prélèvement et les circonstances météorologiques**

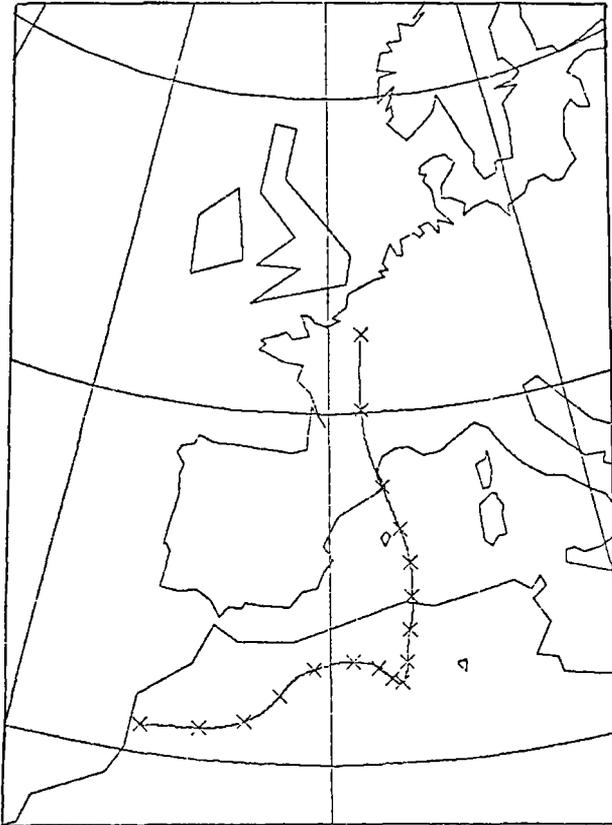
Les prélèvements ont été effectués sur la terrasse d'une tour de Jussieu (Université Paris VII) à Paris, à 25 m d'altitude dans les conditions d'atmosphère urbaine. Les précipitations sont recueillies par un collecteur séquentiel automatique recevant 0,1 mm de pluie successivement dans chacun de ses 20 godets pendant la précipitation et éventuellement le reste de la pluie dans un 21<sup>e</sup> godet [29]. Puis le contenu des godets est filtré (membrane nuclépore, filtre 0,4 µm) pour collecter les poussières. Les aérosols sont prélevés en continu sur filtre total par un collecteur les renouvelant automatiquement chaque 6 h, pas d'échantillonnage bien adapté pour une chute de poussières. Cette méthode est développée *in Jaffrezo* [30].

L'étude météorologique de la période du 5-15 Novembre 1984 permet d'indiquer que les poussières sahariennes sont mobilisées par vent de sable sur le Chott Chergui (Algérie) le 5 Novembre. Les soulèvements se poursuivent les 6-7, au Nord du Grand Erg Occidental et sur les chotts sud-oranais. Une situation perturbée sur le Sud de l'Europe crée des aspirations vers le Nord, bien montrées par les trajectographies finissantes (*Fig. 40*), conduisant les poussières sur Paris, dès le 8, où elles sont rabattues par la *pluie rouge*. Les poussières se maintiennent dans l'atmosphère parisienne jusqu'au 14.

### **L'évolution des aérosols pendant la période**

La *composition chimique* des filtres d'aérosols a été mesurée par fluorescence X suivant la procédure adoptée dans l'étude des poussières locales d'El Abiodh et des poussières proximales des Canaries. Dans l'étude diachronique des résultats, Jaffrezo et Colin [31] opposent l'évolution d'éléments représentatifs de l'atmosphère en climat tempéré océanique (Na) ou de régions urbaines (S) à celle d'autres éléments *détritiques* ou *crustaux*, considérés comme caractéristiques de l'érosion continentale (Al, Si, K, Ca, Fe...). Une période s'étendant jusqu'au 15 Novembre, riche en éléments crustaux, s'oppose ainsi à une seconde période dominée par le fond atmosphérique urbain (*Fig. 41*). La première période correspond à la présence des poussières sahariennes sur Paris. Les pluies en lessivant l'atmosphère engendrent des minimums brutaux et courts des concentrations (A, B et C sur les graphiques). Moins de 12 h après, les taux remontent du fait de l'effet de recharge de l'atmosphère parisienne par la masse d'air saharien.

L'*analyse minéralogique par diffraction des RX* a porté sur les filtres des 8-9 Novembre (536-543) dont beaucoup, peu chargés, n'ont rien donné. Les indications tangibles de poussières sahariennes sur Paris apparaissent sur le filtre 538 du 8 Novembre (9-15 h) où l'on note kaolinite, mica et quartz. Or, d'après l'analyse chimique, l'atmosphère s'était modifiée dès le filtre 537 (3-9 h). Ce décalage s'explique car la quantité de matériel exigée par l'autre analyse était insuffisante (concentration trop faible de l'aérosol). Les quartz, micas et kaolinite sont les seuls minéraux reconnus, sauf une occurrence de halite (peut-être liée au maintien du fond continu atmosphérique ou à tout autre facteur anthropogénique). Si les quartz et micas ont une signification éventuellement ubiquiste, la présence de kaolinite est plus convaincante dans un contexte d'air saharien. Mais, à ce propos, *le plus intéressant paraît surtout l'association minéralogique des trois minéraux et sa constance tout au long de l'évènement d'origine saharienne.*

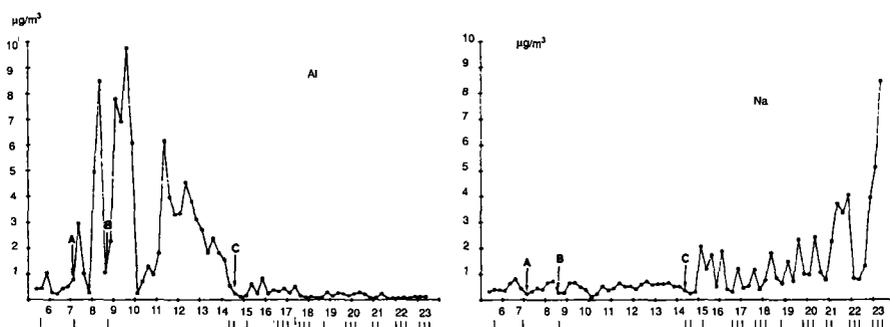


**Figure 40.** – Trajectographie finissante du 4 XI au 8 XI 1984 à 12h TU à 925 hPa reconstituant le trajet de la masse d'air saharien responsable de la "pluie rouge" sur Paris.

On a procédé à l'analyse micromorphologique des filtres 536 à 541 :

— le filtre 536, montrant l'état de l'aérosol parisien avant l'arrivée des poussières (Pl. 33-a), est globalement très chargé de particules hétérométriques dont de grosses et moyennes reposent sur un tapis de plus petites. Ces dernières se révèlent être à forts grossissements des agrégats à états de surface écaillés et effilochés (Pl. 33-b). Quelques esquilles de quartz assez grossières ont des formes et microfaçonnements «frais» suggérant leur extraction récente (Pl. 33-c). La composition moyenne de la portion de filtre dosée à l'EDS est la suivante : Al, (Si), un peu de Ca et Fe. Les petites particules floconneuses et/ou argileuses sont responsables de cette composition. Il y a aussi de nombreuses particules dues à la pollution.

— le filtre 537 montrant l'arrivée de l'épisode saharien est assez chargé, mais les particules sont plus fines et homométriques et les grosses (5-10  $\mu\text{m}$ ) composées d'un empilement de



**Figure 41.** — Mise en évidence des poussières sahariennes au-dessus de Paris par l'opposition des évolutions de Al (critère crustal) et de Na (critère d'origine océanique). Tiré de Jaffrezo et Colin [31].

petites compactées et façonnées. Des quartz émousés, des feldspaths altérés sont désormais là, accompagnés de particules organiques et de plaques argileuses aluminosilicatées, potassiques et ferreuses. Les billes et les *fly-ashes* anthropogéniques sont toujours présentes.

— le filtre 538 est comparable (*Pl. 33-d*), avec un cortège allochtone de quartz (15  $\mu\text{m}$ ), de feldspaths alcalins altérés, de fibres végétales abimées (*Pl. 33-e*), d'assez nombreuses particules carbonatées, de diatomées, de gypse et d'abondantes particules argileuses (Al, (Si), K, Fe, Ca). La surface des éléments porte de nombreuses traces chimiques et les formes sont évoluées, même aux petites tailles. Le cortège habituel des billes et cendres industrielles est évidemment visible (*Pl. 33-f*).

— le filtre 539, prélevé juste après la pluie, est peu chargé, en accord avec la chute momentanée des concentrations chimiques. Les gypses (6-7  $\mu\text{m}$ ), quartz et spores sont assez abondants.

— le filtre 540 a une charge qui réaugmente avec des constituants sahariens.

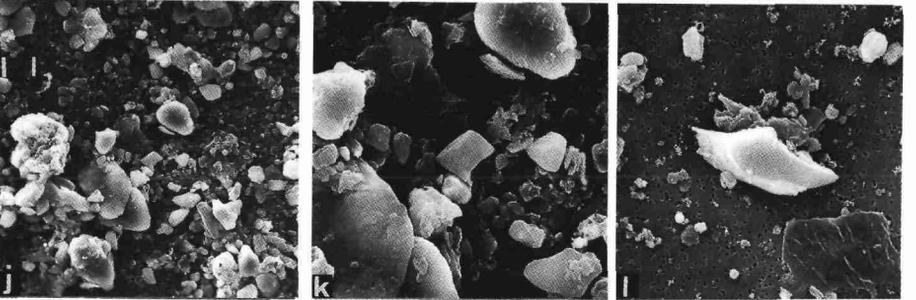
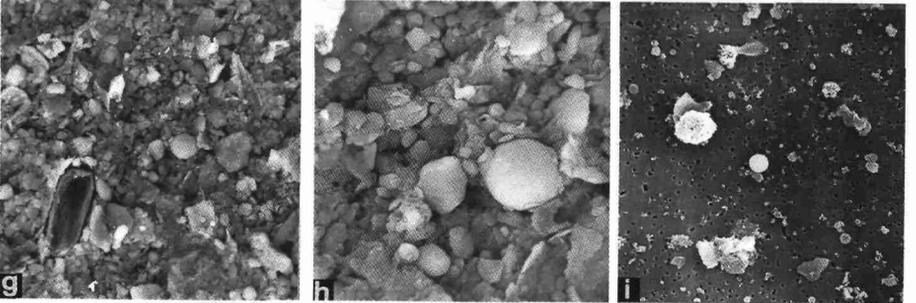
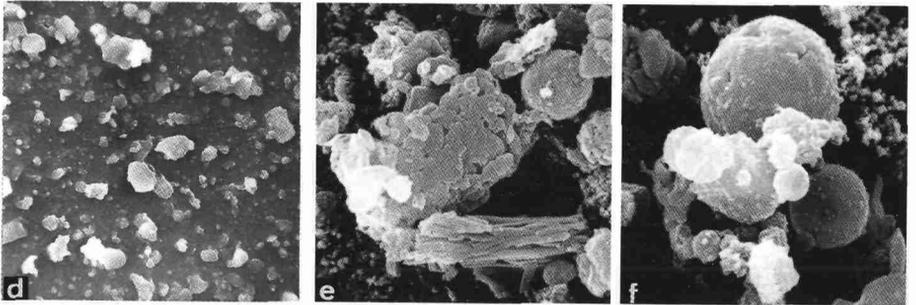
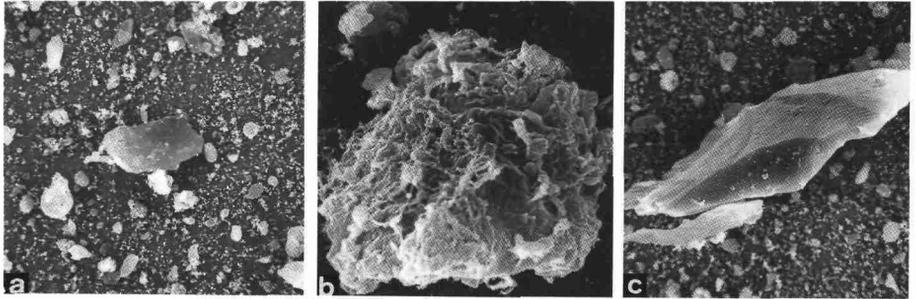
— le filtre 541 se distingue par ses particules grossières aux arêtes émousées et états de surface écailléux (quartz sales, gypses, ilménites, feldspaths et argiles) et des kaolinites cristallisées.

En définitive, il faut retenir de ces observations au MEB/EDS la *permanence d'un cortège minéral commun de signature saharienne* plutôt que l'occurrence occasionnelle de tel ou tel minéral même si certains sont très significatifs. En outre, *le degré d'altération, les formes et les états de surface sont des arguments convergents.*

### *L'étude des poussières rabattues par la pluie du 8 XI 1984*

D'après le dosage par fluorescence X des 20 godets du collecteur, les concentrations des éléments crustaux (Si, Ca) baissent au fur et à mesure de la pluie. Les éléments locaux anthropogéniques (Zn, Cl) ont le même comportement car, d'altitude moindre que les poussières sahariennes dans l'atmosphère parisienne, ils ont aussi été lessivés par la pluie.

La filtration du contenu des godets a permis une *étude minéralogique séquentielle*. Une pluie antérieure (non saharienne) a été analysée pour comparaison. A l'évidence, le quartz



(parfois notable ici) n'est pas l'unique apanage d'une atmosphère chargée de poussières sahariennes... et son caractère ubiquiste doit introduire beaucoup de prudence quant à sa signification génétique au sein des aérosols. C'est en accord avec l'examen MEB du filtre 536 où des quartz anguleux étaient visibles. Par ailleurs, la présence possible d'aragonite va dans le sens du caractère océanique habituel de la circulation atmosphérique sur Paris. D'après cette étude séquentielle de la pluie rouge du 8 Novembre, on note que les comportements des minéraux lors du lessivage de l'atmosphère varient en fonction de l'intensité de la pluie (Fig. 42) :

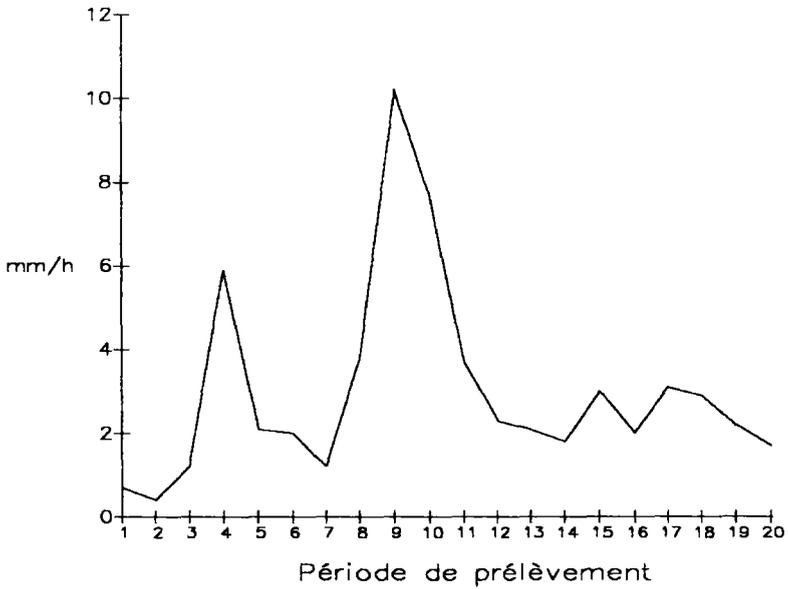
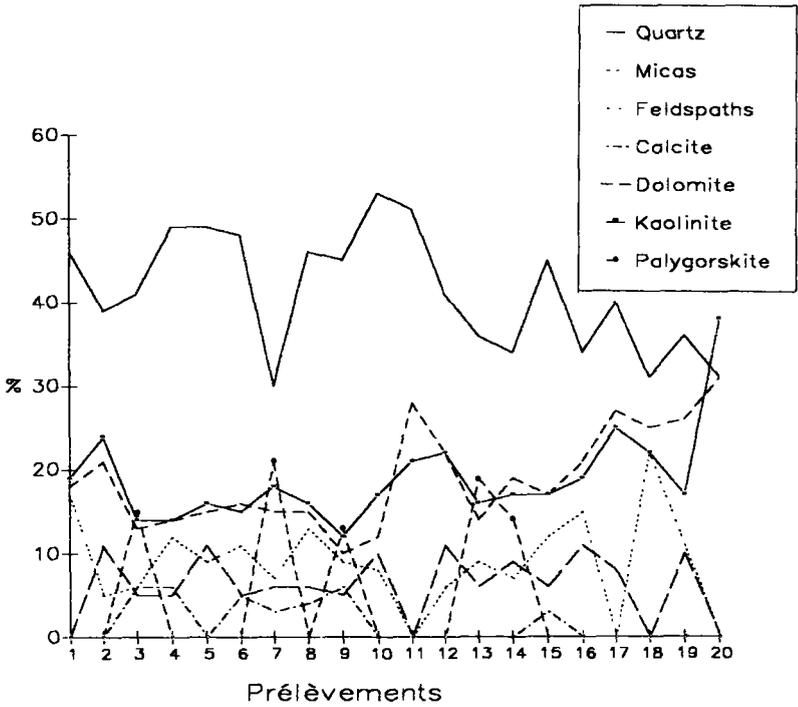
— la concentration du quartz dans les filtrats est très sensible aux variations d'intensité de la pluie. Après un taux initial notable (godet 1), issu du lessivage immédiat des plus gros quartz, les pics du quartz (godets 4; 5; 10; 11; 15; 17) coïncident assez bien avec les maximums d'intensité de la pluie, suggérant la *propension des quartz à tomber par décantation humide*. Les raisons en sont énigmatiques, mais les quartz sont peut-être d'excellents noyaux de condensation. De toute façon, il faut retenir cette donnée pour comprendre la *chute massive des poussières quartzzeuses là où l'humidité atmosphérique augmente et qu'il commence à pleuvoir*. On pense évidemment à la *sédimentation des loess péri-désertiques nord-africains et plus généralement de tous les loess*. Les taux de quartz décroissent globalement vers les derniers filtrats par épuisement (ici temporaire puisque l'aérosol se reconstitue en 12 h) de leur stock par la pluie.

— Les micas et la kaolinite (parfois difficile à distinguer de la chlorite) ont des comportements proches, avec des taux de départ assez forts (en léger décalage cependant par rapport au quartz) suggérant aussi la chute rapide de grosses particules. Sur les courbes, on sent l'incidence de l'intensité maximum de la pluie, avec un godet de décalage (10, 11). Mais l'essentiel tient dans la lente augmentation des taux vers la fin, surtout pour la kaolinite, impliquant une certaine inertie face au rabattement par la pluie. En l'expliquant par la morphologie de ces poussières qui planent bien, on retrouve en d'autres lieux un comportement dynamique évoqué pour ces argiles dans les poussières de Béni-Abbès (*cf. supra*). La courbe feldspaths (alcalins et plagioclases) adopte une évolution voisine, moins typée cependant. Au contraire, la calcite disparaissant vite des spectres doit rapidement tomber. La palygorskite n'est signalée qu'épisodiquement par pluie moins intense. Enfin, la dolomite peu abondante se répartit uniformément le long de la séquence.

Pour ultime comparaison, on a analysé 3 échantillons de la pluie du 14 Novembre 1984 sur Paris en fin d'influence de l'air saharien. Dans ces filtrats, les taux sont très proches, du fait du degré avancé d'homogénéisation minéralogique de la masse d'air. Par rapport à la pluie du 8, les taux de micas (30-35 %) et de kaolinite/chlorite (25-30 %) ont peu évolué, voire légèrement augmenté, mais ceux des quartz (30-35 %) ont baissé au moins du quart. L'aptitude des micas et kaolinite à se maintenir en suspension se confirme donc à l'inverse des quartz dont le réservoir paraît à cette date s'être épuisé.

---

**Planche 33.** — La « pluie rouge » du 8 novembre 1984 sur Paris. a) vue générale du filtre 536, e = 10 µm, b) particule d'argile (Al,Si,Fe,K,Ca), e = 4 µm, c) esquille de quartz, e = 14 µm, d) vue générale du filtre 538, e = 20 µm, e) feldspath potassique très altéré au centre et fibre végétale en bas, e = 2,5 µm, f) billes de pollution anthropogénique et agrégats en chaîne, e = 1,6 µm, g) allure générale d'un filtrat de la pluie du 8 XI 1984, e = 20 µm, h) détail du précédent, noter l'émoussé des particules, e = 6 µm, i) filtre peu chargé de la pluie non saharienne du 5 novembre, e = 6 µm, j) filtrat de la pluie du 14 novembre, e = 20 µm, k) détail du précédent, noter l'émoussé des particules, e = 6 µm, l) une esquille de quartz de la pluie du 5 XI, e = 6 µm.



Les observations micromorphologiques sur les poussières rabattues par la pluie ont porté sur 2 filtrats du 8 Novembre (pluie rouge), 2 du 14 Novembre (pluie tardive) et, pour comparaison, 2 du 5 Novembre (pluie antérieure à la séquence saharienne).

— Pendant la pluie du 5, l'atmosphère était peu chargée en particules minérales, vu le faible recouvrement des filtrats (Pl. 33-i). Cette pluie a engendré un fort rabattement de matière organique (débris végétaux, pollen, bois brûlés). Les particules de pollution (*fly-ashes*, suies et mullite) abondent. Parmi les rares particules minérales, des particules argileuses (Al, Si, Fe, parfois Ti), des esquilles de quartz et micas. Ces éléments aux arêtes délimitées sont subanguleux (Pl. 33-l). Toutes ces observations rappellent ce qui a été noté sur filtres atmosphériques avant l'arrivée des poussières sahariennes.

— A l'EDS, 2 filtrats terminaux de la pluie du 8 Novembre (godet 21) ont donné le spectre chimique moyen (Al, Si, K, Ca, Fe, Ti) analogue à la composition d'une phyllite dont les 2 échantillons ont montré de nombreux exemples. Mais la grande originalité tient au caractère émoussé, voire arrondi des particules minérales (Pl. 33-g, h) : outre les particules argileuses et des grains carbonatés, on a repéré des quartz (50 µm parfois) enrobés d'une forte pellicule superficielle, couverts de particules adhérentes et de formes allant du subanguleux à l'émoussé. A côté des billes de suie, mullite et autres expressions de la pollution, il y a dans le second filtrat de nombreux pollen, surtout de pin, indiquant l'enrichissement de la poussière saharienne en cours de transport. Là encore ces observations ne démentent pas ce qui a été vu sur les filtres atmosphériques contemporains de la pluie rouge.

— Les filtrats du 14 Novembre sont très chargés, surtout le premier (Pl. 33-j). D'analyse globale (Al, Si, Fe), ils sont presque exclusivement couverts de particules phyllito-argileuses, outre les traces habituelles de pollution. De très rares micas, quartz, feldspaths potassiques et pyroxènes apparaissent çà et là avec des formes émoussées relativement propres (Pl. 33-k).

*Pour conclure cette étude des poussières proximales et distales et en tenant compte de la référence indispensable aux caractères initiaux des poussières locales, on peut retenir comme critère fondamental de discrimination au sein des poussières sahariennes un affinement granulométrique du matériel en fonction de la distance parcourue depuis les régions-sources désertiques. Il s'effectue surtout aux dépens des particules quartzeuses car les particules de nature argileuse, plus fines ou plus «portantes», restent plus longtemps en suspension.*

*Si l'arrivée des lithométéores sahariens modifie temporairement la composition chimique et minéralogique de l'atmosphère des régions-puits, ils perdent en réciproque une partie de leur identité après s'être chargés d'un matériel varié non désertique, parfois marin et souvent anthropogénique.*

*Aussi, à l'arrivée de poussières distales, les minéraux contenus sont souvent ubiquistes et seules les observations micromorphologiques peuvent éclairer sur l'origine saharienne, si la taille des particules le permet. On remarque alors que les caractères hérités de la phase désertique des particules sont peu modifiés et subsistent même dans les poussières les plus lointaines. La vraisemblance de l'origine saharienne d'une poussière distale apparaît aussi*

---

**Figure 42.** — L'étude séquentielle des constituants minéralogiques des filtrats de la "pluie rouge" du 8 novembre 1984 sur Paris. A) L'évolution des différents minéraux au cours de la pluie (le spectre du filtrat n° 11 a été difficilement exploitable); B) les variations d'intensité de la pluie, d'après Jaffrezo et Colin [31].

quand existe un cortège minéralogique caractéristique d'une telle provenance. Mais il est indispensable, pour asseoir la certitude de cette attribution, de bien connaître les conditions météorologiques de la mobilisation et du transport des poussières.

## Bibliographie

- [1] Paquet H., Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1984). Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19 et 35° de latitude Nord. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 25; 4 : 257-265.
- [2] Fedoroff N., Rodriguez R.A. (1977). Micromorphologie des sols rouges de Ténérife et de La Palma (Iles Canaries). Comparaison avec les sols rouges méditerranéens. Congr. Intern. Micromorphologie, Granada, Avril 1977, pp. 887-927.
- [3] Rodriguez Hernandez C.M., Fernandez-Caldas E., Fedoroff N., Quantin P. (1979). Les vertisols des îles Canaries occidentales. Etude physico-chimique, minéralogique et micromorphologique. *Pedologie*, 29; 1 : 71-107.
- [4] Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Z. für Geomorph. NF*, 31; 1 : 1-19.
- [5] Chamley H., Coudé-Gaussen G., Debrabant P., Rognon P. (1987). Contribution des aérosols à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. France*, 8, 3; 5 : 939-952.
- [6] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1988). Origine Eolienne de Certains Encroûtements calcaires sur l'île de Fuerteventura (Canaries orientales). *Geoderma*, 42 : 271-293.
- [7] Ehrenberg C.G. (1862). Erläuterungen eines neuen wirklichen passatstaubes aus dem atlantischen Dunkelmeer vom 29 Octo. 1861. *Monatber. Kgl. Preuss. Acad. Wiss.*, Berlin, pp. 202-224.
- [8] Fernandez Navarro L. (1921). A proposito de una caída de polvo en Canarias. *Real Soc. Española de Historia Natural*, T. 50<sup>e</sup> Anniv. pp. 436-445.
- [9] Coudé-Gaussen G. (1986). Observations au MEB de poussières sahariennes prélevées aux Canaries. Symposium INQUA «Changements globaux en Afrique», Dakar 1986, pp. 83-86.
- [10] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Bergametti G., Gomes L., Strauss B., Gros J.M., Le Coustumer M.N. (1987). Saharan dust on the Fuerteventura Island (Canary Islands) : chemical and mineralogical characteristics, air-mass trajectories and probable sources. *J. Geophys. Research*, 92; D8 : 9753-9771.
- [11] Coudé-Gaussen G., Rognon P., Hoyos-Gomez M. (1988). Indicadores mineralogicos de polvo de origen sahariano recogido en la Isla de Fuerteventura (Canarias). *Estudios Geologicos* (sous presse).
- [12] Schütz L., Jaenicke R., Pietrek H. (1981). Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean. in Péwé T.L. Ed., *Desert Dust : Origin, Characteristics and Effect on Man*. *Geol. Soc. Amer.*, spec. paper, 186 : 87-100.
- [13] Bergametti G. (1987). Apport de matière par voie atmosphérique à la Méditerranée occidentale: aspects géochimiques et météorologiques. Thèse Sci., Univ. Paris VII, 296 p.
- [14] Fitzpatrick E.A. (1980). The micromorphology of Soils. Dept. of Soil Sci. University of Aberdeen, Scotland.
- [15] Bücher A., Lucas C. (1975). Poussières africaines sur l'Europe. *La Météorologie*, 5; 33 : 53-69.
- [16] Prodi F., Fea G. (1979). A case of transport and deposition of Saharan dust over the Italian peninsula and southern Europe. *J. Geophys. Res.*, 84 : 6951-6960.
- [17] Yaalon D.H., Ganor E. (1979). East Mediterranean trajectories of dust carrying storms from the Sahara and Sinai. in Morales C. Ed., *Saharan Dust: Mobilization, Transport, Deposition*. Wiley, Chichester, U.K., pp. 187-193.

- [18] Ganor E., Mamane Y. (1982). Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean. *Atmos. Environm.*, 16; 3 : 581-587.
- [19] Bücher A., Dubief J., Lucas C. (1983). Retombées estivales de poussières sahariennes sur l'Europe. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24; 2 : 153-165.
- [20] Tomadin L., Lenaz R., Landuzzi V., Mazzucolletti A., Vannucci R. (1984). Wind-blown dusts over the Central Mediterranean. *Oceanol. Acta*, 7; 1 : 13-23.
- [21] Chester R., Sharples E.J., Sanders G.S., Saydam A.C. (1984). Saharan dust incursion over the Tyrrhenian Sea. *Atmos. Environm.*, 18; 5 : 929-935.
- [22] Coudé-Gaussen G., Désiré E., Regrain R. (1988). Particularité des poussières sahariennes distales tombées sur la Picardie et l'Île-de-France le 7 Mai 1988. *Hommes et Terres du Nord*, 4 : 246-251.
- [23] Baize D. (1980). Granulométrie et homogénéité initiale des profils. Applications aux planosols de Champagne humide (France). *Sci. du Sol*, 2 : 83-112.
- [24] Vernon P.D., Reville W.J. (1983). The dustfall of November 1979. *J. Earth Sci. Roy. Dublin Soc.*, 5 : 135-144.
- [25] Game P.M. (1964). Observations on a dust fall in the eastern Atlantic, February 1962. *J. Sediment. Petrol.*, 34 : 355-359.
- [26] Jaenicke R., Junge C. (1967). Studien zur oberen Grenzgrösse des natürlichen Aerosols. *Beitr. Phys. Atmos.*, 40 : 129-143.
- [27] Schütz L. (1977). Die Saharastaube-Komponente über dem subtropischen Nord-Atlantik. PhD. Thesis, Univ. Mainz, FRG., 153p.
- [28] Glaccum R.A., Prospero J.M. (1980). Saharan aerosols over the tropical North Atlantic, mineralogy. *Mar. Geol.*, 37; 3/4 : 295-321.
- [29] Jaffrezo J.L., Colin J.L. (1987). Construction and exploitation of an automatic sequential wet-only rain sampler. *Env. Techn. Lett.*, 8 : 467-474.
- [30] Jaffrezo J.L. (1987). Etude du lessivage de l'aérosol atmosphérique par les précipitations. Thèse Sci. Univ. Paris VII, 183 p.
- [31] Jaffrezo J.L., Colin J.L. (1988). Study of aerosol scavenging by precipitation from an episode of Saharan dust input collected sequentially in Paris. (à paraître).



# 8

## Les conditions météorologiques du transport des poussières

Les développements précédents se sont consacrés aux aspects sédimentologiques du phénomène poussière. L'étude d'une autre facette du phénomène, le *transport par les dynamiques atmosphériques*, doit aussi retenir l'attention. En effet, l'examen des conditions météorologiques ayant présidé à l'expulsion et au déplacement de poussières lointaines s'avère le complément indispensable à la connaissance de leurs caractères sédimentologiques car il authentifie la provenance saharienne et permet souvent de préciser les régions sources.

Les situations météorologiques occasionnant ces exportations sont diverses et il n'est pas question ici d'en faire l'inventaire exhaustif. On a déjà fait l'analyse sédimentologique des chutes de poussière de la plupart des 15 cas abordés ici et leur explication météorologique a donc pour principal objet d'en confirmer les provenances.

Néanmoins, ces cas correspondent à des *situations fréquentes sinon classiques de mobilisation et de transport de poussières sahariennes* qu'il est, en soi, intéressant d'illustrer. De plus, leur mise en évidence et leur suivi dynamique résultent d'une *démarche intégrée* reposant sur l'exploitation complémentaire d'informations d'ordre météorologique plus ou moins complexes (BME, néphanalyses, trajectographies des masses d'air) et du dépouillement de l'imagerie satellitaire. Par commodité, les cas étudiés sont qualifiés par le nom du lieu de collecte de leurs poussières.

### Les traversées directes vers l'Europe

Les 7 cas de traversée directe de poussières du Maghreb vers l'Europe correspondent à des situations de cyclogenèse aux latitudes plus élevées. Ils se regroupent suivant 4 situations-types.

## Le blocage d'une dépression sur la péninsule ibérique

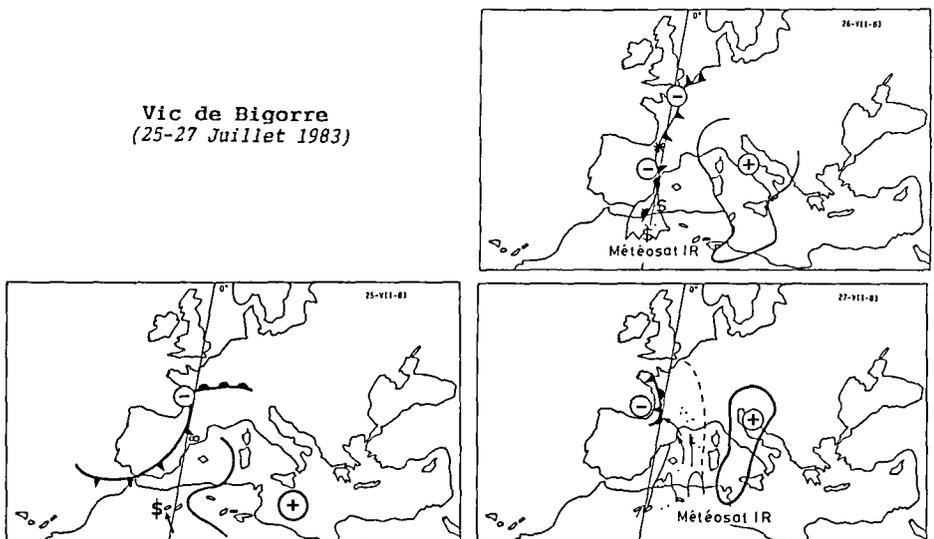
### *Vic de Bigorre : 26-27 juillet 1983 (Fig. 43)*

— le 25 VII à 12 h 00TU, une dépression stationne à l'Est du Golfe de Gascogne, devancée par une brume sèche à Barcelone. Une tempête de sable a lieu dans le Sud-Oranais (vent de SSE) liée aux hautes pressions centrées sur le Golfe de Gabès.

— le 26 VII à 12 h 00TU, une dépression bloquée par une dorsale de hautes pressions Sud-Tunisien-Europe centrale se développe de la Belgique au Maroc oriental. La tempête de sable se poursuit sur le Sud-Oranais avec la poussière en suspension notée sur Oran (BME) et visible sur Météosat (IR). Un lithométéore sud-nord atteint Valence (Espagne). Il pleut à Vic de Bigorre où les poussières arrivent en soirée. Une autre expulsion se dessine sur le Constantinois (Météosat).

— le 27 VII à 12 h 00TU, ni la dépression du Golfe de Gascogne ni la dorsale orientale de hautes pressions n'ont bougé. Un fort courant sud-nord de poussières s'engouffre entre elles et envahit le Nord-Est de l'Espagne, le Midi méditerranéen, la Corse etc., visible sur Météosat. NOAA 8 en révèle à 7 h 19TU l'arrivée à Barcelone. D'après NOAA 7 à 13 h 46TU, ces poussières se sont déplacées du Constantinois au Roussillon.

*Bilan :* La source des poussières (NOAA 8) se localisait vers El Abiodh Sidi Cheikh-Brézina. La traversée s'est faite en moins de 12 heures.



**Figure 43.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Vic de Bigorre (25-27 juillet 1983).

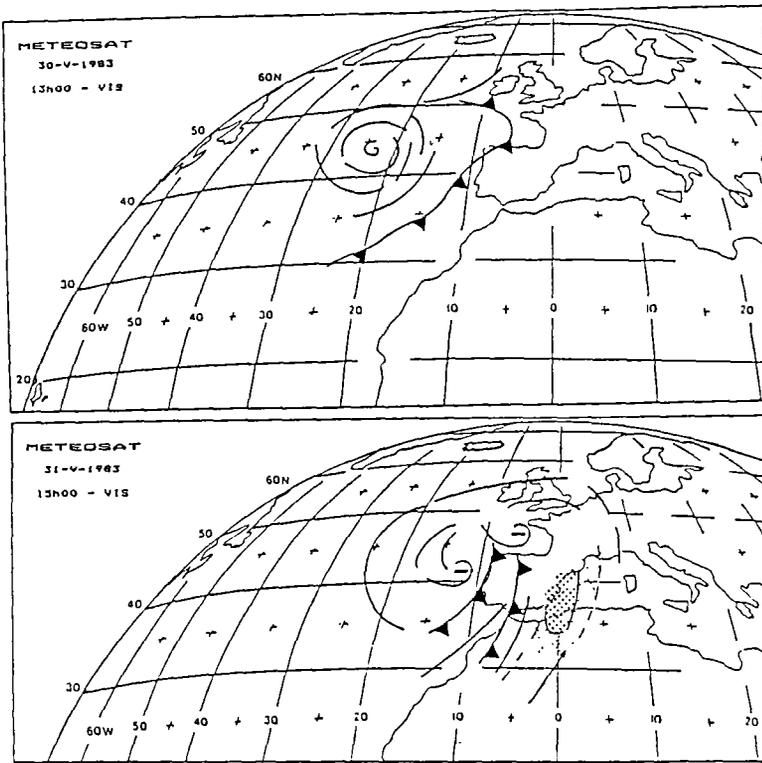
**Montpellier Montaud : 31 mai-1<sup>er</sup> juin 1983 (Fig. 44)**

Cette situation correspond au cas des poussières distales de Montpellier.

— le 30 V, une dépression bien circonscrite (920 hPa) centrée à 46°N-24°W est précédée par un front froid abondant la Galice. Aucune poussière n'est signalée sur l'Afrique.

— le 31 V, le front s'est dédoublé; à l'Est, il est en relation avec une petite dépression située près de la Bretagne. D'après Météosat (Vis) de 9 h30 TU à 15 h 00TU, des linéaments nuageux nord-sud alternent avec des poussières, de l'Est du Maroc à l'Algérie centrale. Ces régions constituent les sources d'une rapide expulsion atteignant l'Est de l'Espagne et le Languedoc. Ces poussières ne sont pourtant pas signalées par les BME.

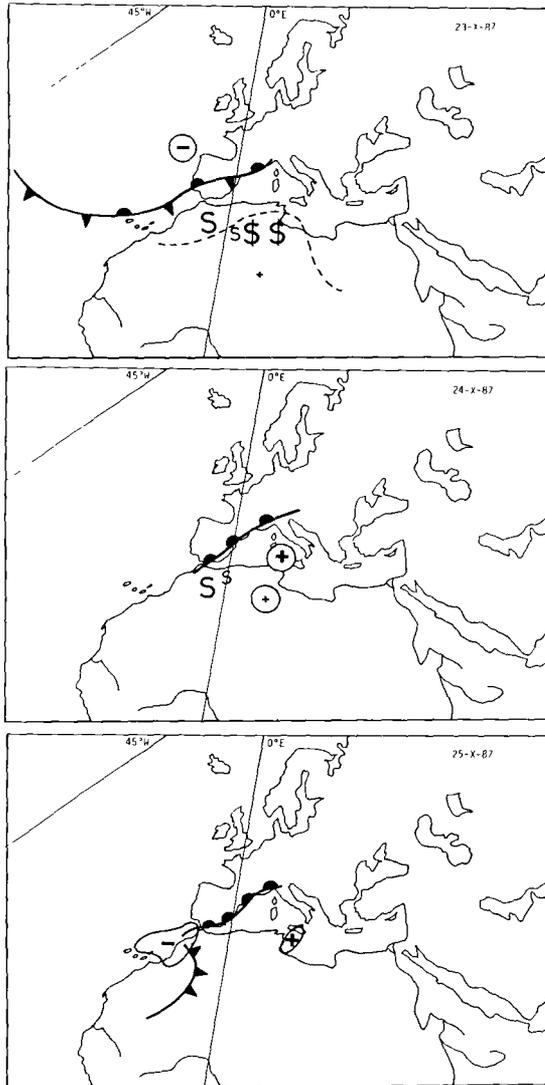
**Montaud**  
(30 Mai-1<sup>er</sup> Juin 1983)



**Figure 44.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Montaud (31 mai-1<sup>er</sup> juin 1983).

— le 1<sup>er</sup> VI, le front est occlu d'Alger à la vallée du Rhône, bloqué par un anticyclone sur l'Italie; il disparaît le 3 VI.

*Bilan* : Les poussières ont mis 24 heures pour parvenir de leur source (Ouest algérien) sur le littoral nord-méditerranéen.



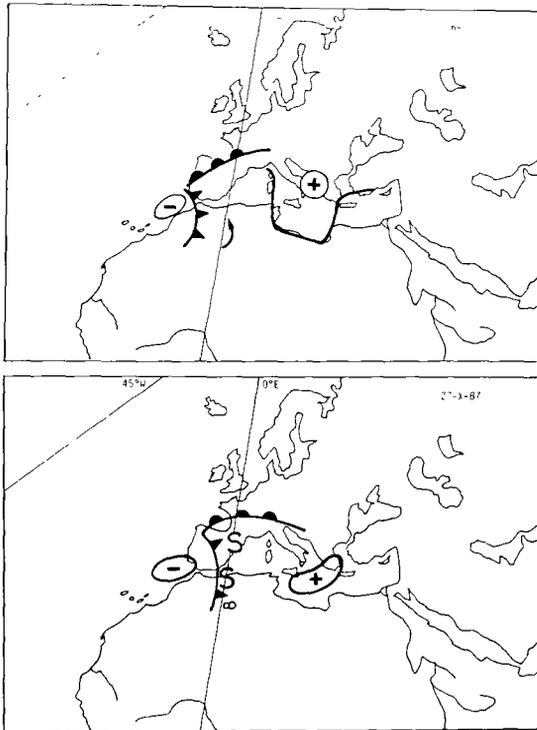
**Oran : 25-27 octobre 1987 (Fig. 45)**

— le 23 X, de fortes tempêtes de sable sont signalées sur les chotts. Des poussières sont soulevées au sol dans le Sud-Marocain et existent en altitude dans le Sud-Oranais. Ces soulèvements correspondent à la bordure nord d'un anticyclone centré sur le Hoggar à 500 hPa.

— le 24 X, cet anticyclone est monté vers le Sud-Est du Maghreb. Les poussières se concentrent au sol et en altitude dans le Sud-Oranais.

— le 25 X, si on n'a aucune indication sur les poussières, une situation nouvelle se prépare. En effet, l'anticyclone se met en place sur le Golfe de Gabès et une dépression apparaît sur le Maroc atlantique sur l'emplacement d'un front occlu les jours précédents.

— le 26 X, l'anticyclone se renforce sur la Méditerranée centrale. La dépression présente un front froid nord-sud en avant duquel sont aspirées les poussières du Sud-Oranais vers le Nord, d'où leur chute à Oran.



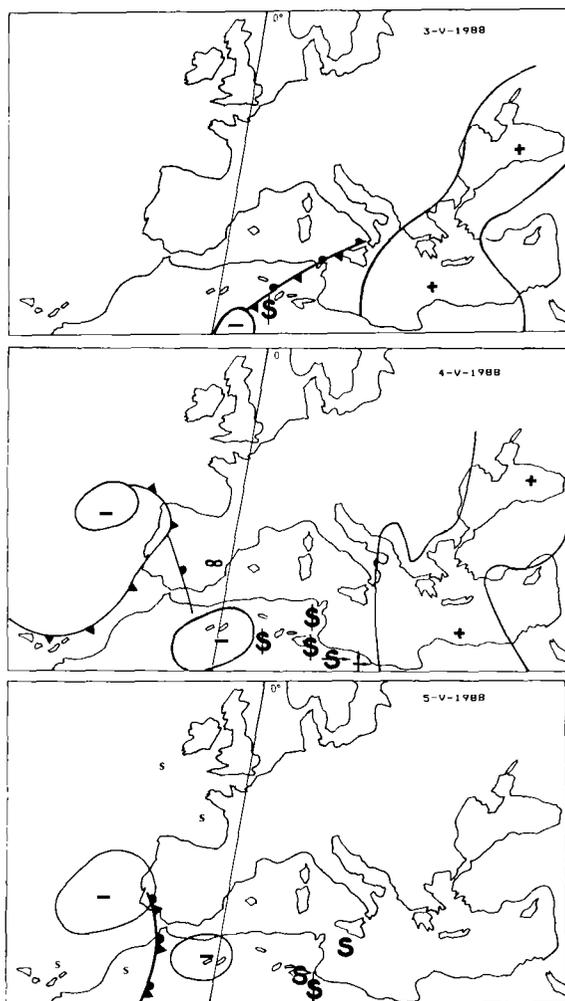
**Figure 45.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Oran (23-27 octobre 1987).

— le 27 X, le BME signale des poussières dans l'atmosphère, en avant du front froid, d'Oran à Barcelone et l'Est-espagnol.

*Bilan* : Ces poussières ont donc comme origine géographique le piémont de l'Atlas saharien.

### Le départ à partir du Maghreb oriental

*Le cas de Trappes-Amiens : 7 mai 1988 (Fig. 46)*



— le 2 V, un front froid traverse la Méditerranée occidentale alors qu'une barrière de hautes pressions s'étend de Scandinavie à la Tunisie.

— le 3 V, le front connaît une occlusion d'où une tempête de sable au sol à l'Ouest du Chott Melhrir, près d'une petite dépression nord-saharienne.

— le 4 V : cette dépression s'amplifie sur l'Est du Maroc oriental et l'Algérie occidentale. Des tempêtes de sable se généralisent de l'Algérie centrale à la Tunisie et la Libye septentrionale. Une brume sèche apparaît sur l'Est de l'Espagne.

— le 5 V : les tempêtes de sable se poursuivent dans le Sud-Tunisien et la poussière en vol existe sur la Tunisie et la Sicile du Sud. Un front occlu au sol sépare la dépression précédente d'une seconde établie au large du Portugal.

— le 6 V : les deux dépressions ont fusionné, bordées à l'Est par un front froid occlu au centre de la Péninsule ibérique et un front froid actif déclenchant des tempêtes de sable sur l'Algérie centrale. Les flux d'air saharien tournant dans le sens positif apportent des brumes sèches sur le Levant espagnol et la côte cantabrique.

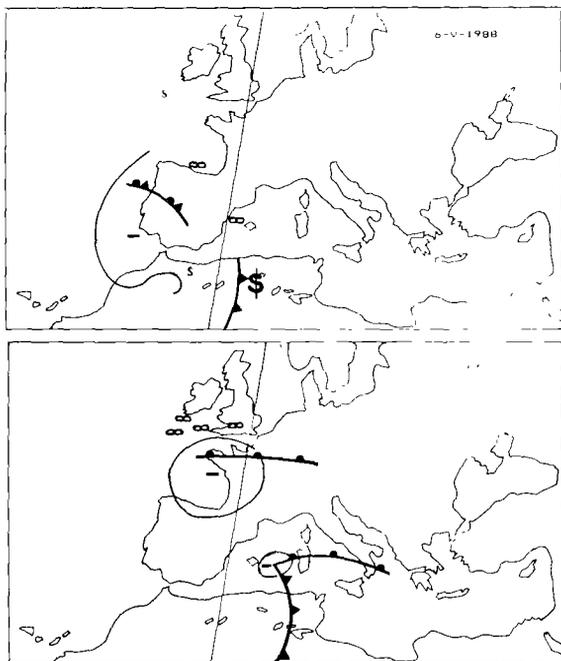


Figure 46. – La situation météorologique de la chute de poussières de Trappes-Amiens (3-7 mai 1988).

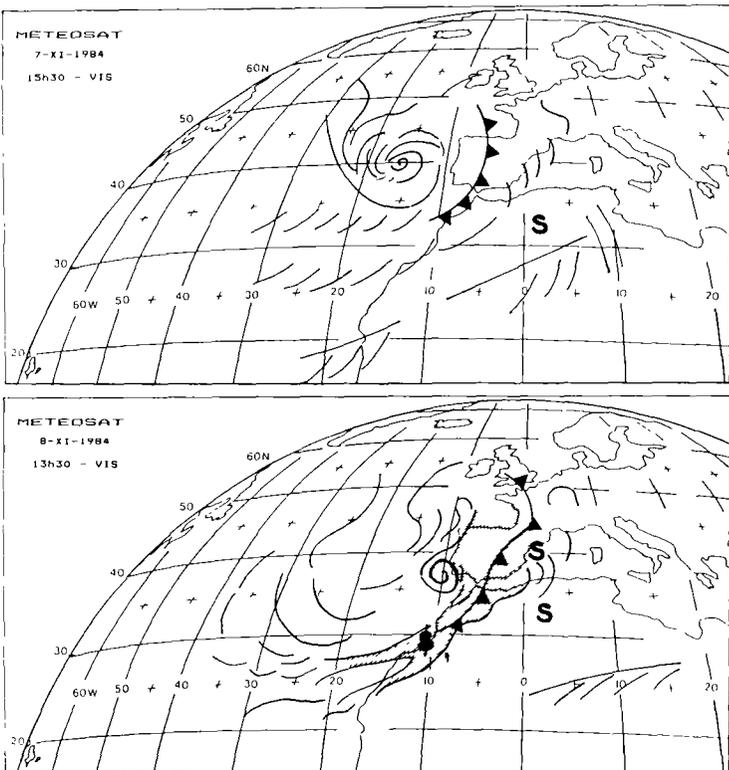
— le 7 V : la dépression s'est déplacée sur le Golfe de Gascogne, bordée au Nord par des brumes sèches sur l'Atlantique oriental et la Manche. Un front chaud formé sur la Normandie et l'Île de France est sans doute la cause des chutes de poussières collectées simultanément à Trappes et Amiens.

*Bilan* : Ces poussières provenant du Sud-Est du Maghreb ont effectué un trajet sur l'Atlantique avant de revenir vers l'Europe occidentale.

## Le balayage d'Ouest en Est du Maghreb

*Le phénomène limité à la moitié ouest du Maghreb : Paris, 5-15 novembre 1984 (Fig. 47)*

La première pluie du 5 XI s'explique par un flux de Sud lié à une première dépression allant du Golfe de Gascogne aux Baléares; on a vu *supra* qu'elle n'a pas apporté de poussières



sahariennes, fait confirmé par les BME où il n'y a pas soulèvement de poussières en Afrique dans les 6 jours précédents. Les trajectographies étayaient cette interprétation.

— le 5 XI, un soulèvement de sable sur le Chott Chergui ( $34^{\circ}\text{N}-0^{\circ}$  long.) est consécutif au passage du front froid de la dépression précédente.

— le 6 XI, la poussière se soulève vers El Abiodh Sidi Cheikh.

— le 7 XI, une poussière en suspension se situe toujours sur les chotts du Sud-Oranais; une dépression centrée sur le Nord-Portugal provoque un phénomène d'aspiration. La trajectographie du 7 XI montre clairement que le flux d'air a balayé le Sud-Oranais du 3 au 5 XI et s'est élevé le 6 au-dessus de la Méditerranée et du Sud de la France. Il y a toujours de la poussière à l'Est du Chergui.

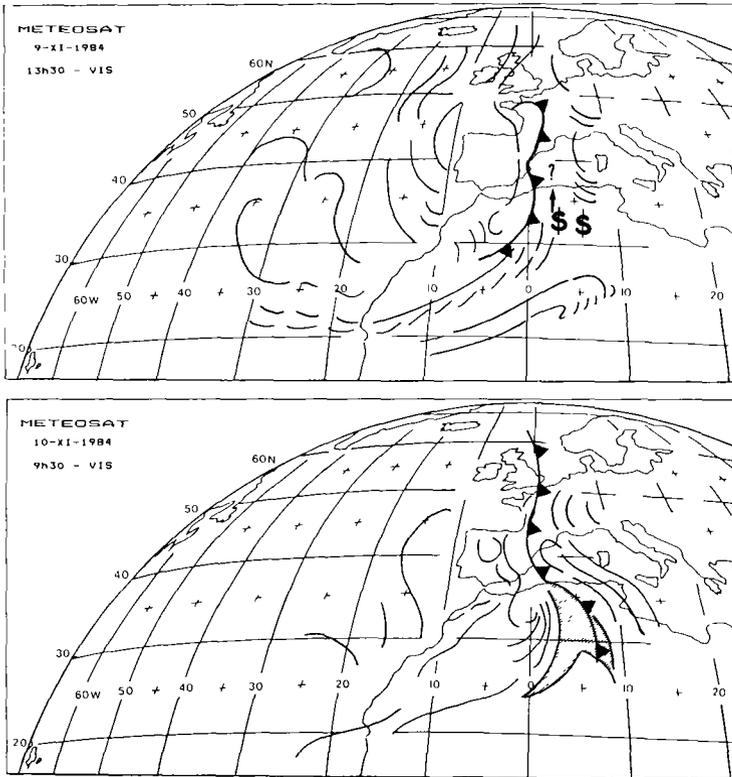


Figure 47. – La situation météorologique de la chute de poussières de Paris (5-15 novembre 1984).

— le 8 XI, la poussière stagne autour du Chergui (BME). La dépression portugaise est relayée par une autre, plus accentuée, sur la Mer d'Irlande avec un front froid qui va du Maroc oriental par l'Espagne vers l'Ouest français. A l'avant du front, les poussières soulevées dès le 5 XI sur le Chott Chergui sont aspirées vers le Nord et signalées en vol à Barcelone (BME); il survient une «pluie rouge» sur Paris. Ce front froid provoque une violente tempête de sable dans le secteur de Tarfaya à 12 h 00TU sur BME, avec des langues de poussières SW-NE montrées par Météosat (VIS, 13 h 30TU).

— le 9 XI, le front froid passe sur le Chergui et provoque des soulèvements sur l'Aurès. De Tarfaya à l'Aurès s'opère donc une prise en charge de poussières par balayage du Maghreb par ce front froid de la dépression du Golfe de Gascogne. Le front, stationnaire sur la Normandie, a pivoté sur l'Afrique du Nord et alimente Paris en poussières.

— le 10 XI, le front froid est orienté Nord-Sud de l'Aurès à Paris.

— le 11 XI, une dépression sur les Baléares provoque une aspiration de poussières sur la Libye mais elle est en cours d'occlusion. Les poussières continuant à tomber sur Paris ont été soulevées précédemment sur le Maghreb.

— le 12 et le 13 XI, il ne se passe plus rien sur l'Afrique.

*Bilan* : En conclusion, une première dépression, formée le 7 Novembre sur le Nord du Portugal, commence à aspirer la poussière soulevée dès le 5. Son déplacement vers la Mer d'Irlande permet l'aspiration jusqu'à Paris, le long du front froid balayant le Maghreb. Ce front est occlu le 11, la zone-source est tarie et la traîne de poussières arrive encore à Paris pendant quelques jours. Le 13, une nouvelle dépression se forme sur l'Ibérie, mais trop basse en latitude pour provoquer une nouvelle aspiration vers Paris; son front déjà en altitude ne provoque pas de soulèvement sur l'Afrique du Nord. Ce passage de la dépression sur le Maghreb est anormalement lent (du 7 au 11, soit 4 jours). En effet, pendant ce temps, une dorsale nord-sud de hautes pressions se maintient de Scandinavie à la Sicile, bloque son déplacement vers l'Est et provoque son occlusion spectaculaire les 11-12 sur la Tunisie orientale.

#### ***Le phénomène s'étendant à la totalité du Maghreb : Poitiers, 23 avril 1985 (Fig. 48)***

— le 16 IV, un petit anticyclone s'installe sur le Golfe de Cadix à l'arrière d'un front froid balayant la Libye où s'opèrent un soulèvement de poussières et une aspiration vers la Sicile et la Grèce. Autour de cette haute pression, des soulèvements se produisent au niveau de l'Aurès et il y a des poussières en suspension jusqu'au Hoggar et vers l'Ouest : soulèvement à Tarfaya et vent d'Est (Levante) chargé de poussières aux Canaries.

— le 17 IV, la dépression orientale se fixe sur l'Italie du Sud et aspire les poussières sur la Grèce; les poussières s'élèvent toujours sur le Hodna et sont transportées vers le SE. La néphanalyse montre une extension considérable de ces 2 zones de poussières plus une, non identifiée sur les BME, allant du Tchad à l'Egypte occidentale. On y voit aussi des brumes sèches du Hoggar à la Mauritanie et le Sud du Maroc, avec une aspiration vers une dépression à l'Ouest de la Péninsule ibérique (25°W-45°N). Sur Météosat, un lithométéore s'étend sur la côte de Mauritanie jusqu'à Safi (Maroc).

— le 18 IV, des poussières subsistent dans l'atmosphère des zones-sources libyennes et nigéro-sénégalaises tandis qu'une autre zone sur la Mauritanie (poussières en vol aux Canaries) émet un panache aspiré par la dépression 20°W-40°N. Il atteint le SW de l'Ibérie à 9 h 30TU.

— le 19 IV, les poussières en suspension continuent à partir vers l'Ouest depuis Dakar, suivies par la brume sèche. Le lithométéore s'est localisé sur l'Espagne et sa traîne s'élargit des Canaries à l'Aurès. Il se développe à l'avant d'un front froid longeant les côtes marocaines et portugaises.

— le 20 IV, le front froid s'est décalé vers l'Est sur le Maroc oriental renforcé par une petite dépression sur le Golfe de Cadix, d'où des tempêtes de sable sur le Sud-Marocain. Sur Météosat à 9 h 30TU, on repère la fin du panache précédent sur la Mer d'Alboran et vers Valence (Espagne).

— le 21 IV, le front froid marocain s'est décalé vers Annaba et s'est affaibli mais il y a sur Météosat une aspiration de poussière de Tunisie vers le Golfe du Lion. Un anticyclone se déplace vers le Sud sur l'Europe occidentale, bordé par un front froid traversant la Péninsule ibérique.

— le 22 IV, ce front atteint Gibraltar et la Gascogne; en avant, il y a des tempêtes de sable sur le Maroc et des poussières en suspension sur l'Algérie centrale.

— le 23 IV, ce front passe sur Poitiers à midi et provoque la chute des poussières.

*Bilan* : Les poussières ont donc été soulevées sur une grande partie du Sahara septentrional et leur transfert vers l'Europe s'explique par un effet d'aspiration en avant d'un vaste front froid.

## Un long soulèvement affectant aussi le Sahara central

### Le cas de Villefranche sur Mer : 3 juillet 1981 (Fig. 49)

— le 27 VI, un front froid parcourt le Maroc. On note sur les BME une tempête de sable sur le Tafilat et des poussières au-dessus des chotts Chergui et Melhir et sur Ouargla; les

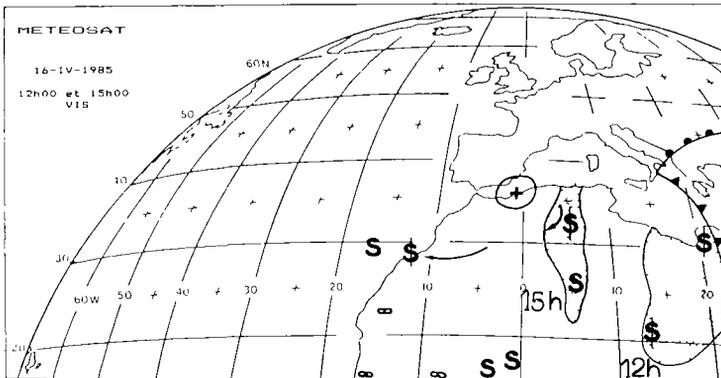


Figure 48. — La situation météorologique de la chute de poussières à Poitiers (23 avril 1985).

Hautes Plaines et le NE du Sahara sont couvertes. Une forte dépression sur le Nord-Hoggar provoque une violente tempête de sable.

— le 28 VI, la dépression remonte. A la rencontre du front froid, le lithométéore se généralise du Hoggar au Sud du Maroc et au Nord de la Tunisie. Une tempête de sable à l'Ouest de l'Aurès est en relation avec la dépression.

— le 29 et le 30 VI, la poussière soulevée reste dans l'atmosphère sur le NE du Sahara et l'Est du Maghreb.

— le 1<sup>er</sup> VII, une autre dépression, liée cette fois à la CIT, se forme à l'Ouest du Hoggar avec une nouvelle occurrence de poussières.

— le 2 VII, cette dépression s'amplifie avec une violente tempête de sable à sa bordure nord, dans le Sud-Oranais. La poussière survole l'Algérie orientale et des brumes sèches atteignent la côte vers Alger.

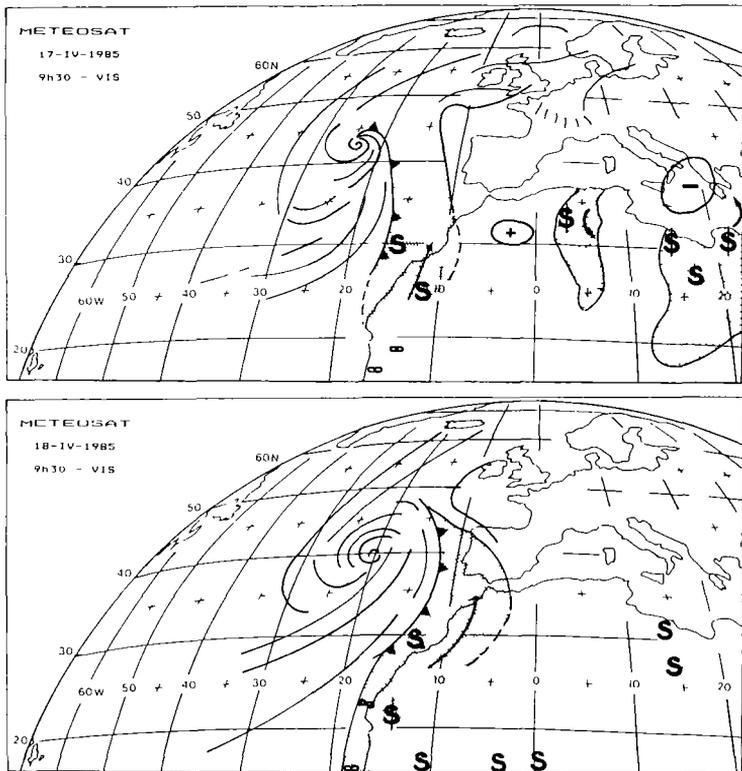


Figure 48. (suite)

— le 3 VII, le front froid situé sur le Golfe de Gascogne le 27 VI aborde la Méditerranée occidentale en se dédoublant. Ces deux fronts convergent sur le Golfe de Gênes et Villefranche sur Mer, en connection avec l'aspiration de poussières subsistant sur le SE algérien. Cette connection est confirmée par les néphanalyses de NOAA 6 entre 17 et 21 h 00TU le 2 VII : une grande bande nuageuse relie l'Algérie centrale à la Provence. Le 3, entre 7 et 9 h 00TU, elle passe exactement sur Villefranche où a lieu la chute de poussières.

*Bilan* : Les poussières tombées sur Villefranche proviennent donc en grande partie du centre-nord du Sahara.

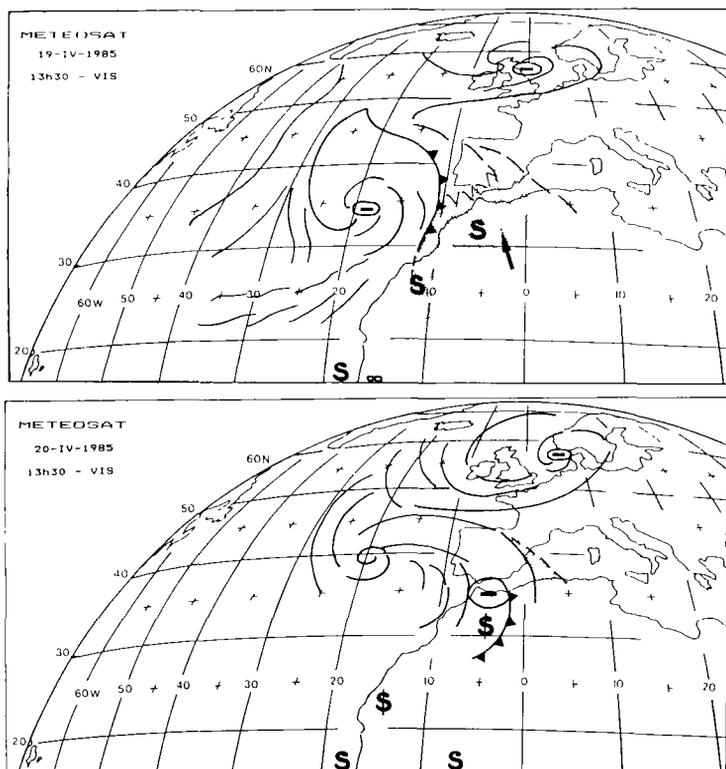


Figure 48. (suite)

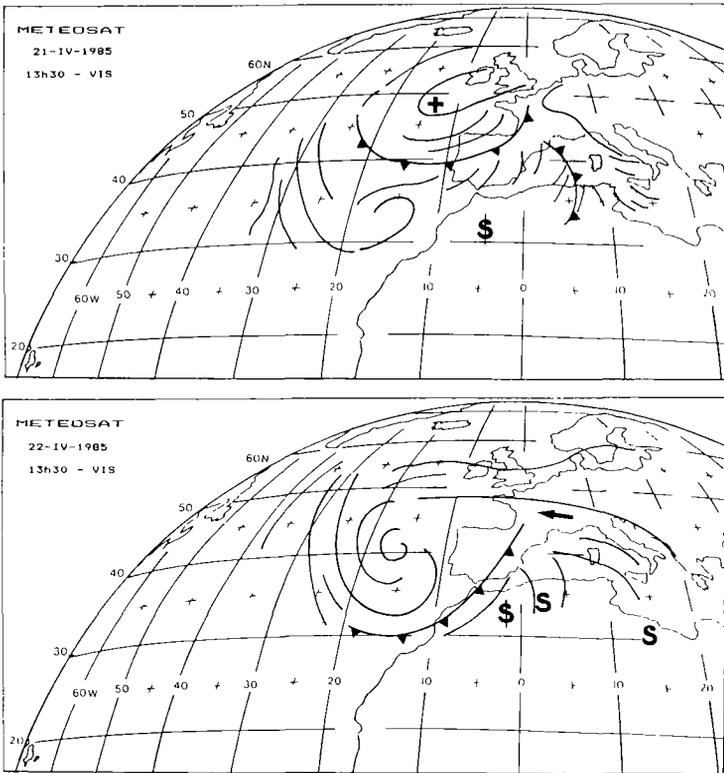


Figure 48. (suite)

## Les descentes d'air polaire

### Un cas de soulèvement très localisé

**Annaba : 18 avril 1987**

— le 15 et le 16 IV, une zone de hautes pressions sur la Manche (1035 hPa) envoie une langue d'air froid sur l'Algérie centrale et le Nord du Sahara. Aucun soulèvement de sable n'est signalé.

— le 17 IV, cet air froid crée une cellule de hautes pressions allant de l'Angleterre à la Méditerranée occidentale.

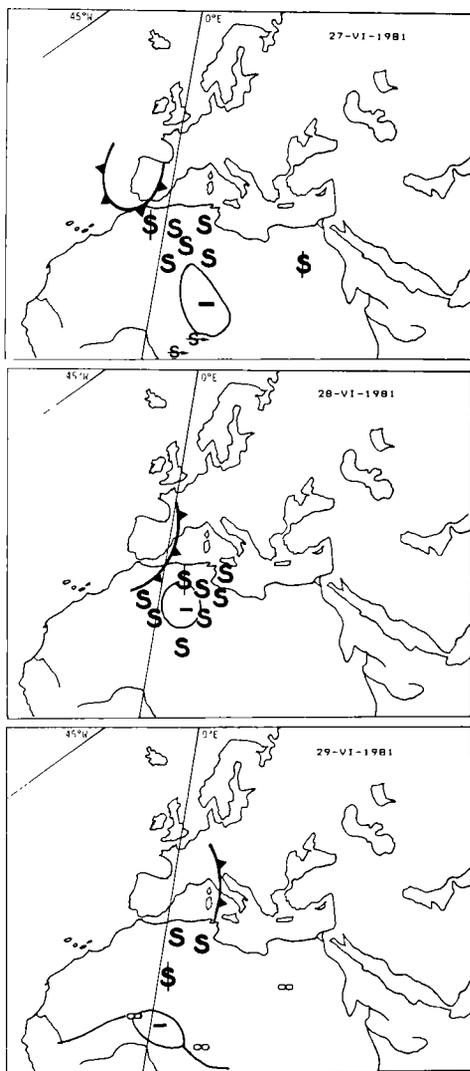


Figure 49. – La situation météorologique de la chute de poussières à Villefranche sur Mer (27 juin-3 juillet 1981).

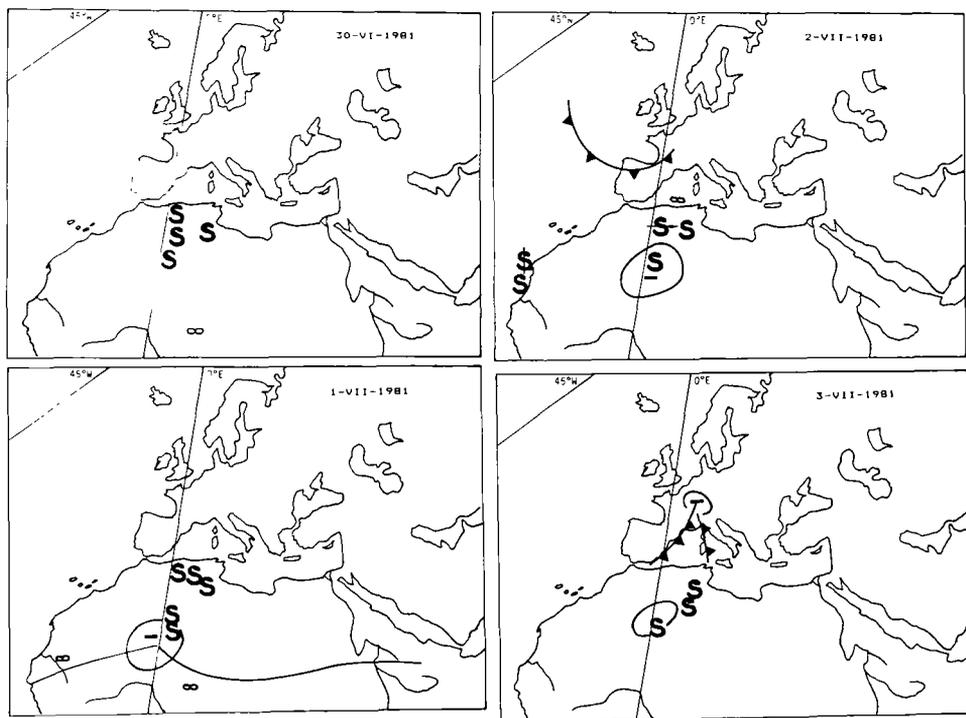


Figure 49 (suite)

— le 18 IV, cette cellule anticyclonique se réduit à la Méditerranée occidentale, l'Italie et l'Est du Maghreb.

*Bilan* : Dans ce contexte général, aucun des documents consultés ne signale de poussières en Maghreb central et oriental. Or, il y a pourtant eu chute de poussières à Annaba... On en conclut que l'origine des poussières est régionalement très proche (par exemple, les hautes plaines constantinoises), sans doute sous l'effet de vents locaux assez indépendants de la situation météorologique générale.

### Un cas de départ vers le Sud

*El Abiodh Sidi Cheikh* : avril 1986 (Fig. 50)

— le 3 IV, des vents de poussière de secteur NNE, signalés sur le piémont saharien du Maroc à l'Aurès, sont fonction d'un anticyclone installé sur l'Ouest du Maroc après le passage d'une dépression en Méditerranée occidentale.

El Abiodh Sidi Cheikh  
(3-8 Avril 1986)

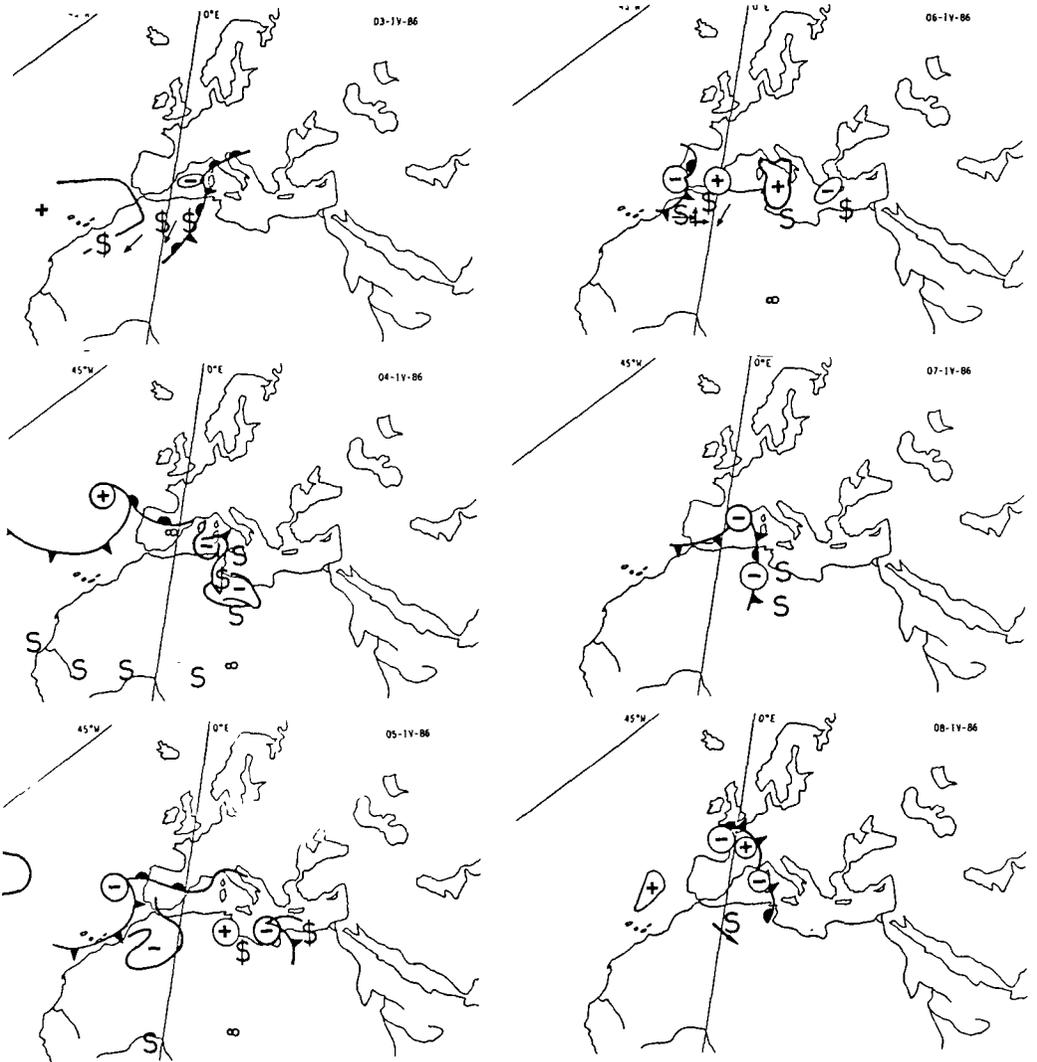


Figure 50. - La situation météorologique des vents de sable à El Abiodh Sidi Cheikh (3-8 avril 1986).

— le 4 IV, un chapelet de dépressions s'égrène du proche Atlantique à la Libye, trop basses en latitude pour aspirer de l'air vers l'Europe. Des tempêtes de sable sont signalées sur les chotts tunisiens et des poussières en vol sur la Libye et la Sicile.

— le 5 IV, les basses pressions sont toujours basses en latitude sur les confins algéro-marocains et la Cyrénaïque et des soulèvements notés sur la côte libyenne et égyptienne.

— le 6 IV, les dépressions restent stationnaires sur l'Ouest du Maroc et au Nord de la Cyrénaïque, d'où la formation d'une aire anticyclonique en Méditerranée occidentale. Un deuxième départ de poussières a lieu d'Aïn Sefra par vent de Nord.

— le 7 IV, la dépression de l'Ouest du Maroc est passée en Méditerranée occidentale; son front occlu est précédé de poussières en suspension.

— le 8 IV, à l'arrière de cette dépression s'établit un petit anticyclone à l'Ouest du Portugal; en conséquence apparaissent de nouvelles poussières autour d'Aïn Sefra par vents de NW.

*Bilan* : Les déplacements de poussières liés aux vents de Nord et de NW, au Nord du Grand Erg Occidental, s'expliquent par de petites cellules anticycloniques localisées en Méditerranée occidentale, à la faveur d'interruptions momentanées de la circulation d'Ouest.

### Un cas de départ vers le Sud-Est

#### *Le Tanezrouft : 10 décembre 1980 (Fig. 51).*

— le 9 XII, un anticyclone centré sur la France du Nord envoie de l'air froid en Méditerranée occidentale, causant de forts vents de sable Est-Ouest au Sud du Tanezrouft. Une petite dépression au sol se situe au Sud du Souss.

— le 10 XII, cet anticyclone stationne sur le Sud de la France et les poussières sont soulevées par des tempêtes généralisées du SE du Maroc à l'Ouest du Hoggar et au Nord des Iforas. La dépression du jour précédent est devenue une large dépression d'altitude sur le Maroc et le Nord-Mauritanien. Elle a contribué à aspirer les poussières soulevées par vent d'Est.

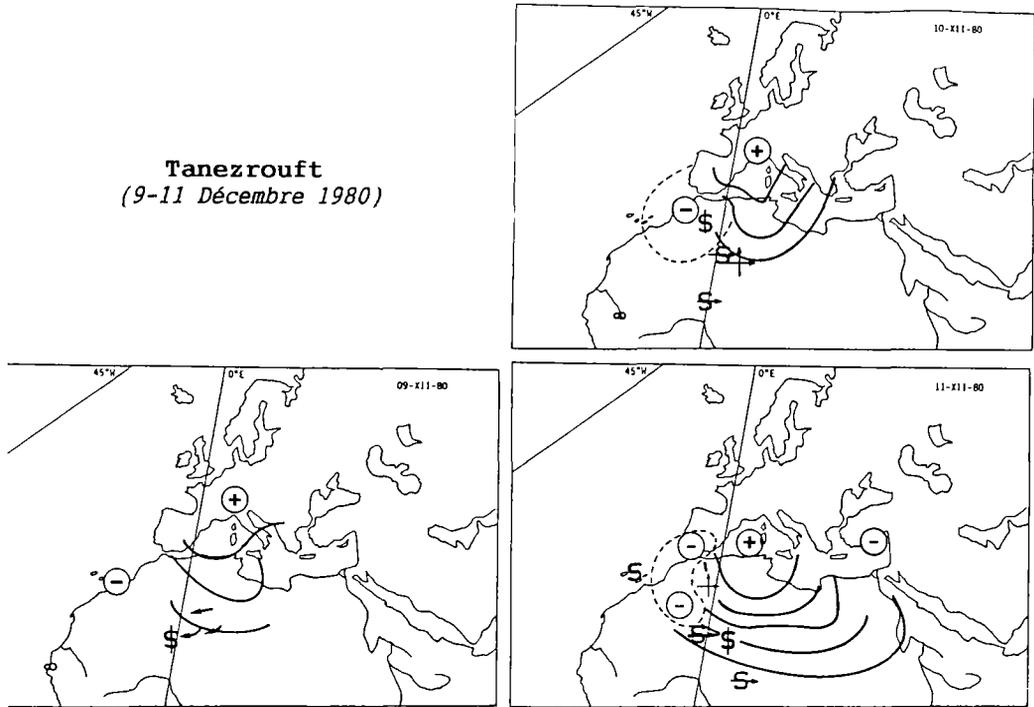
— le 11 XII, l'anticyclone est centré sur la Méditerranée occidentale. L'air froid s'étale largement sur l'Est du Maghreb, le Sahara central et la Libye, d'où de très violentes tempêtes de sable sur le Tanezrouft (l'échantillon est prélevé près de Bidon V), le Hoggar et l'Aïr, toujours en bordure de l'air polaire. L'exportation de poussières par vent d'Est est confirmée par leur existence dans l'atmosphère des Canaries (12 h 00TU à 850 hPa) et sur les Canaries et Madère le lendemain à 12 h 00TU.

### Un cas de départ vers le Sud-Ouest

#### *El Abiodh Sidi Cheikh : mars-avril 1985 (Fig. 52)*

— le 20 III, un soulèvement de poussières a lieu à Aïn Sefra, à l'Ouest du Chott Melrhir et sur les chotts tunisiens après le passage d'une dépression centrée sur la Sardaigne. Les poussières se soulèvent par des vents de Nord en bordure d'un anticyclone sur le proche Atlantique.

**Tanezrouft**  
(9-11 Décembre 1980)



**Figure 51.** – La situation météorologique de la tempête désertique sur le Tanezrouft (9-11 décembre 1980).

— le 21 III, la tempête de sable se poursuit dans les mêmes secteurs, s'étendant à la Libye et en partie à l'Egypte, en liaison avec le passage bas en latitude de 2 dépressions sur la Méditerranée. Les vents de Nord à Aïn Sefra s'expliquent toujours par l'anticyclone du proche Atlantique.

— le 22 III, les dépressions s'éloignent sur la Méditerranée orientale. On note la poussière sur la Libye, la Cyrénaïque et des tempêtes de sable sur le Nil. L'anticyclone s'est écarté vers l'Ouest et la situation est calme sur le Maghreb.

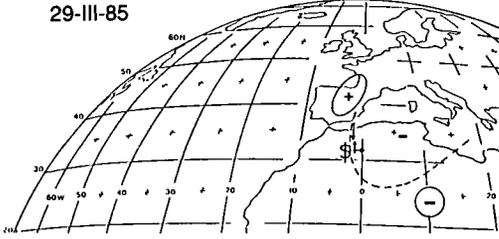
— le 23 III, il n'y a rien sur le Maghreb mais des tempêtes de sable existent sur l'Egypte.

— le 24 III, un anticyclone s'installe au Sud de la Cyrénaïque et repousse ces poussières au NW (Tademait et région d'Aïn Sefra) avec vents de Sud.

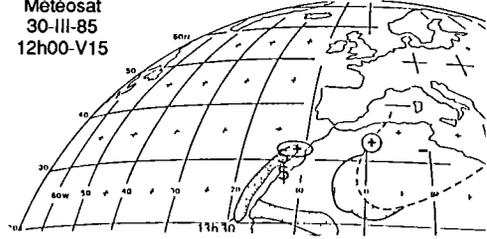
— le 25 III, l'anticyclone a glissé vers l'Est et une dépression apparaît aux confins tuniso-libyens. Un nouvel anticyclone s'établit au large du Maroc et de la Mauritanie engendrant une nouvelle tempête de sable par vent de Nord à Aïn Sefra (0h00TU). A 12 h 00TU, le soulèvement de sable s'est déplacé vers le Chott Melrhir.

— le 26 III à 0 h 00TU, il y a des tempêtes de sable au NE du Hoggar et en Cyrénaïque en liaison avec la dépression du Golfe des Syrtes. L'anticyclone se dédouble sur le proche

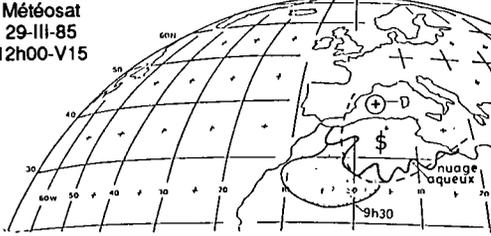
BME-00hTU  
29-III-85



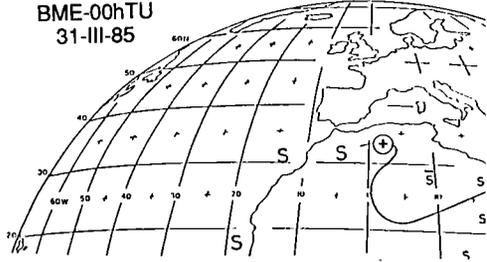
Météosat  
30-III-85  
12h00-V15



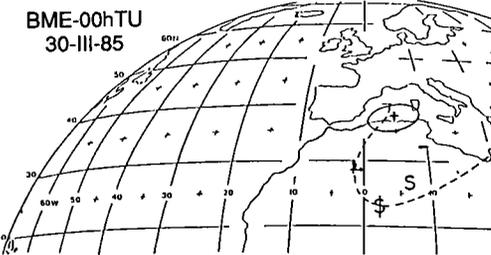
Météosat  
29-III-85  
12h00-V15



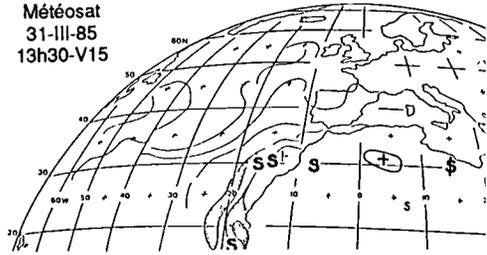
BME-00hTU  
31-III-85



BME-00hTU  
30-III-85



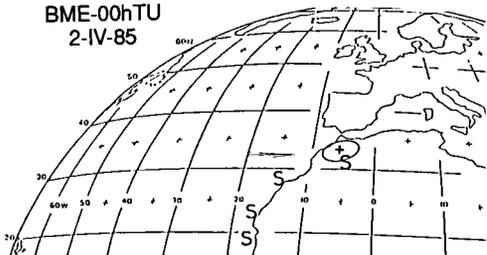
Météosat  
31-III-85  
13h30-V15



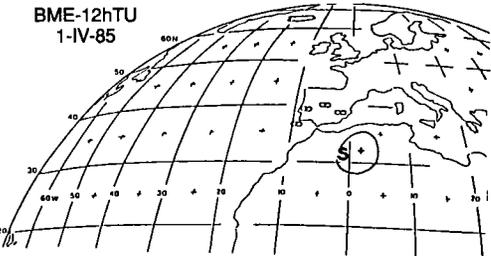
Météosat  
01-IV-85  
00h00-V15



BME-00hTU  
2-IV-85



BME-12hTU  
1-IV-85



Météosat  
02-IV-85  
9h30-V15



Atlantique. A 12 h 00TU, il s'est déplacé sur le Maghreb central et les soulèvements de sable continuent au Nord de la Libye et la Cyrénaïque.

— le 27 III à 0 h 00TU et 12 h 00TU, l'anticyclone stagne sur l'Afrique du Nord par temps calme. Une tempête de sable sur l'Égypte résulte de la dépression. Une goutte d'air froid se dirige des hautes pressions du Groënland vers les Iles Britanniques, progresse à 12 h 00TU sur la France selon 2 fronts froids. Avec les vents de Nord, il neige sur la France.

— le 28 III à 0 h 00TU, le front froid pénètre en Méditerranée occidentale et en Ibérie avec des vents de secteur Nord. Lors de l'avance du front froid, les hautes pressions ont disparu sur l'Afrique du Nord. A 12 h 00TU, elle est atteinte par la descente d'air froid. Le centre des hautes pressions se situe sur le Golfe de Gascogne. Les vents soufflent de Nord à Aïn Sefra.

— le 29 III à 0 h 00TU, l'anticyclone descend sur l'Espagne. On note un soulèvement de poussière à Aïn Sefra par un vent de Nord de 20 noeuds. A In Salah, il atteint 10 noeuds avec brume sèche. A l'avant de cette situation anticyclonique, une dépression saharienne se forme en Libye du Sud. A 12 h 00TU, il y a tempête de sable à l'Ouest du Chott Melrhir en relation avec les hautes pressions au Sud des Baléares. Ces dernières provoquent le soulèvement du sable, tandis que la dépression d'altitude favorise l'aspiration et la formation de nuages. La dépression d'altitude correspond sur Météosat à la limite sud des nuages aqueux.

— le 30 III à 0 h 00TU, les hautes pressions abordent le Nord du Maghreb et la dépression d'altitude aspire des poussières depuis des tempêtes de sable du Sud-Hoggar (Tamanrasset). Pendant ce temps, le lithométéore progresse vers le Sud-Ouest. A 12 h 00TU, il tourne au Sud autour de 2 cellules anticycloniques à l'Ouest et au centre du Maghreb (Laghouat) et atteint la côte ouest de l'Afrique à 13 h 00TU. Ce lithométéore se dirigeant vers l'Atlantique tropical et l'Amérique s'est donc trouvé attiré vers le Nord en contournant les hautes pressions par l'Ouest.

— le 31 III à 0 h 00TU, les hautes pressions se centrent sur la région de Laghouat et la dépression d'altitude s'est stabilisée. A basse altitude, des sables sont signalés à l'avant du lithométéore (Sud-Marocain, Canaries, vers Dakar). A 12 h 00TU, les hautes pressions restent

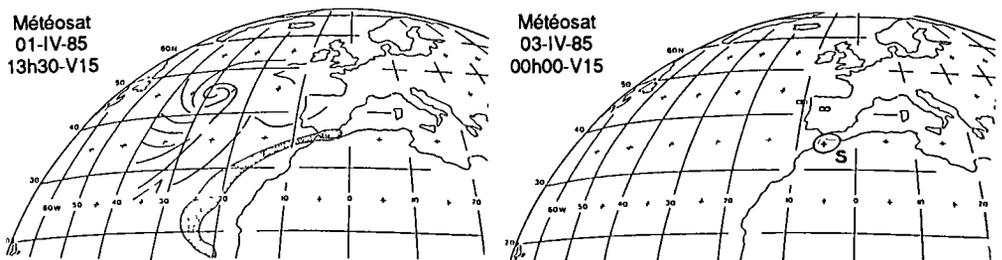


Figure 52. — La situation météorologique des vents de sable du 29 mars au 4 avril 1985 à El Abiodh Sidi Cheikh.

fixes. Le lithométéore s'écarte de la côte africaine; des poussières s'observent en altitude de l'Anti-Atlas et des Canaries à Dakar, devancées par la brume sèche.

— le 1<sup>er</sup> IV à 0 h 00TU, l'anticyclone s'étend sur le Maghreb et le Nord Sahara, bordé au SE par un lithométéore allant du Sahara oriental au Sud-Hoggar (Météosat). Au contraire, l'autre lithométéore s'échappe de plus en plus vers l'Ouest et son extrémité nord-est pénètre en Méditerranée. A 12 h 00TU, il est annoncé par des brumes sèches au Sud et au centre de l'Ibérie. Ces brumes semblent aspirées par une dépression se formant en Mer d'Irlande.

— le 2 IV à 0 h 00TU, la situation est identique, les hautes pressions se déplacent vers le Maroc, renforçant leur action sur la poussière au sol. A 09h30TU et 12 h 00TU, elles remontent sur la Péninsule ibérique. Le lithométéore dépasse Annaba à l'Est. La poussière reste en suspension du Sud du Sénégal à l'Est algérien, faute de pluie pour la rabattre.

— le 3 IV à 0 h 00TU, la situation est la même. Les hautes pressions se déplacent vers le centre de la France selon une dorsale SW-NE bloquant le déplacement d'un cyclone sur l'Atlantique central. Cette dorsale est doublée en altitude par une dorsale à 500hPa de Tanger au Sud-Ouest de l'Irlande. La poussière se maintient dans cet air stable. A 12 h 00TU, les hautes pressions abandonnent le Maroc et l'Espagne et se décalent vers l'Europe centrale. La dépression avance alors sur la Péninsule ibérique et la France, alors qu'une brume sèche généralisée recouvre la Péninsule ibérique.

— le 4 IV à 0 h 00TU, la dépression au NW de l'Irlande progresse vers l'Est; son front chaud aborde la Bretagne tandis que des brumes sèches remontent dans l'air chaud, du Nord du Maroc à Madrid. A 12 h 00TU, le front chaud nord-sud passe par le Sud-Ouest anglais, Nantes et Bordeaux et les brumes sèches sont sur l'Espagne centrale.

— le 5 IV à 00 h 00TU, le front chaud est sur Paris où il stationne encore à 12 h 00TU.

*Bilan* : Cette longue séquence révèle l'extraordinaire complexité que peuvent avoir des soulèvements et déplacements de poussière dans la moitié nord du Sahara, fonction des multiples centres d'actions atmosphériques et de dynamiques débordant largement sur la circulation d'Ouest des latitudes moyennes. Dans ce contexte général, les vents de sable soufflent le plus fréquemment à El Abiodh Sidi Cheikh de secteur Nord en liaison avec des situations anticycloniques centrées au Nord de l'Atlantique tropical ou des gouttes d'air froid interrompant la circulation d'Ouest.

## Les arrivées sur l'Europe via l'Atlantique

### Un cas simple

*Lisbonne-Madrid : 20 février 1985 (Fig. 53)*

— le 15 II, à l'Est d'un anticyclone couvrant Maghreb et Sahara central, une descente d'air froid sur l'Égypte provoque des aspirations de poussières de la Mer Rouge au Mali; des tempêtes de sable se localisent aussi à l'Est de la boucle du Niger.

Lisbonne/Madrid  
(15-20 Février 1985)

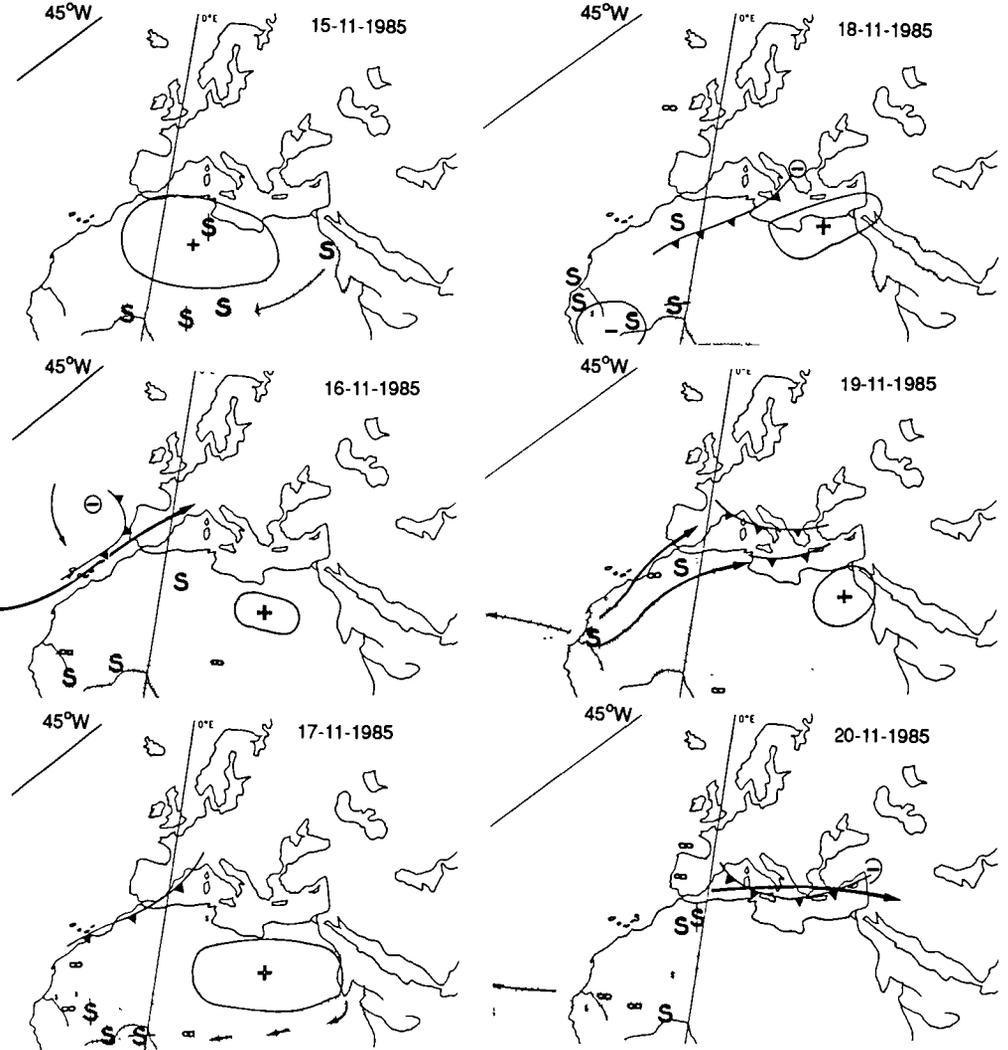


Figure 53. - La situation météorologique de la chute de poussières sur Lisbonne et Madrid (20 février 1985).

— le 16 II, l'anticyclone se restreint, se déplaçant vers l'Est; le lithométéore couvre le Sahel du Nil au Sénégal. Un violent *Jet* de SW longe les côtes africaines.

— le 17 II, l'anticyclone se renforce sur la Libye et l'Égypte, comme le lithométéore sur sa bordure sud; il est très net sur Météosat (IR) à 12 h 00TU, continu de la Mer Rouge au Mali.

— le 18 II, l'anticyclone s'oriente à nouveau au Nord et s'affaiblit; le lithométéore est toujours présent, accompagné depuis le 17 de tempêtes de sable sur le Nord-Mali et l'Est de la Mauritanie, en relation avec l'apparition d'une dépression au sol sur ces régions. Sur Météosat (13 h 00TU, VIS), une large bande nuageuse relie cette dépression, vers la Baie des Léviérs, à un front froid traversant le Maghreb du SW au NE vers une dépression sur l'Adriatique. D'après les images IR à 12 h 00TU, les poussières étaient encore abondantes sur le Sahel.

— le 19 II, une très forte expulsion traverse l'Atlantique de Mauritanie à la Guyane et 2 jets se matérialisent sur Météosat (15 h 00TU, VIS) par 2 bandes nuageuses SW-NE; la plus septentrionale arrive sur la Péninsule ibérique.

— le 20 II, le BME signale en surface des brumes sèches sur la Péninsule ibérique tandis qu'un *Jet* unique (néphanalyse) adopte une trajectoire méditerranéenne Ouest-Est. Les poussières sont recueillies simultanément à Lisbonne et Madrid. A Lisbonne, après une journée nuageuse et un ciel bas, une courte averse de faible intensité couvre la ville de boue vers 18 heures (comm. écrite, D. de Brum Ferreira). Malgré ce *Jet* exportant les poussières vers l'Est, des brumes sèches sont encore signalées à Lisbonne, Madrid et Barcelone le 22 II.

*Bilan* : Les poussières prélevées en Péninsule ibérique se sont échappées de l'expulsion vers l'Atlantique tropical, prises en charge par un *Jet* de SW. Elles proviennent d'un large domaine est-ouest du Sahara méridional.

## Des cas complexes

### *Caen* : 17 août 1987 (Fig. 54)

— le 11 VIII, en bordure d'une vaste zone de basses pressions au sol sur le Hoggar, des tempêtes de sable apparaissent sur la boucle du Niger par vents d'Ouest. En altitude, il y a des poussières sur l'Adrar des Iforas, Gao et Taoudeni.

— le 12 VIII, la dépression s'est déplacée au Nord, à la bordure nord-ouest du Hoggar. Des poussières en suspension sont signalées dans la boucle du Niger et aux confins Mali-Sénégal, et de la brume sèche sur la Casamance. A 500hPa, de nombreuses poussières s'étendent du Tchad vers l'océan (Iles du Cap Vert), entraînées vers l'Ouest par un anticyclone d'altitude dilaté au Sahara central, oriental et Maghreb.

— le 13 VIII, la dépression ayant entraîné vers le Nord un panache de sable dans le Sud-Oranais disparaît. En altitude, à 500hPa, une dépression marquée s'installe sur le Golfe de Cadix.

— le 14 VIII, le lithométéore est signalé dans le Sud-Oranais, avec des brumes sèches vers Marrakech et Barcelone en nuage allongé traversant la Mer d'Alboran à la longitude

Caen  
(11-17 Août 1987)

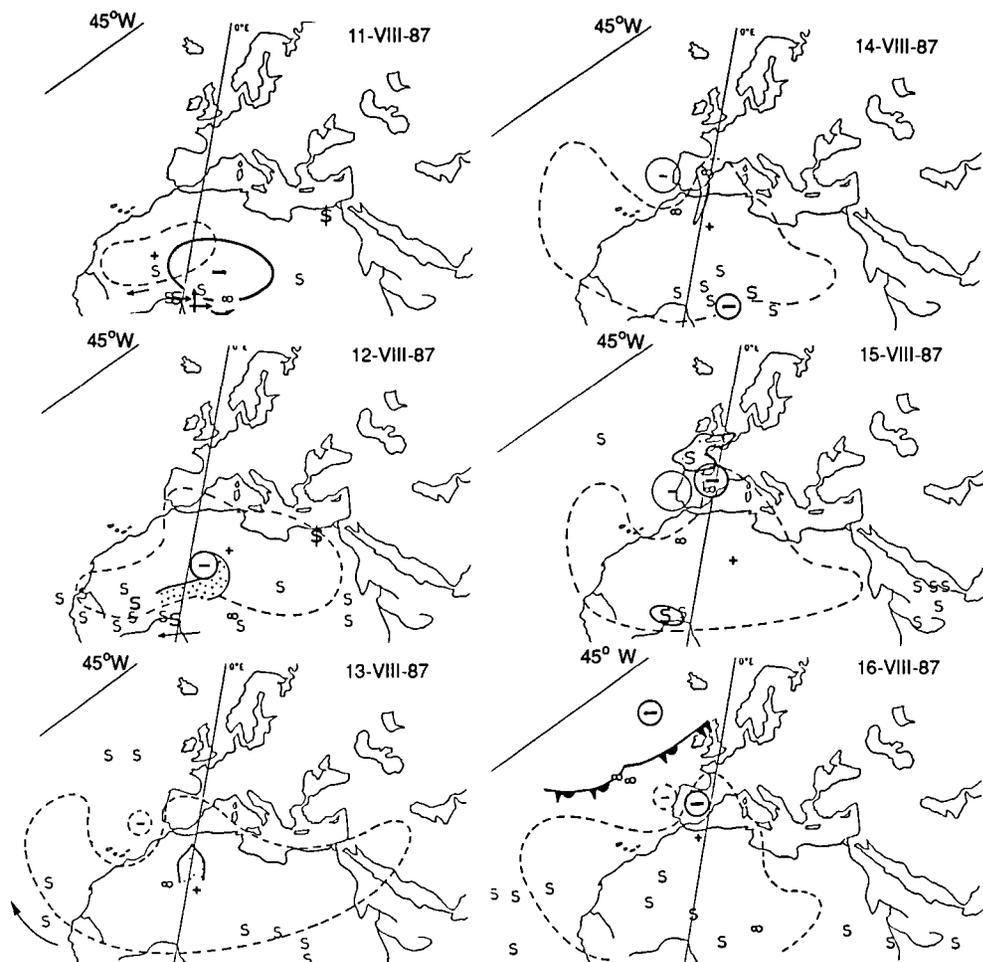


Figure 54. – La situation météorologique de la chute de poussières sur Caen (17 août 1987).

d'Oran (Météosat). Il semble s'enrouler désormais autour de la dépression d'altitude à 500 et 200hPa stationnant toujours à l'Ouest de Gibraltar.

— le 15 VIII, les basses pressions d'altitude ont progressé vers le Portugal et sont doublées au sol par une dépression marquée sur l'extrême NE de l'Espagne et les Pyrénées. Les pous-

sières ayant perdu de l'altitude du 14 au 15 s'organisent autour de ces basses pressions d'après les brumes sèches sur Barcelone et la Galice et un panache (Météosat) s'étendant du Golfe de Gascogne à la Manche. Comme aucune situation frontale n'est apparue, les poussières stationnent sur la Péninsule ibérique et l'Ouest de l'Europe.

— le 16 VIII, alors que la poussière semble se dissiper sur le Golfe de Gascogne, survient une arrivée de poussières aspirées dans le front chaud d'une dépression occluse au sol mais nette sur l'Atlantique central.

— le 17 VIII, toutes ces poussières restées longtemps dans l'atmosphère sont rabattues au sol dans la nuit du 16 au 17 par le passage sur la France du front occlu de cette dépression qui atteint les Vosges vers 12 h 00TU.

*Bilan* : Les poussières tombées sur Caen sont originaires de la boucle du Niger. Elles sont arrivées soit directement par le Sud-Oranais via l'Espagne autour de petites cellules de basses pressions, soit en contournant un anticyclone d'altitude resté stable sur le Sahara.

### **Canaries : avril 1984**

Certains aspects de l'évolution de cette période ont déjà été évoqués quand ils éclairaient l'étude intégrée des prélèvements de poussières à Fuerteventura. L'étude détaillée de la situation météorologique confirme cette analyse en la replaçant dans un contexte atmosphérique plus vaste.

#### *La phase de préparation des aérosols : 6-12 avril (Fig. 55-A)*

- *la confirmation de l'origine soussie :*

— le lithométéore observé le 6 IV (Météosat) se relie aux basses pressions (950 hPa) du Maroc central surmontées de hautes pressions (850-100 hPa) d'où son faible développement en altitude et son transport vers l'Ouest, autour des hautes pressions (850 hPa) au large de l'Ibérie.

— le 7 IV, à Agadir à 950-850 hPa, les vents soufflent d'Est avec un panache visible sur les Canaries, mais sans chute de poussières.

- *une contribution d'origine sahélienne :*

— le 5 IV à 00 h 00TU, une forte expulsion de poussières à haute altitude a lieu du delta intérieur du Niger vers l'Atlantique tropical où de hautes pressions la canalisent vers l'Ouest.

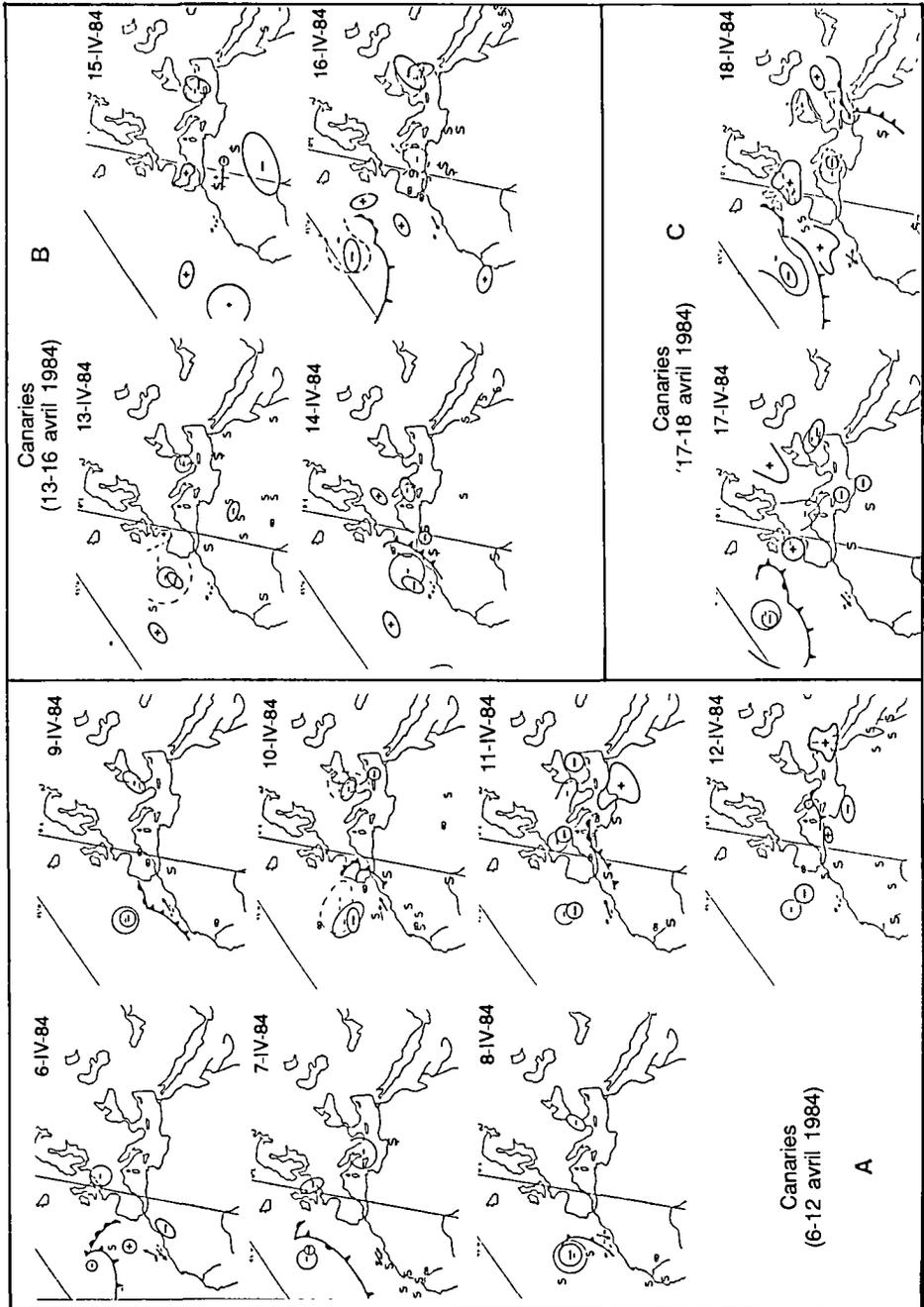
— le 6 IV, une dépression est centrée 30°W-40°N, mais il subsiste un petit anticyclone au large de Lisbonne. Ce changement des centres de pression a attiré la queue du lithométéore sahélien vers le Nord avec un nuage considérable de poussières à 850hPa sur l'Atlantique à l'Ouest de 30°W et jusqu'à 40°N (dont l'Ouest et le Nord ibériques et le Sud du Golfe de Gascogne).

— le 7 IV, des poussières au large de la Mauritanie sont aspirées vers le NE à 500 hPa vers les basses pressions du Proche Atlantique et s'y incorporent à celles venues du Souss.

- *l'évolution après le 7 IV :*

— le 8 IV, une très grosse dépression (950-850hPa) à l'Ouest de la Péninsule ibérique attire des poussières, bien visibles à 850hPa sur l'Atlantique et les Iles du Cap Vert.

— le 9 IV, cette dépression est sensible à 950, 850 et 500 hPa. Le mélange des aérosols se poursuit. Aucune pluie n'est signalée, sauf sur un vague front occlu à l'Ouest du Portugal.



- le 10 IV, la situation se maintient; de nouvelles poussières sont signalées sur l'Atlantique (0-10°N) et le Sud-Mauritanien.
- le 11 IV, l'état est stationnaire. Les poussières du 10 Avril à 500 hPa de Mauritanie sont remontées vers le Nord à 850 hPa à la latitude des Canaries occidentales.
- le 12 IV, la situation est identique avec une dépression sur le Proche Atlantique sans front défini et sans pluie, mais avec mélange des poussières antérieures. Elles sont bien signalées à 850 hPa entre 30-40°N jusqu'au voisinage de Madère et à 500 hPa au large du Maroc Atlantique.

*La période «océanique» du 13 au 16 avril (Fig. 55-B)*

- *le 13 et le 14 IV, les aérosols sahariens sont collectés à Fuerteventura après leur détour sur l'Océan.*
- le 13 IV, la dépression à 950 et 500 hPa se maintient, mais un anticyclone de surface (950 hPa) et d'altitude (500 hPa) s'approche par l'Ouest sur l'Atlantique en se renforçant. De très fins aérosols s'étaient sur l'Atlantique équatorial (0-10°N) depuis le Sénégal, sans doute du fait du renforcement anticyclonique.
- le 14 IV, la dépression progresse sur l'Ouest de l'Ibérie et du Maroc, chassée par l'accroissement des hautes pressions sur l'Atlantique (950 et 500 hPa). Se heurtant à un anticyclone de direction méridienne, elle s'occlut.

- *le «background» océanique*

- le 15 IV, les hautes pressions règnent sur l'Atlantique (950 et 500 hPa) et sur l'Espagne (950 hPa) alors que le Sahara devient zone de basses pressions à 950 hPa. Au sol, les vents soufflent de NE à Fuerteventura. Il n'y a plus de poussières dans l'atmosphère. Une tempête de sable avec soulèvement au SE du Maroc et vers la Saoura est peut-être une source d'aérosols à 0 h 00TU, mais à 12 h 00TU les vents sont de Nord.
- le 16 IV, les hautes pressions remontent vers le Golfe de Gascogne et l'Irlande; elles se fragmentent à l'arrivée d'une nouvelle dépression. Les vents sont de NE sur les Canaries.

*La seconde arrivée de poussières (Fig. 55-C)*

- le 17 IV, la dépression du NW de l'Irlande se renforce avec un front froid entre 20-30°W. A 0 h 00TU et 12 h 00TU, les vents au sol à Fuerteventura soufflent de NE. Aucun soulèvement de poussières ne s'observe au Sahara.
- le 18 IV, le front reste stationnaire et la dépression passe sur l'Ecosse. Au contraire, une dorsale anticyclonique peu marquée (950 hPa) relie l'Ibérie aux Canaries. Il y a des vents de NE à 500 et 950 hPa, mais aucun soulèvement sur le Sahara.

*Bilan* : D'après cette étude, des poussières méridionales sont d'abord venues enrichir celles du lithométéore du Souss. Leur déplacement commun sur l'Atlantique s'est fait autour du centre dépressionnaire stable situé à l'Ouest de la Péninsule ibérique, en accord avec les indications des trajectographies. Par ailleurs, l'absence de soulèvement sur le Sahara pendant la seconde arrivée de poussières confirme bien sa provenance du piémont et des contreforts de l'Atlas.

---

**Figure 55.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries d'avril 1984.

## Les expulsions vers l'Atlantique

### Un crochet vers les Canaries

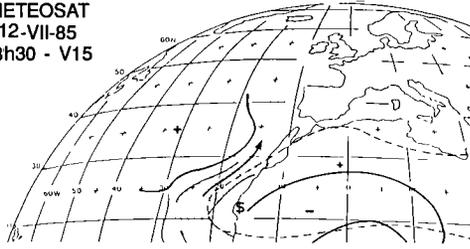
#### *Canaries : juillet 1985 (Fig. 56)*

- *jusqu'au 19 Juillet : blocage en altitude puis première chute de poussières d'origine sahélienne*
- le 11 VII, Météosat montre une bande de poussières est-ouest dans la zone sahélienne, du Tchad au Sud de la Mauritanie.
- le 12 VII, ces poussières décollées du sol sont prises en charge en altitude sur la bordure ouest d'un anticyclone à 500 hPa couvrant le Sahara. Un grand panache (Météosat) s'infléchit vers les Canaries.
- le 13 VII, la situation est identique, avec des poussières près du sol et la brume sèche proche de l'Atlantique. L'anticyclone d'altitude s'est élargi jusqu'à l'Ibérie et les poussières atteignent l'Algarve.
- le 14 VII, l'anticyclone d'altitude s'est étendu sur l'Atlantique oriental et la Méditerranée occidentale. Il bloque la remontée nord de poussières qui stagnent vers les Canaries.
- le 15 VII, l'anticyclone s'est rétracté au Sahara occidental; les poussières en altitude stationnent dans sa partie sud-ouest.
- le 16 VII, une grande dorsale anticyclonique va de l'Atlantique moyen à l'Ouest saharien interdisant toute remontée vers les Canaries. Des poussières progressent vers l'Ouest à 500hPa (entre 15-25°W) depuis une source située sur l'Air. Entre 9 h 30TU et 12 h 00TU, une bande de poussières s'étend du Hoggar au Sénégal (Météosat), tournant d'Est en Ouest autour de l'anticyclone d'altitude.
- le 17 VII, l'anticyclone s'est renforcé sur l'Atlantique bloquant toujours l'expulsion vers le Nord; une simple brume sèche traduit la stagnation de poussières en altitude.
- le 18 VII, une zone continue de hautes pressions d'altitude (500 hPa) couvre le Sahara et l'Atlantique subtropical.
- le 19 VII, cette bande se scinde en 2 anticyclones d'altitude. Au niveau du sol, les vents sur les Canaries restent de NE entre 2 centres d'action inchangés depuis le 11 : l'anticyclone sur l'Atlantique vers 40°W et la dépression sur le Sahara vers 20°N. Ces vents prennent en charge les poussières d'altitude précipitant par décantation et les rabattent au SW vers les Canaries (Météosat VIS).

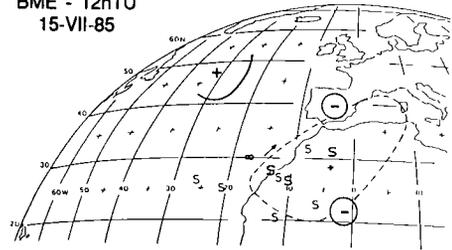
- *jusqu'au 23 Juillet : une autre chute de poussières méridionales*
- le 20 et le 21 VII, la situation est inchangée. L'anticyclone d'altitude se localise sur le Sahara central et occidental.
- le 22 VII, une descente d'air froid sur la Grèce provoque des soulèvements de poussières aspirées en altitude (500 hPa) sur la Libye, l'Égypte et le Tchad.
- le 23 VII, les anticyclones d'altitude s'étaient à nouveau sur l'Atlantique entre 20-30°W, le Sahara central et toute la Méditerranée. Des poussières existent à 500 hPa sur la Mauritanie

**Figure 56.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries du 12 au 30 juillet 1985.

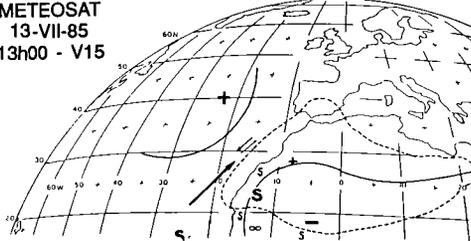
METEOSAT  
12-VII-85  
13h30 - V15



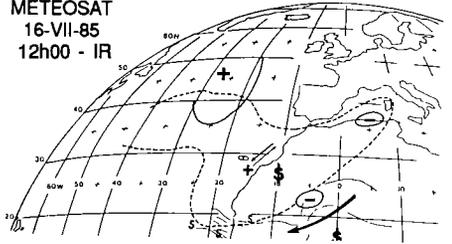
BME - 12hTU  
15-VII-85



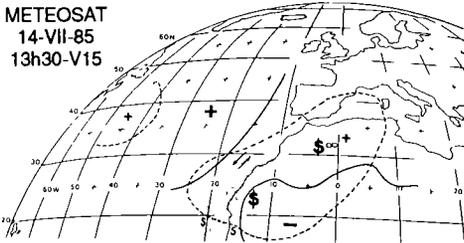
METEOSAT  
13-VII-85  
13h00 - V15



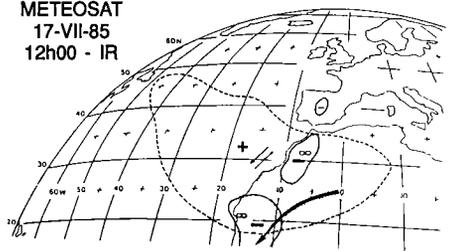
METEOSAT  
16-VII-85  
12h00 - IR



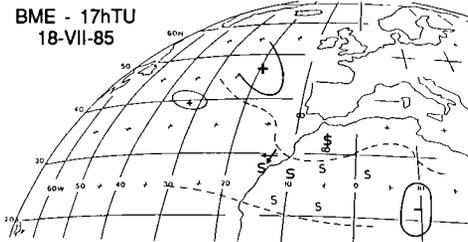
METEOSAT  
14-VII-85  
13h30-V15



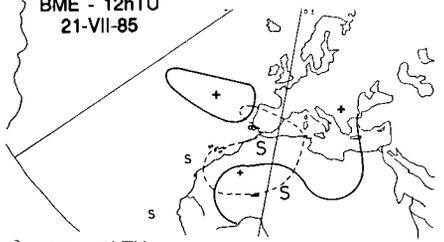
METEOSAT  
17-VII-85  
12h00 - IR



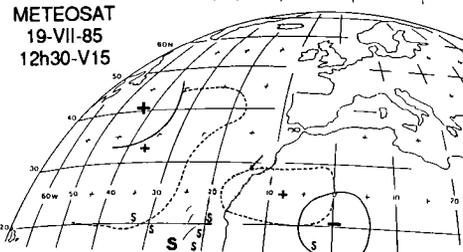
BME - 17hTU  
18-VII-85



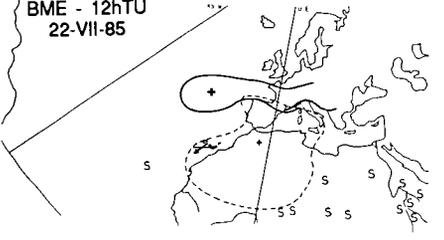
BME - 12hTU  
21-VII-85



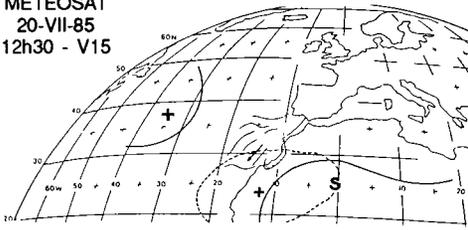
METEOSAT  
19-VII-85  
12h30-V15



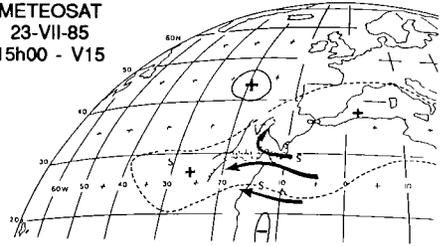
BME - 12hTU  
22-VII-85



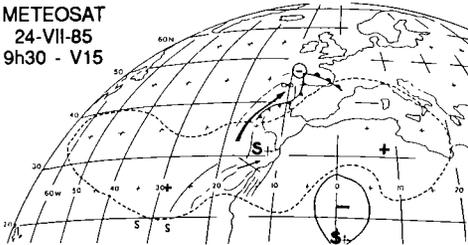
METEOSAT  
20-VII-85  
12h30 - V15



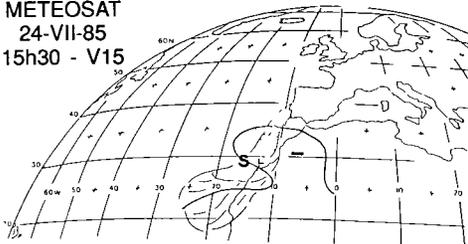
METEOSAT  
23-VII-85  
15h00 - V15



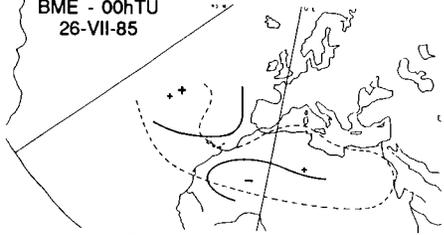
METEOSAT  
24-VII-85  
9h30 - V15



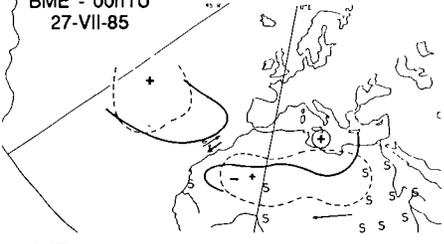
METEOSAT  
24-VII-85  
15h30 - V15



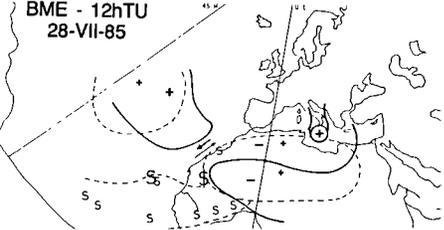
BME - 00hTU  
26-VII-85



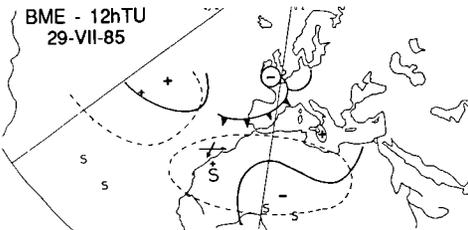
BME - 00hTU  
27-VII-85



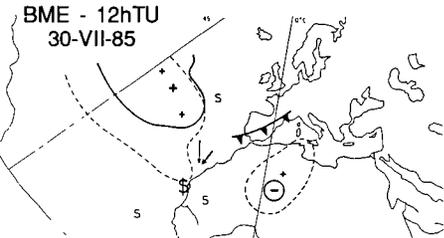
BME - 12hTU  
28-VII-85



BME - 12hTU  
29-VII-85



BME - 12hTU  
30-VII-85



centrale dans le prolongement de celles mobilisées la veille à l'Est et au Sud du Sahara. On constate une expulsion au niveau du 30°N sur les Canaries (Météosat), en liaison avec un *thalweg* existant entre les 2 noyaux anticycloniques. Ces poussières d'altitude tombent alors par gravité sur les Canaries.

• *les 24 et 25 juillet : l'épisode du Tafilalt*

— le 24 VII, l'anticyclone d'altitude s'étale au-delà de 60°W. Pourtant des poussières vues la veille sont aspirées dans les basses couches par une dépression au large de la Bretagne. Les vents au sol sur les Canaries sont de secteur Ouest le matin. Dans l'après-midi et la nuit du 24-25 arrivent les poussières du Tafilalt sur la bordure nord de la dépression de surface du NW Sahara.

• *jusqu'au 30 juillet : un nouvel épisode sahélien*

— le 25 et le 26 VII, la dépression de surface de l'Atlantique nord est descendue sur l'Espagne; l'air à 500 hPa est immobile.

— le 27 VII, l'anticyclone d'altitude s'est scindé en deux. Un anticyclone de surface s'installe sur le Golfe de Gabès entraînant un soulèvement généralisé de poussières sur le Sahara méridional et oriental.

— le 28 VII, ces poussières portées en altitude à 500 hPa ont progressé sur la face sud de l'anticyclone saharien vers l'Atlantique et précipitent sur les Canaries, reprenant les mêmes processus et trajectoire que le 23 juillet.

— le 29 et le 30 VII, la situation n'évolue pas et les chutes de poussières persistent sur les Canaries.

*Bilan* : 1) jusqu'au 19 juillet, des poussières d'origine sahélienne stationnent en altitude au-dessus des Canaries où leur chute s'est certainement déjà amorcée; le 19, les alizés les ramènent vers les Canaries; 2) le 23, des poussières d'origine sahélienne tombent sur les Canaries, conformément aux études faites sur les trajectographies et données minéralogiques; 3) des poussières transportées à faible altitude arrivent du Sud du Maroc les 24-25 juillet; 4) des poussières d'origine sahélienne précipitent à nouveau sur les Canaries, en accord avec les travaux antérieurs, du 28 au 30 juillet.

## Le départ vers l'Ouest

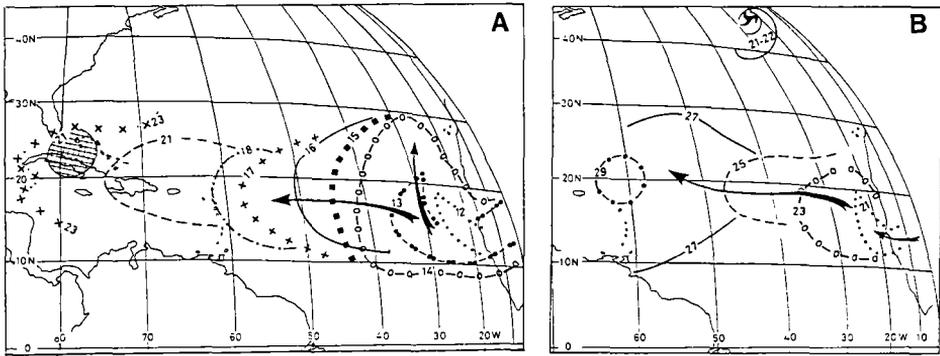
### *Une exportation lointaine : l'évolution du 12-30 juin 1979*

Ce cas de «voyage au long cours» de poussières a fait l'objet d'une recherche collective principalement appuyée sur la télédétection [1].

— le 12 VI, un lithométéore s'échappe du continent africain entre 15-20°N (*Fig. 57-A*). Cette migration s'accroît fortement le 13, à l'approche d'un tourbillon sur le 35°N au large de Gibraltar (Goes-E, 14 h 30TU).

— le 14 VI, le lithométéore est aspiré vers le Nord à l'avant d'une goutte froide polaire (Goes-E, 14 h 30TU).

— le 16 VI, une partie du lithométéore s'évacue vers l'Ouest, repris par les alizés. Il atteint les Caraïbes le 21 et s'y étale jusqu'au 23. Pendant ce temps, une nouvelle expulsion se dégage de la côte africaine, toujours entre 15-20°N (*Fig. 57-B*).



**Figure 57.** – Déplacement de lithométéores successifs sur l'Atlantique. A) du 12 au 23 juin 1979; B) du 21 au 26 juin 1979.

— le 22-VI, la présence d'un tourbillon à 45-30°W ne provoque aucune aspiration de poussières vers le Nord (Goes-E, 15 h 00TU). Les poussières sont entraînées les jours suivants dans le courant d'Est, situation plus normale pour la saison.

On peut donc suivre sur une période longue un lithométéore pendant son déplacement vers les Caraïbes, étant entendu que seuls des phénomènes de forte intensité initiale peuvent l'être avec netteté sur des milliers de kilomètres, même si la diffusion des nuages estompé progressivement leurs contours.

### L'année 1979 : un essai statistique

Cette étude est menée par l'analyse conjointe des images de Goes-E et Météosat I jusqu'au 23-XI-1979, puis de Goes-E seul jusqu'à la fin 79 [1]. Les expulsions de poussières vers l'Ouest à partir de la côte africaine sont très fréquentes : 160 jours d'expulsion, presque un jour sur deux, en 1979 !... Les fréquences mensuelles élevées (février, mai) coïncident avec des situations de forte turbulence atmosphérique. En revanche, les fréquences faibles (avril, octobre, surtout décembre) sont imputables aux conditions de relative stabilité.

Mois	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
Nombre	11	20	14	8	24	15	13	11	14	7	13	10	160 <sup>(*)</sup>

(\*) Environ 10 % des situations n'ont pas été analysées à cause de la couverture nuageuse ou de la qualité médiocre des images.

Pour 1979, on a dressé une carte de fréquence du passage des lithométéores au-dessus de l'Atlantique à l'Ouest des côtes africaines grâce aux données satellitaires (Fig. 58). Pour quelques séquences limitées (4 % du total annuel), tous les secteurs du carroyage de la carte ont été concernés simultanément par une expulsion. Ces expulsions généralisées se manifestaient

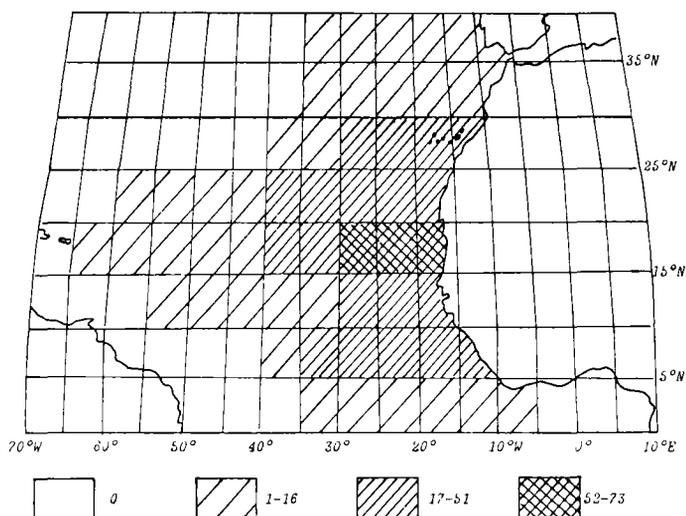


Figure 58. – Fréquence des lithométéores au large de l'Afrique occidentale en 1979 d'après Goes-Est et Météosat.

sur des périodes de 2-5 jours, liées à des phénomènes atmosphériques de grande ampleur. Pour les autres expulsions, le secteur mauritanien domine largement ses concurrents marocain ou guinéen et la durée des séquences s'échelonne de 1 à 14 jours. Les cheminements vers l'Ouest, en relation avec les alizés, n'atteignent 35°W (à 3500 km de la côte), qu'une fois sur deux en moyenne. En deçà s'opèrent les plus importantes retombées de poussières dans l'océan.

### La situation sur les Antilles

Les apports éoliens d'origine africaine se sont récemment accrus aux Antilles (*Tableau XXV*) et, après un palier en 1984, la fréquence annuelle a repris son ascension. A la Martinique, la période des arrivées de poussières s'étend de Mai (moyenne : 12,6/an) à Septembre (11,3/an).

Tableau XXV. – Variations mensuelles du nombre de jours d'arrivées de poussières entre 1979 et 1984 à la Martinique (données Y. Lefel, Serv. Météor. Antilles-Guyane).

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
1979	0	0	0	4	6	14	17	18	8	4	1	0	72
1980	0	0	1	3	12	15	16	7	2	4	1	2	63
1981	4	3	4	6	11	17	14	18	15	8	0	9	109
1982	5	8	5	6	16	27	22	10	14	9	5	5	132
1983	9	3	13	4	22	29	21	17	20	7	0	3	148
1984	4	2	0	4	9	21	26	18	9	11	5	4	113
X	3,6	2,6	3,8	4,5	12,6	20,5	19,3	14,6	11,3	7,1	2	3,8	

Elle concentre en 5 mois les trois-quarts des jours de poussières. Les mois de Juin et, à moindre titre, de Juillet des années 82, 83 et 84 ont été les plus propices à l'arrivée des poussières. Les années 1979 et 1980 ont des taux annuels relativement faibles (72 et 63/an) par rapport aux 4 années suivantes (> 110).

Enfin, si l'on compare pour la seule année 79 ce qui «quitte» l'Afrique et ce qui «arrive» aux Antilles (*Tableau XXVI*), les jours de poussières aux Antilles sont 2 fois moins nombreux que ceux dénombrés au départ. De Juin à Septembre, le nombre d'arrivées de poussières aux Antilles est du même ordre que celui des poussières ayant quitté l'Afrique. Il y a donc pendant l'été une destination unique (antillaise) des poussières émises vers l'Ouest par le Sahara. En revanche, les émissions du reste de l'année, mensuellement aussi fréquentes que lors des mois d'été (même supérieures en Février et Mai), sont beaucoup moins «reçues» par les Antilles. Or le secteur Sénégal-Golfe de Guinée émet le plus de poussières en Février-Mars et le secteur marocain en émet le plus en Novembre-Décembre. En conséquence, c'est le secteur mauritanien qui, pendant l'été, expulse l'essentiel des poussières arrivant *via* l'Atlantique jusqu'aux Antilles.

Il en résulte que les poussières émises par le Sahara vers l'Ouest pendant le reste de l'année n'adoptent pas une trajectoire les conduisant vers les Caraïbes et l'Amérique centrale : 1) celles de Février-Mars quittant l'Afrique depuis le secteur Sénégal-Golfe de Guinée peuvent soit sédimenter dans l'Atlantique équatorial, soit le franchir vers l'Amérique du Sud septentrionale; 2) celles de Novembre-Décembre, quittant l'Afrique depuis le Sud-Marocain, sont très vraisemblablement aspirées par le système dépressionnaire océanique des latitudes moyennes, saisonnièrement décalé au Sud; celles ne sédimentant pas dans l'océan sont alors, soit ramenées vers l'Afrique, soit déviées vers le NE et prises en charge par la circulation d'Ouest balayant alors Méditerranée et Europe méridionale et occidentale.

On peut imaginer que cette dernière voie a été particulièrement fonctionnelle au Pléistocène froid, quand l'ensemble du dispositif climatique des latitudes moyennes était décalé vers le Sud, d'où une interrogation sur l'incidence éventuelle de telles poussières sahariennes dans certaines sédimentations quaternaires marines ou continentales.

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

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Total
Afrique	11	20	14	8	24	15	13	11	14	7	13	10	160
Antilles	0	0	0	4	6	14	17	18	8	4	1	0	72

## La relation entre la cyclogenèse tropicale et les expulsions de poussières

La question générale des relations pouvant exister entre la cyclogenèse tropicale et les expulsions de poussières sahariennes a trouvé dans l'étude de l'année 1979, par exploitation systématique de l'imagerie satellitaire, un cas particulièrement intéressant et significatif.

### *Les cyclones tropicaux d'août et septembre 1979*

Vu le nombre des perturbations tropicales estivales dans l'Atlantique nord, l'été 1979 est à considérer comme «normal» d'après les informations et bulletins internes du CEMS-Lannion.

En effet, 9 phénomènes ont été enregistrés entre Juin-Octobre, pour une moyenne de 9,85 en Mai-Décembre pour la période 1931-79. Mais parmi ces 9 perturbations, 5 ont atteint l'intensité cyclonique (vents > 63 noeuds, soit > 115 km/h) : Bob (9-16 VII), David (26 VIII-4 IX), Frédéric (29 VIII-14 IX), Gloria (4-15 IX) et Henri (14-24 IX). Les caractères de David et de Frédéric sont très classiques des cyclones tropicaux : 1) *David*, le plus intense des 100 dernières années, a eu une longévité d'intensité cyclonique de 10 jours, du 26-VIII au 4-IX, avec un vent maximal de 150 kn (noeuds), soit 280 km/h, et une pression barométrique de 924 hPa; 2) *Frédéric* a suivi une trajectoire parabolique analogue à celle de David, mais sans en atteindre la violence (vent maximal : 115 kn; pression maximale : 943 hPa).

### *Cyclones tropicaux et expulsions de poussières*

L'étude de la période 22 Août-7 Septembre 1979 met en évidence une relation très précoce, immédiatement au large des côtes africaines, entre l'évolution de 3 grands cyclones et les expulsions de lithométéores [2]. Les cyclones s'établissent le 22 VIII (David), le 28 VIII (Frédéric) et le 3 IX (Gloria) très près du littoral africain entre 10-15°N. On a pu suivre leurs déplacements vers l'Ouest ou le NW grâce à Goes-E à 15 h 00TU (Fig. 59).

— Le 22 VIII, le tourbillon initial de *David* apparaît près du Cap Vert. Il s'éloigne vers le large le 23, mais sans manifestation visible de poussière. Le lendemain, il adopte une forme spiralée caractéristique avec apparition concomitante de poussières au-dessus de l'océan : au Sud du 26°N, un voile de poussières uniformément étalé et, juste à l'Est du cyclone, un courant dense et chenalisé, expulsé entre 15-17°N, dont l'allure incurvée traduit l'aspiration par le cyclone. Le 25 VIII, David s'est déplacé vers 30°W et le voile de poussière a disparu. Une nouvelle expulsion se manifeste le lendemain entre 15-30°N : son dispositif tourbillonnaire est assez net, renforcé le 27 où elle glisse vers l'Ouest au-delà du 30°W. Ce tourbillon traîne derrière lui une queue de brume sèche diffuse. Il faut souligner dans ce cas l'indépendance du tourbillon de poussière par rapport au cyclone quand David se rapproche des Petites Antilles.

— Le cyclone *Frédéric* se manifeste brutalement le 28 VIII au large de l'Afrique, par 10°N, sans phase incipiente perceptible auparavant. Son développement s'accompagne jusqu'à 24°N par un vaste voile de poussières sahariennes sur la mer, dont l'organisation en linéaments parallèles montre bien l'attraction de la polarité cyclonique de Frédéric. Le lendemain, le cyclone atteint 20°N, aspirant derrière lui la brume sèche dans une traîne large d'au-moins 1000km. Cette relation entre cyclone et traîne prend une allure très spectaculaire le 30 VIII. Le voile de poussières aspiré jusqu'au 30°W a un mouvement giratoire manifeste. Le plus remarquable est, à l'Est de la traîne, le renfort apporté par un vigoureux lithométéore bien canalisé, expulsé entre 15-20°N. Cet apport saharien s'intègre parfaitement dans le système cyclonique de Frédéric pourtant distant de près de 3000 km.

— Jusqu'au 3 Septembre, aucun phénomène particulier ne se manifeste près des côtes africaines. Frédéric continue à se déplacer vers l'Ouest mais le voile de poussières s'est dissipé. Le 3 IX, *Gloria* naît sans phase préparatoire nette vers 10°N. Là encore, il y a une coïncidence géographique et chronologique évidente avec l'occurrence d'une brume sèche sur la mer. Le 4 IX, comme Gloria se développe en allant vers le NW, parallèlement au littoral africain, le système rotationnel du cyclone affecte la brume sèche et un courant individualisé de poussières au Nord. Le lendemain, l'association cyclone-poussières dérive au NW et les limites du voile

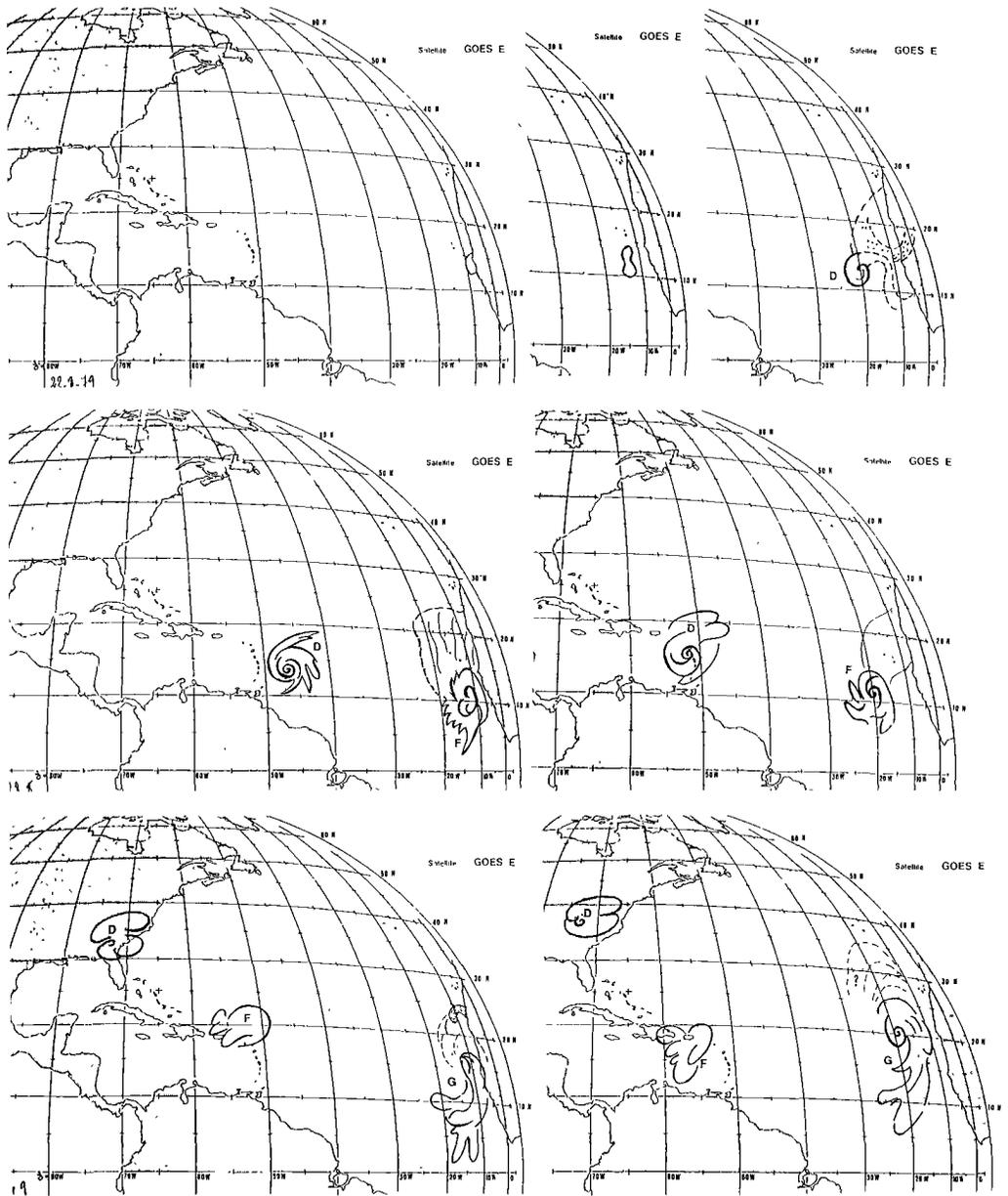
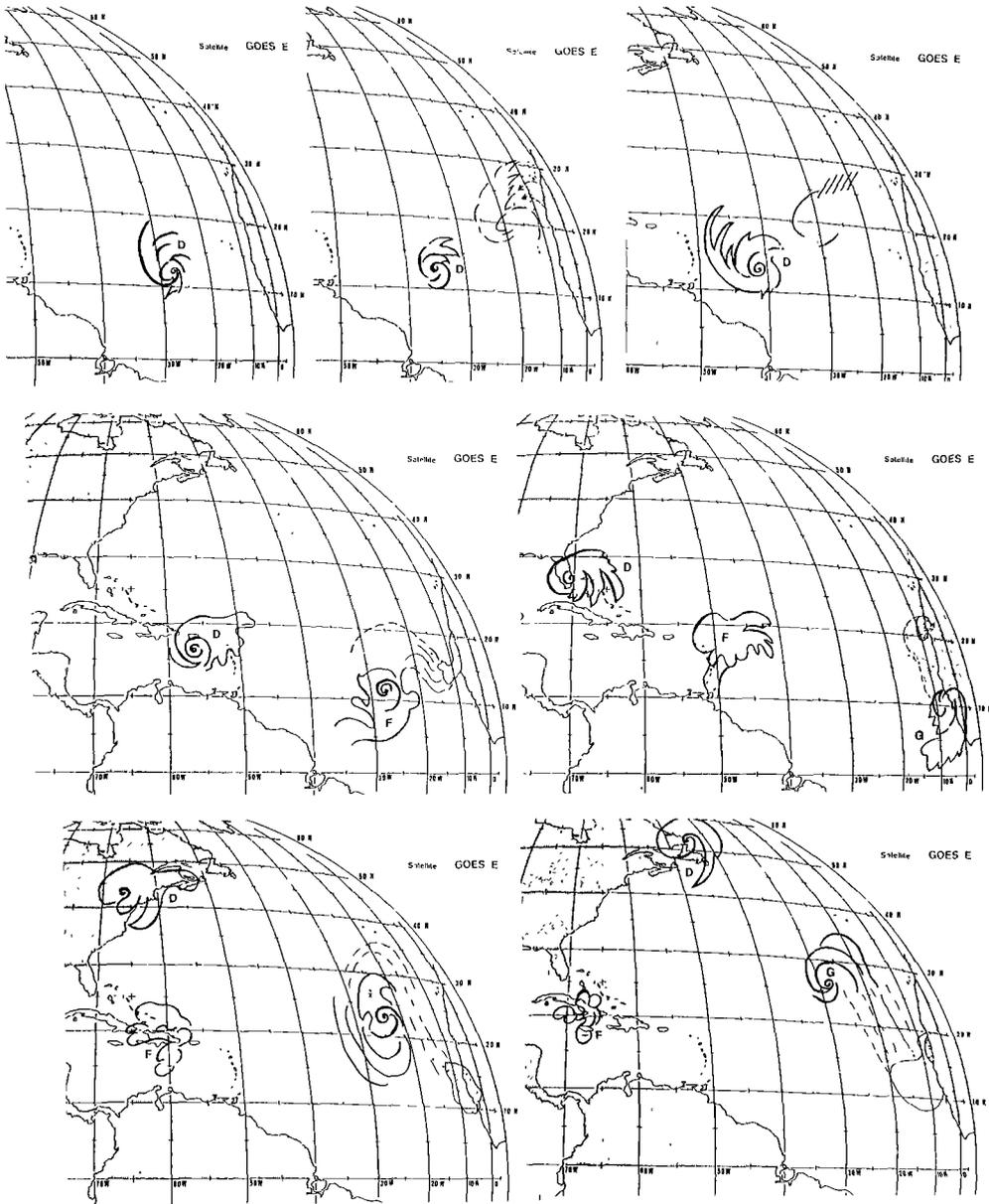


figure 59. – Corrélation (?) entre les expulsions de poussières et la cyclogenèse tropicale sur l'Atlantique



en 1979 d'après les images de Goes-Est.

sont repoussées à 35°N. Le 6 IX, l'ensemble évolue, le dispositif giratoire de brume sèche se dilue et s'étire au Nord et à l'Est du cyclone. Dans son prolongement, une expulsion se produit sur la côte entre 9-17°N. Enfin le 7 IX, le coeur de Gloria atteint le 30°W. Disparu au Nord et à l'Est, le voile de poussières se maintient en traîne au SE. Sur le littoral, l'expulsion s'est dilatée au-dessus de la mer et un nouveau lithométéore dense vient la renforcer entre 15-20°N.

### Commentaire

Ces situations montrent une relation entre la genèse de grands cyclones tropicaux près des côtes africaines et l'expulsion de poussières éoliennes sahariennes vers l'Atlantique. Il ne peut s'agir d'une simple coïncidence car *l'allure dynamique adoptée par les expulsions résulte clairement de l'énorme appel d'air du tourbillon cyclonique et de son effet de traîne*. On peut aussi s'interroger sur la possibilité de causes météorologiques communes qui, soulevant des poussières sur le continent, engendreraient aussi le tourbillon initial du cyclone sur la mer, et même, allant plus loin, s'interroger sur une genèse continentale, loin à l'Est, des cyclones à partir de la ligne des grains tropicaux qui mobiliseraient simultanément les poussières sur le Sud du Sahara.

Cette relation entre cyclogenèse tropicale et déplacement de poussières sur l'Atlantique peut prendre une notable signification pour apprécier le transport de ces dernières et l'intensité de leur chute sur l'Atlantique quand on considère la carte des trajectoires des dépressions tropicales et des cyclones établie, pour 1886-1969, par le National Hurricane Center du National Weather Service, USA [3]. La «trajectoire moyenne» des cyclones y correspond à une bande relativement étroite prenant naissance de Dakar aux Iles du Cap Vert, entre 10-20°N. Elle coïncide donc avec les itinéraires préférentiels vers l'Ouest des lithométéores et avec la zone de plus grande précipitation des poussières dans l'océan. Par ailleurs, on a pu observer grâce à David, Frédéric et Gloria que les masses «visibles» de poussières se diluaient et disparaissaient entre 1000 et 1500 km des côtes africaines ce qui suggère que les plus gros abats de poussière ont eu lieu avant. Mais, même si elles ne sont plus discernables car dispersées dans l'atmosphère, les particules les plus fines doivent aisément poursuivre leur chemin vers les Caraïbes, l'Amérique centrale et le Sud de l'Amérique du Nord, compte-tenu des formidables dynamiques cycloniques qui les entraînent toujours.

Certes, on ne peut pas restreindre la question du déplacement lointain des lithométéores vers l'Ouest à leur seule relation avec les cyclones tropicaux puisqu'il y a des expulsions hors de ce contexte météorologique bien particulier. Mais il faut souligner, malgré tout, les interrelations entre les deux phénomènes, en estimant que leur occurrence commune doit se traduire au niveau des poussières par des transports solides lointains plus massifs et granulométriquement plus grossiers.

*Les circonstances météorologiques de la mobilisation et du transport des poussières sahariennes sont diverses. Elles relèvent du rôle de centres d'action atmosphériques situés ou non sur le désert et dont les mécanismes initiaux s'inscrivent au sein de la circulation atmosphérique globale. Parmi les moteurs majeurs de mobilisation et d'exportation des poussières, il faut souligner au Sahara septentrional et central le rôle des multiples fronts et celui de gouttes*

*d'air froid interrompant occasionnellement la circulation zonale. Dans le Sahara méridional, on a entrevu celui des grains tropicaux.*

*Une deuxième donnée est apparue : l'altitude considérable atteinte par les poussières dans leur déplacements lointains, ce qui se traduit nécessairement par un affinement granulométrique par gravité du matériel, trait sédimentologique spécifique des poussières distales. L'intervention du paramètre altitudinal contribue nécessairement à distinguer les types de poussières entre eux car les phases de mobilisation initiale dans le désert et les systèmes de vents locaux ne concernent, à de faibles altitudes, que les «poussières locales» dont la fraction grossière est l'une des originalités.*

*Vu la particularité et la complexité des conditions météorologiques afférentes au phénomène poussière, la convergence d'informations multiples s'est avérée indispensable. A côté de l'examen classique des BME, de l'analyse diachronique des séries d'observations et de mesures, de l'exploitation des reconstitutions de l'évolution des masses d'air par le calcul des trajectographies, il faut rappeler l'intérêt fondamental de l'examen et de l'interprétation de l'imagerie satellitaire pour toute cette étude.*

## **Bibliographie**

- [1] Oliva P., Coudé-Gaussen G., Rognon P., Dorize L., Tabeaud M., Delannoy H. (1983). Etude de la dynamique des lithométéores sahariens par télédétection spatiale. *Méditerranée*, III : 21-52.
- [2] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1983). Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147 : 1050-1061.
- [3] Hope J.R., Neumann C.J. (1972). National Weather Service, NOAA, *Mariners Weather log*, 15 : 5.

## PARTIE II

# **LE RÔLE DES POUSSIÈRES SAHARIENNES DANS LES SÉDIMENTATIONS DÉSERTIQUES ET PÉRIDÉSERTIQUES**



# Introduction

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

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

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



**A**

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



# 9

## Du transport à la sédimentation : les poussières déposées

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

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

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

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

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

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

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

## Les poussières piégées en Sinaï oriental

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

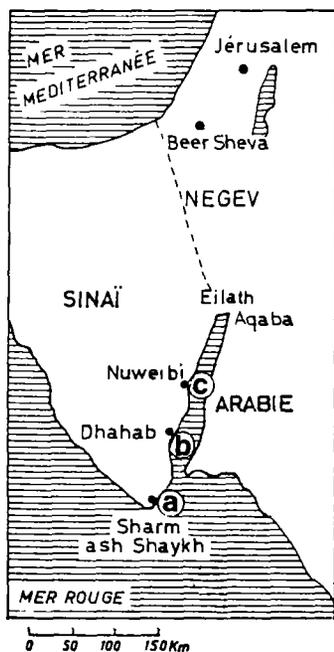


Figure 60. — Localisation des prélèvements dans la Péninsule du Sinaï.

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

## Les observations

### *Le cas de Sharm ash Shaykh*

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

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

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

Dans la minéralogie des poudres du sédiment limoneux (IS69,70), la richesse en calcite (respectivement 16 et 23 %) et la présence d'ankérite ne peuvent être attribuées à l'encaissant. Dans la minéralogie des argiles, les taux de smectite sont importants (> 60 %) et la kaolinite notable (15 %). D'après les analyses chimiques, le remplissage IS 69 est moins siliceux ( $\text{SiO}_2$ : 56 %) que le granite encaissant, mais beaucoup plus riche en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6,4 %),  $\text{MgO}$  (2,3 %) et CaO (5,6 %). Sa perte au feu est aussi bien plus considérable (7 % contre 0,5). Par

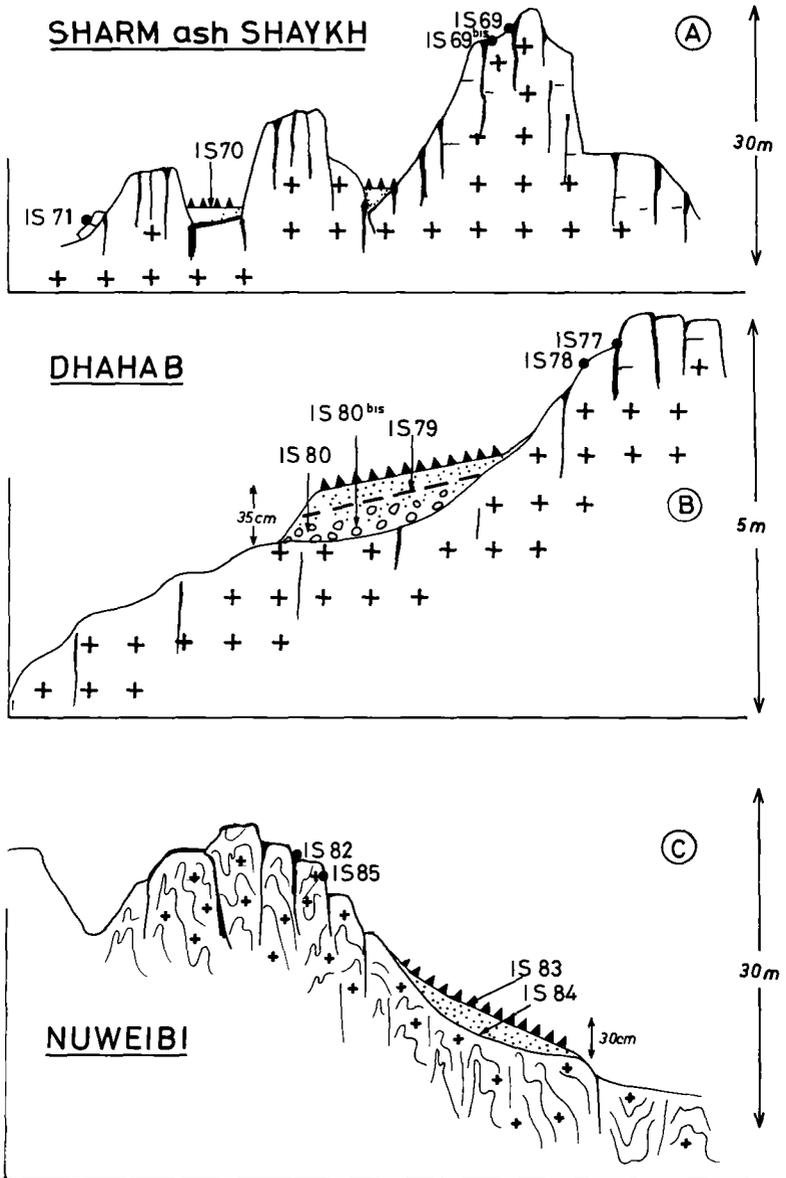
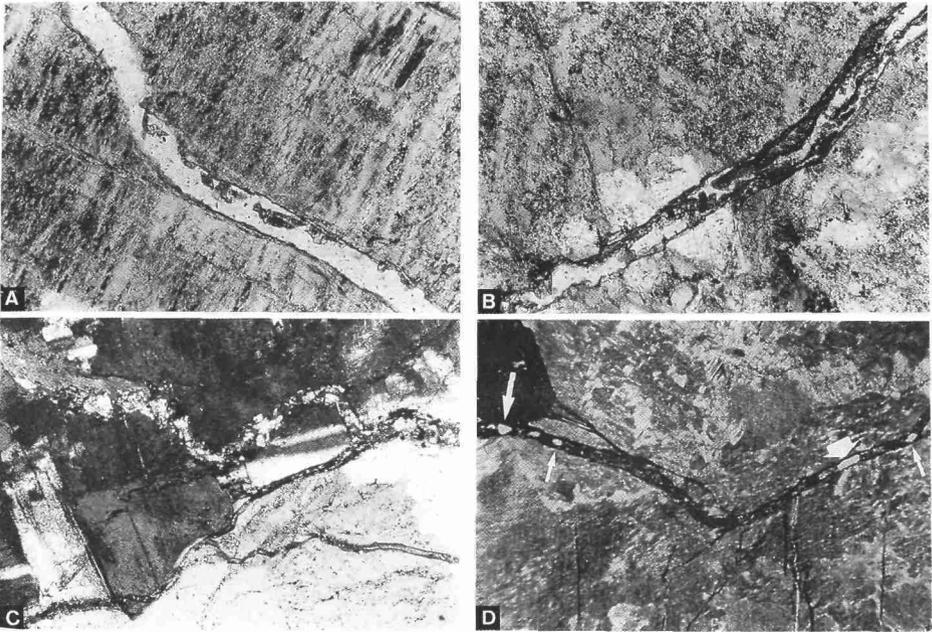


Figure 61. – Les poussières piégées en Sinaï oriental.



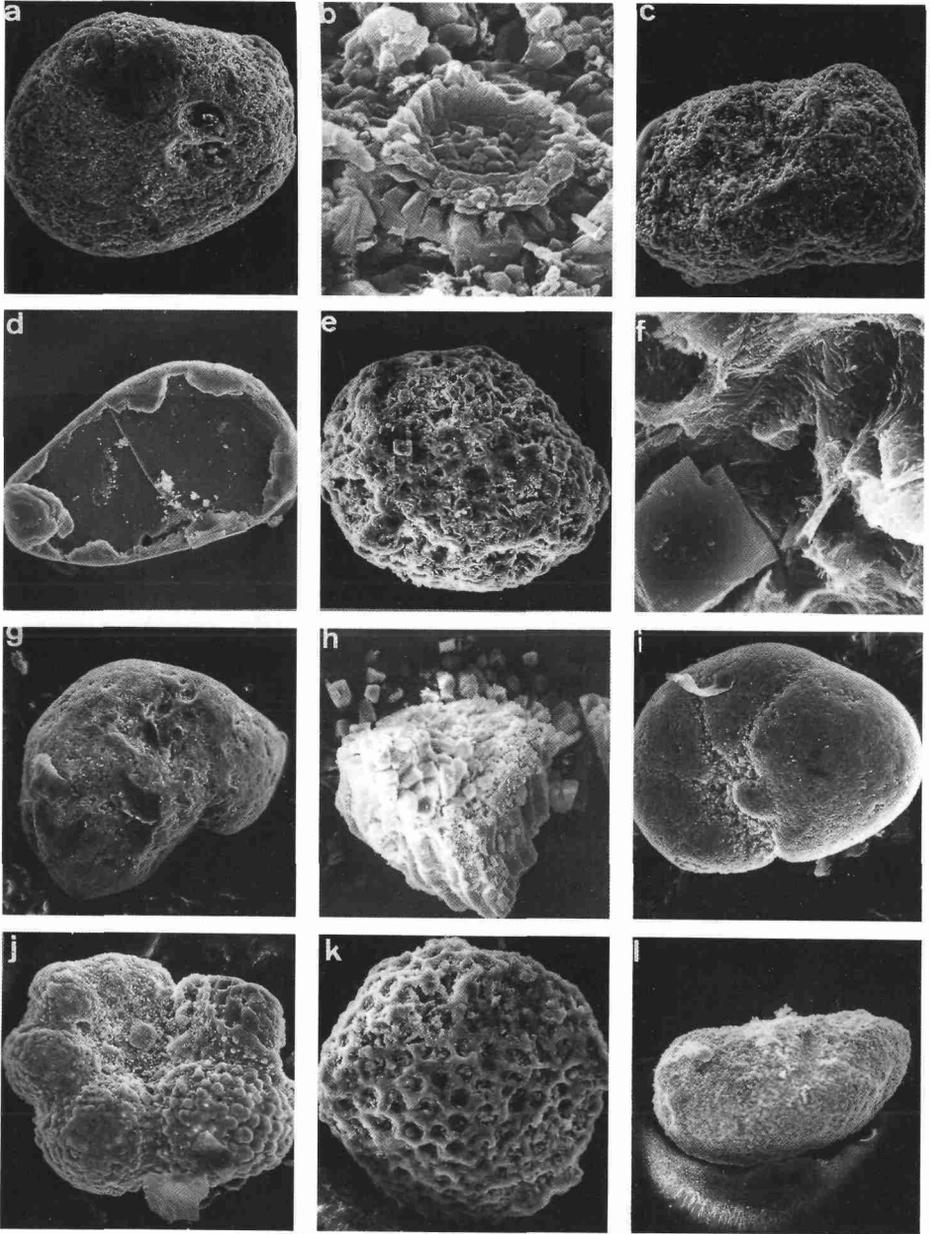
**Planche 34.** – Lames-minces observées au M. Pol. de granite encaissant à Sharm ash Shaykh : noter les poussières dont les petits quartz blancs piégés dans les fissures (D : flèches).

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

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

- *les traceurs minéralogiques*

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



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

- *les traceurs d'origine biologique*

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

- *les minéraux identiques à ceux du granite*

Parmi les quartz du limon pulvérulent, certains proviennent du substrat granitique. Mais beaucoup ont une taille 100-150 µm comparable à celle des allochtones. De même, des feldspaths répondent aux mêmes normes et les micas (surtout biotite) sont abondants dans les fractions 50-100 µm et surtout 100-200 µm (Pl. 35-d), expliquant les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO supérieures au granite peu riche en biotite. En soi, une telle concentration de micas dans le matériel limoneux serait anormale sans faire appel à la sédimentation par le vent. Au MEB, il y a certes des micas locaux aux paillettes anguleuses et non altérées, mais la plupart ont des caractères micromorphologiques éoliens : traces d'impact, stries sur les feuilletés et bords rebroussés.

### *L'exemple de Dhahab*

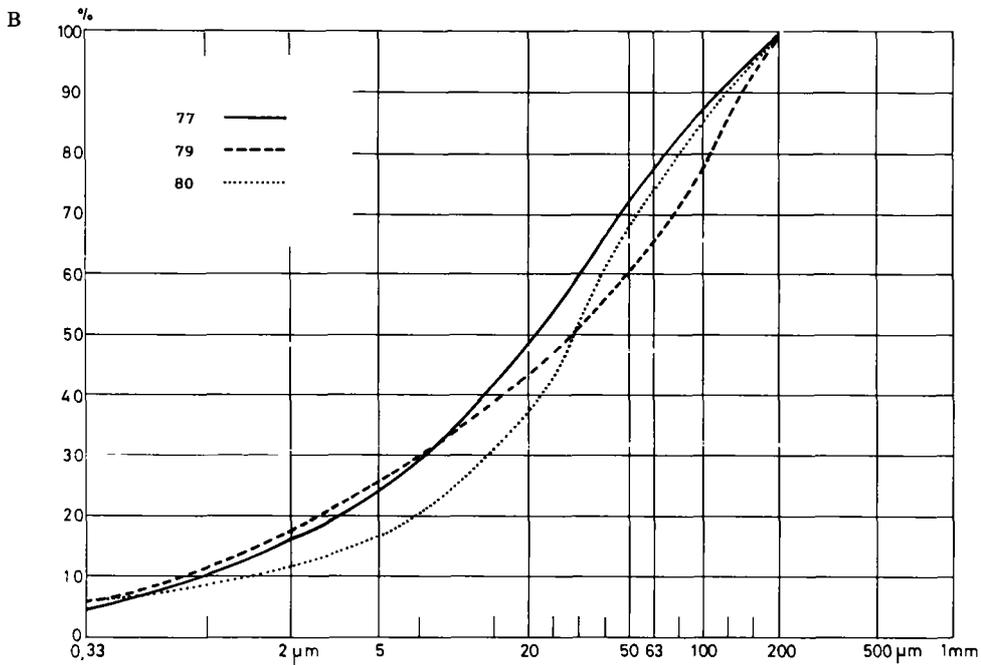
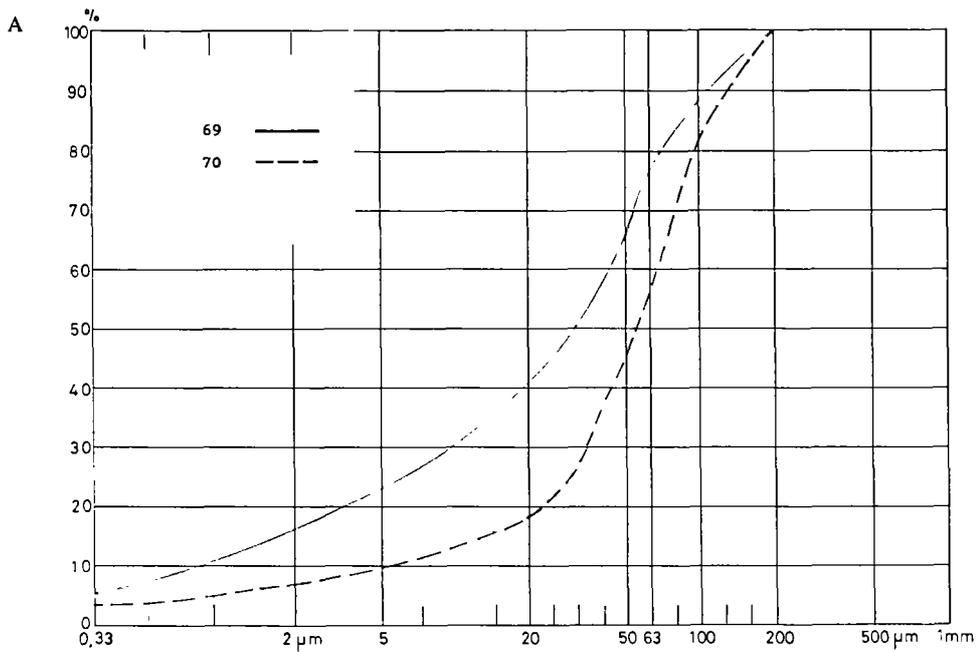
Ce site se trouve 100 km au Nord, à 700 m d'altitude au Nord de Dhahab, après l'embranchement de la piste vers S<sup>e</sup> Catherine. Les prélèvements ont été effectués sur un piton granitique dominant de 30 m une large dépression sableuse (Fig. 61-B). Un matériel jaune pulvérulent (IS77) est piégé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

La *roche encaissante*, le granite est formé de quartz (37,5 %), de feldspaths alcalins (39,5 %), de plagioclases (22 %), de quelques opaques, de peu de mica et de traces de hornblende. Les indices d'altération sont comparables à ceux du granite de Sharm ash Shaykh avec une ferrugineuse plus marquée. Dans le réseau régulier de microfissures, l'observation au M. Pol. n'a pas révélé d'effondrement de minéraux altérés. La composition chimique confirme la nature siliceuse (SiO<sub>2</sub> : 73 %) et potassique (K<sub>2</sub>O : 5,6 %) du granite, sa carence relative en fer et manganèse et l'absence de CaO.

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

---

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



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

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

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

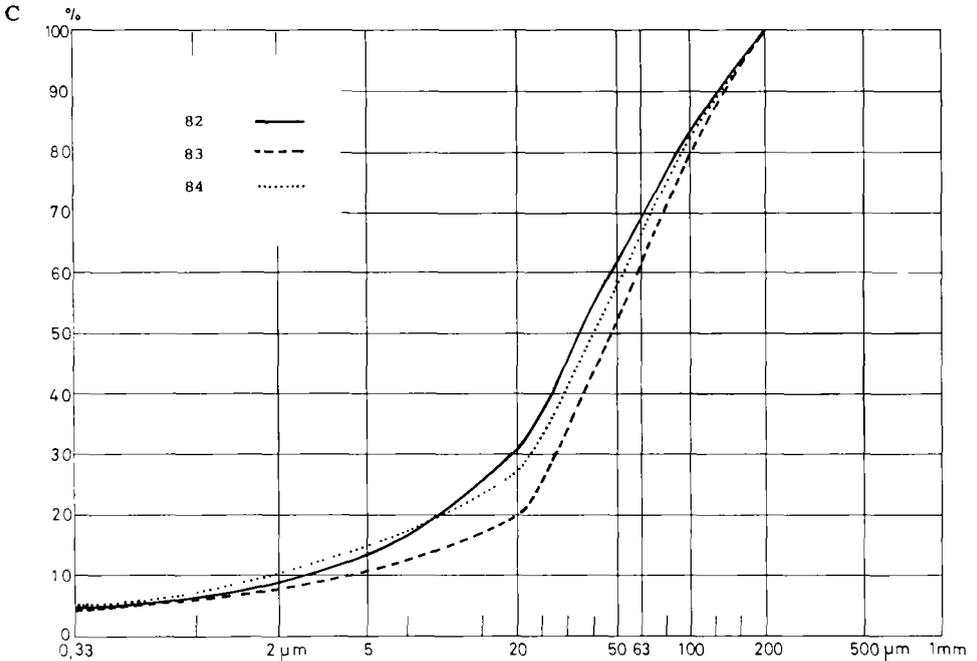
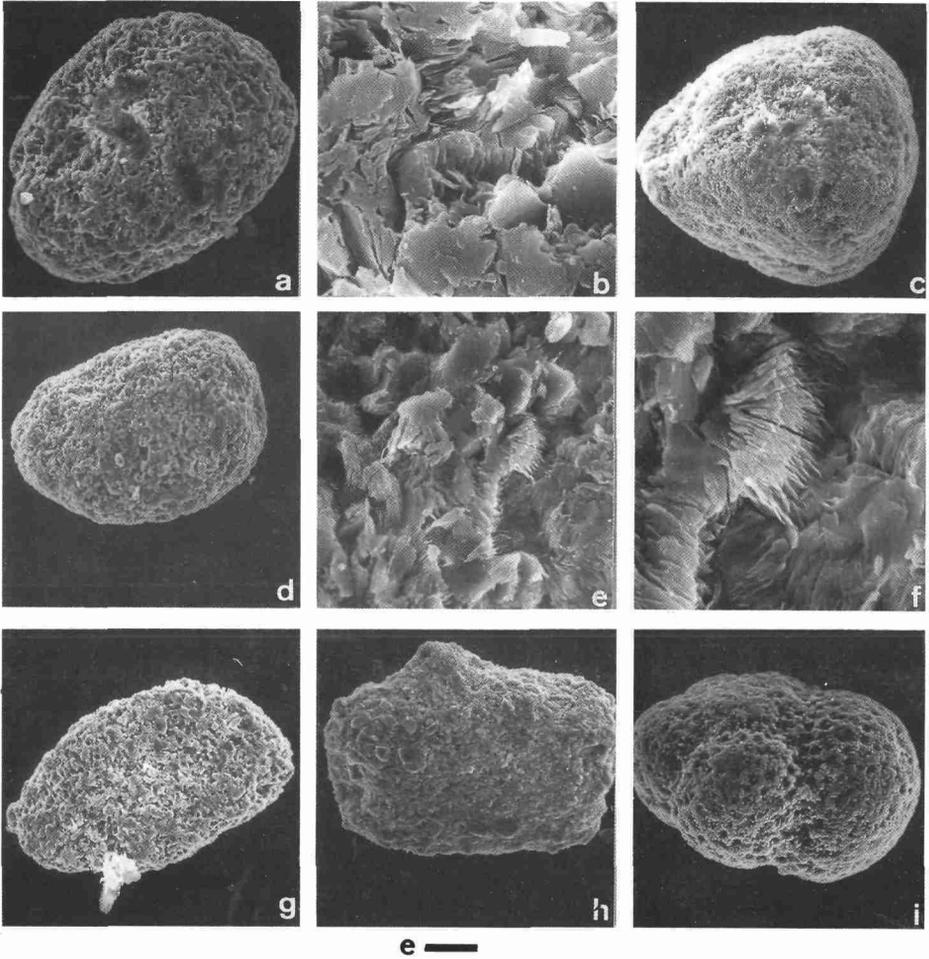


Figure 62. – Courbes granulométriques cumulatives de poussières piégées en Sinaï oriental. A) Sharm ash Shaykh; B) Dhahab; C) Nuweibi.



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

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

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

Sous ce niveau superficiel, IS80 a de grandes analogies minéralogiques et chimiques avec le remplissage de fissure (IS77) : même richesse en calcite (27 %) et proportions appréciables de palygorskite (10 %) et kaolinite (15 %). Au MEB, IS80 possède des grains roulés de palygorskite et carbonates, des micas éolisés, foraminifères et grains titanés. Ces particules ont les tailles habituelles 100-200  $\mu\text{m}$ , comme nombre de quartz et de feldspaths. Ces points communs suggèrent une origine éolienne pour les deux sédiments. Mais IS80 semble avoir connu une évolution pédologique à qui il doit sa couleur accentuée, liée à la richesse en fer ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  : 2,6 %) et en manganèse ( $\text{MgO}$  : 1,2 %), et quelques traits d'hydromorphie évoquant parfois un pseudogley. Sa teneur en smectite (60 %) est un argument supplémentaire. De plus, il est mieux trié que le remplissage de fissure et le matériel du niveau graveleux superficiel, d'où l'idée d'une intervention de dynamiques hydriques de versant (Fig. 62-B). En conséquence, il s'agit d'un dépôt éolien vraisemblablement plus ancien, attestant de chutes de poussières par le passé. A la base, le granite arénisé (IS80b) doit son surcroît de silice ( $\text{SiO}_2$  : 77 %) à la baisse relative en  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  des feldspaths altérés.

### L'exemple de Nuweibi

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

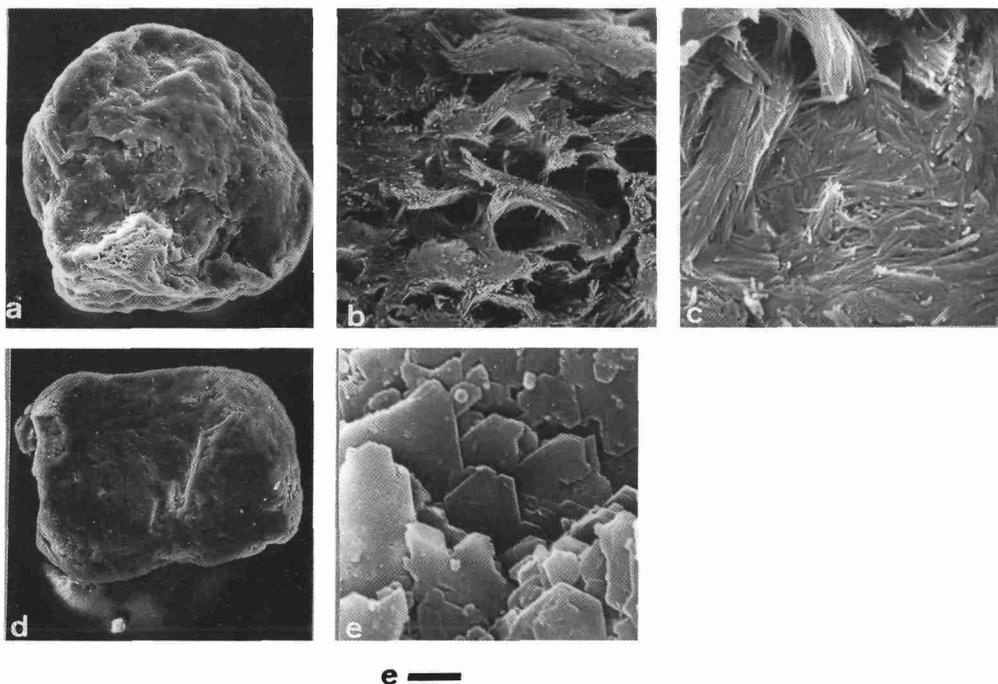
La **roche en place**, la migmatite (IS85) est moins quartzreuse que les granites. Elle est composée de quartz (19,5 %), plagioclases (44 %), feldspaths alcalins (17 %), biotite (17 %) et d'opacques (> 2 %). En lame-mince, l'altération est modérée, exploitant la trame de microfissuration et la fluidalité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

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

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

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

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



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

## Discussion

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

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

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

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

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

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

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

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

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

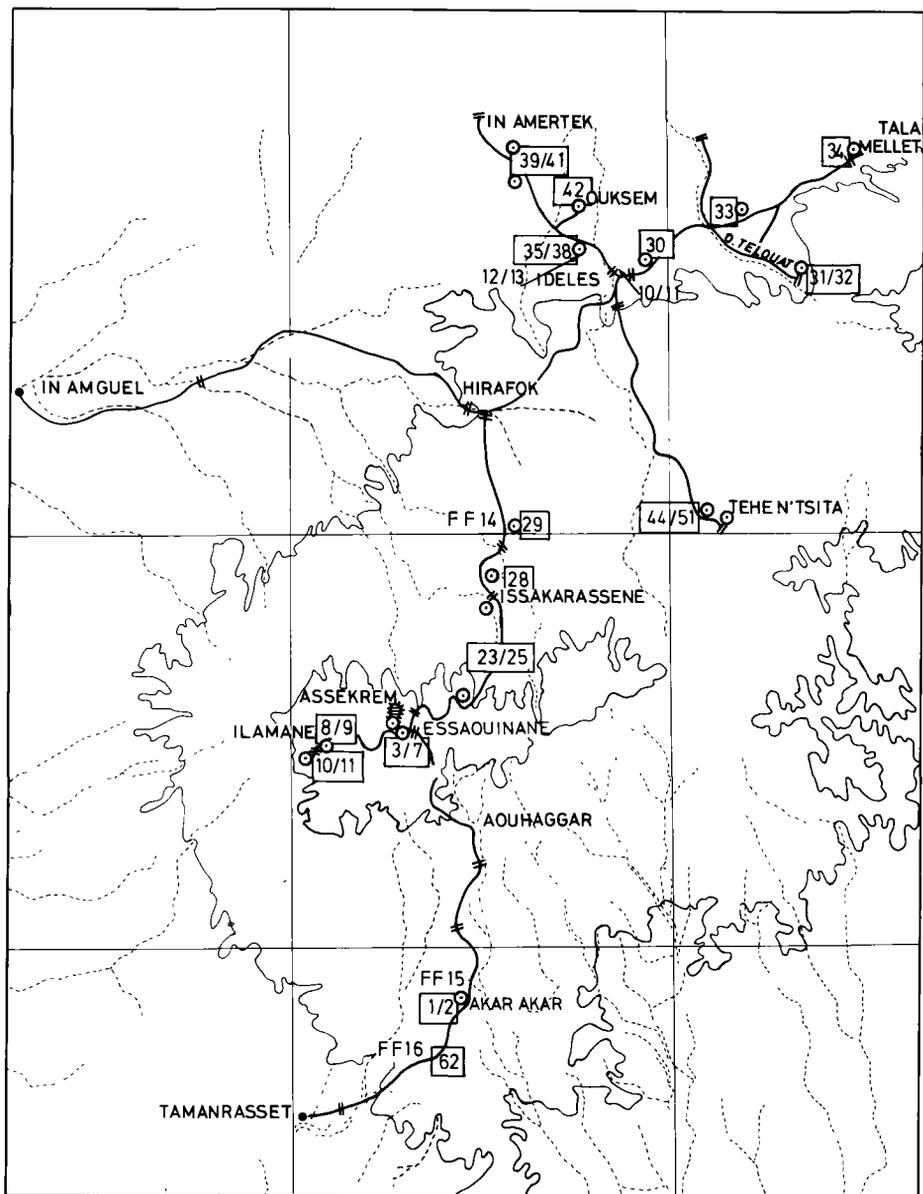


Figure 63. - Localisation des prélèvements effectués dans l'Atakor.

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

## Les poussières déposées de l'Atakor

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

### Les observations

#### *Les poussières sur reliefs phonolitiques*

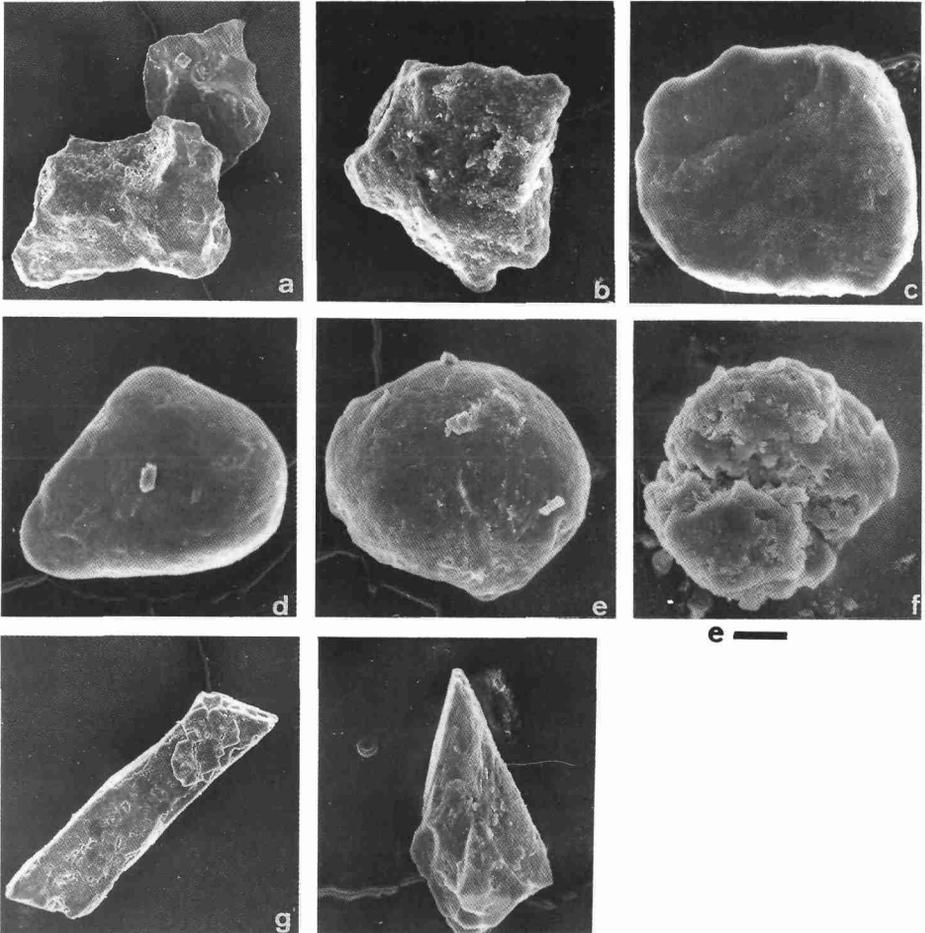
##### *Les poussières piégées de l'Assekrem*

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

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

*Les poussières déposées dans une niche de névé de l'Ilamane*

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



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

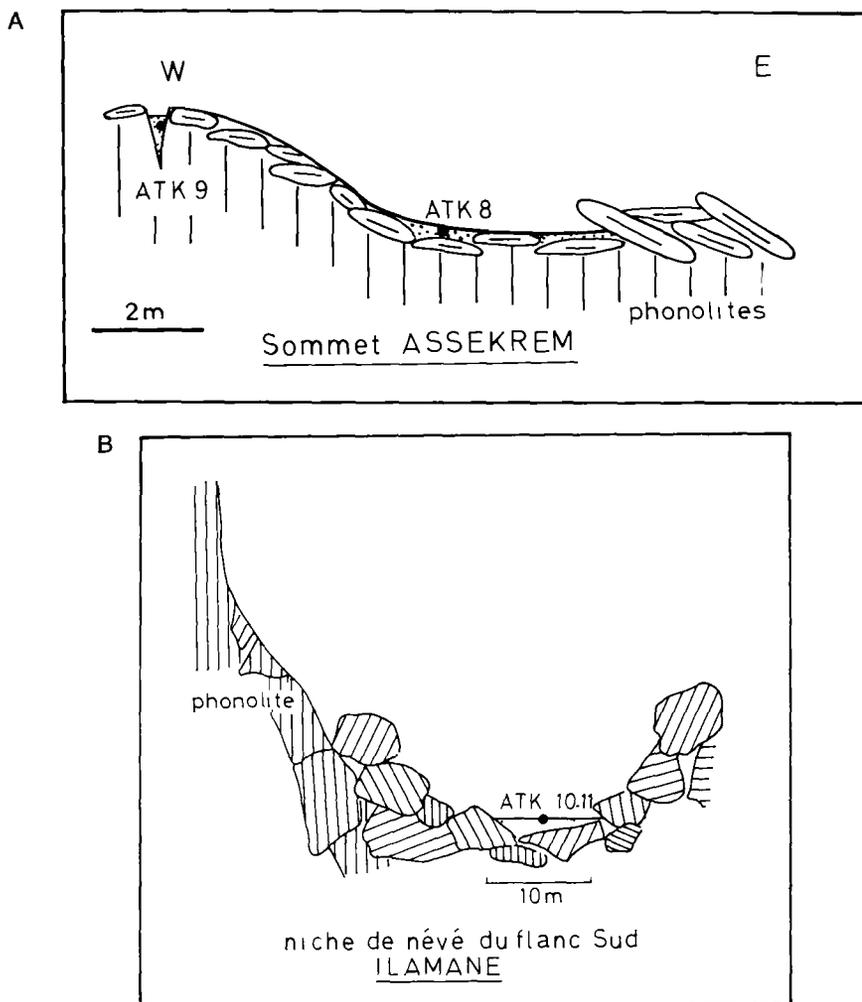
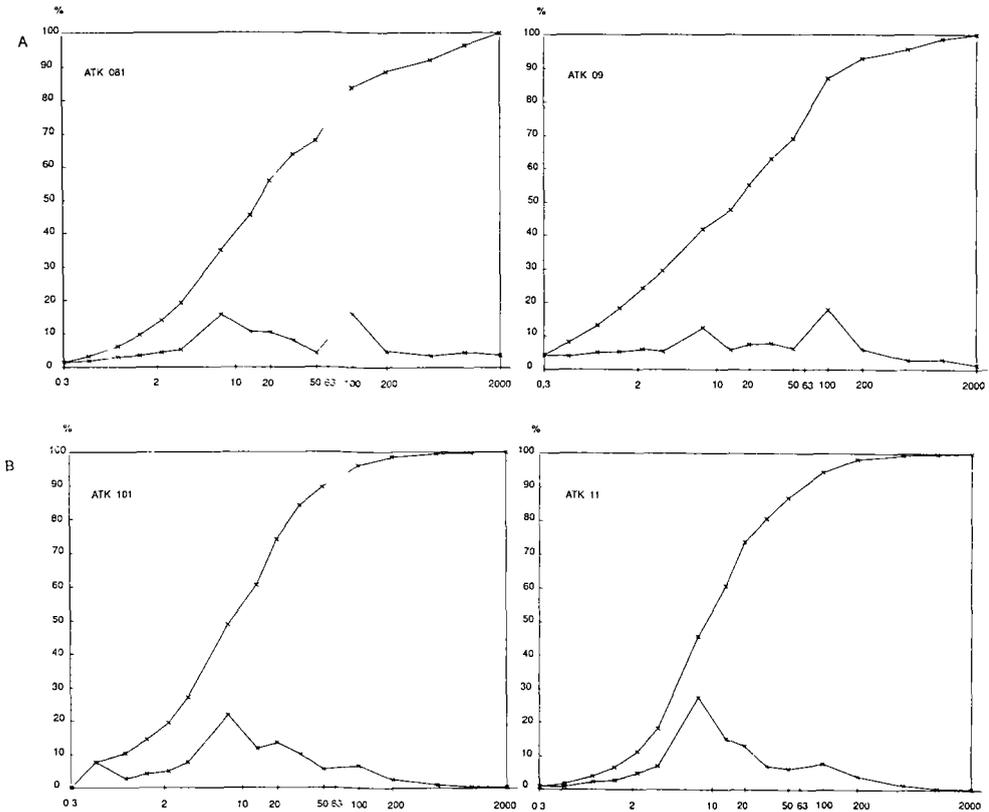


Figure 64. – Poussières piégées et limons de l'Atakor.

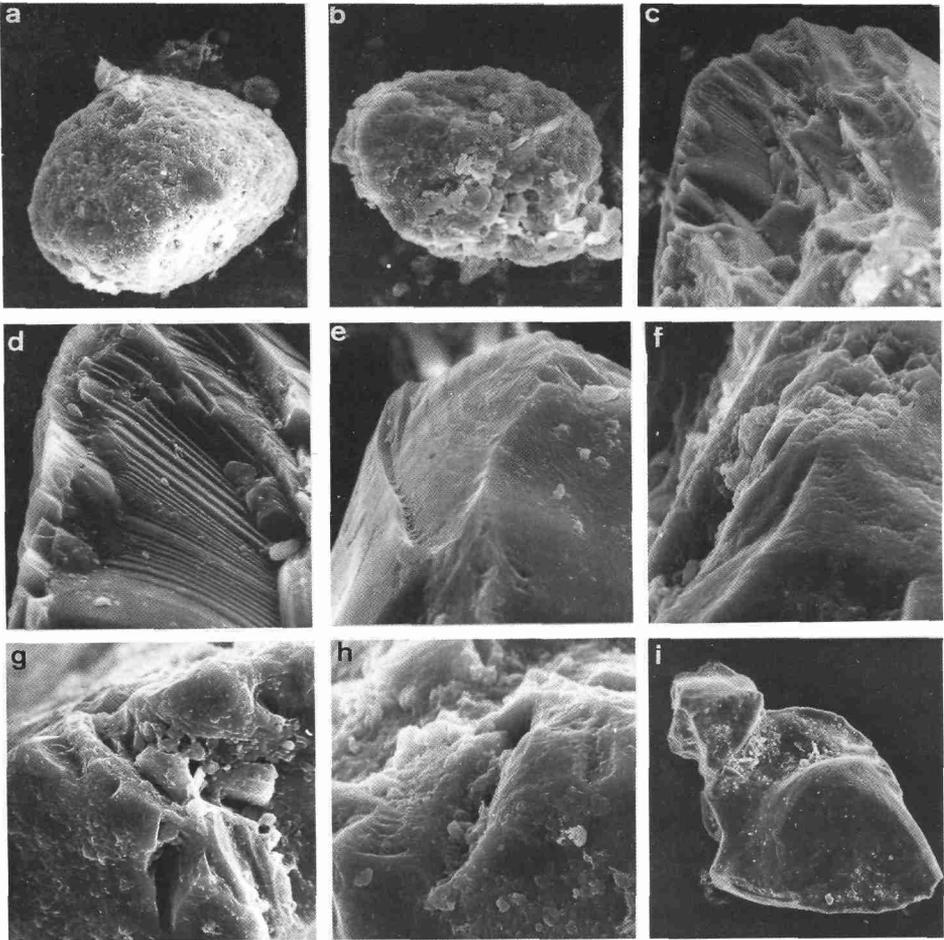
remonte aux *périodes pluviales pléistocènes* où des neiges voire quelques petits glaciers se sont accrochés aux plus hauts sommets [7]. Sous la muraille phonolitique (Fig. 64-B), la niche est encombrée d'énormes blocs à structure *open-work*. Dans le creux est piégé, sur quelques dizaines de centimètres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



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

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

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



e —

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

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

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

### *Les poussières déposées sur basaltes*

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

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

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

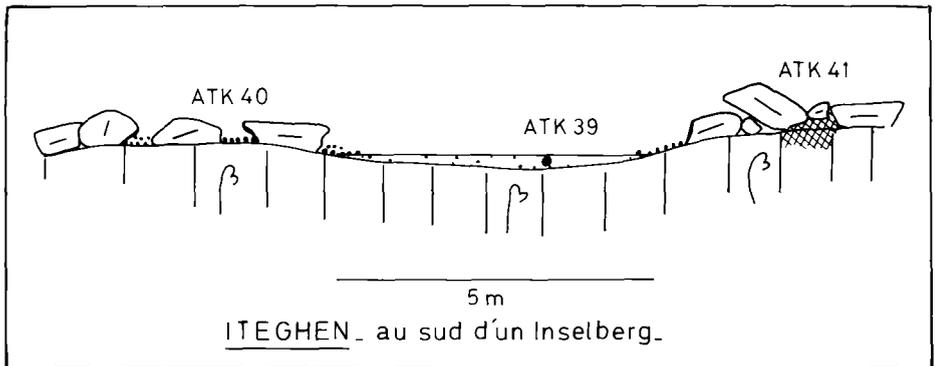


Figure 66. – Poussières piégées et limons de l'Atakor : cuvette d'Iteghem.

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

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

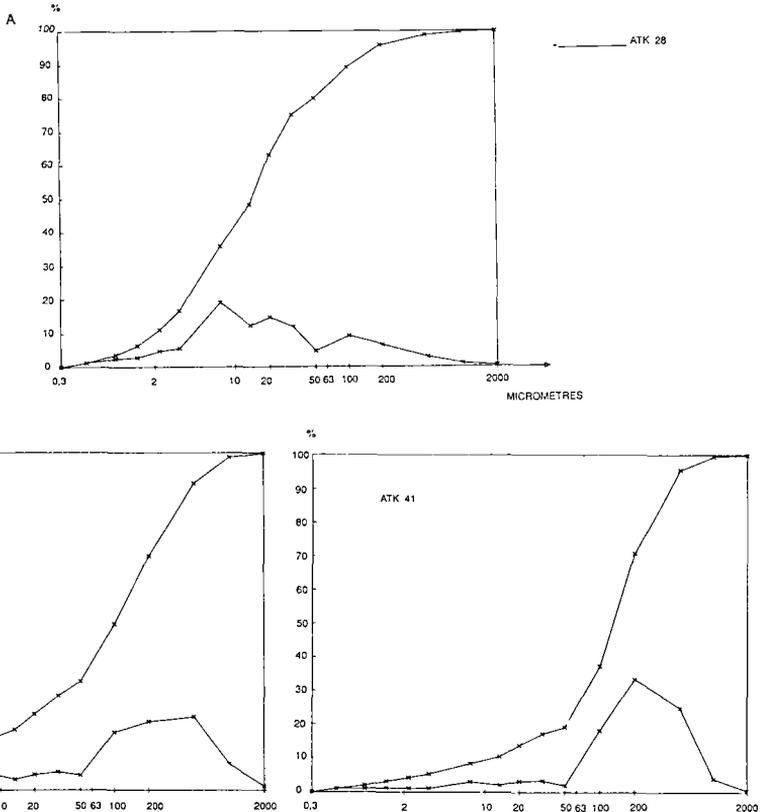


Figure 67. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor. A) poussière piégée de l'Issakarassène; B) formations superficielles de l'Iteghem.

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

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

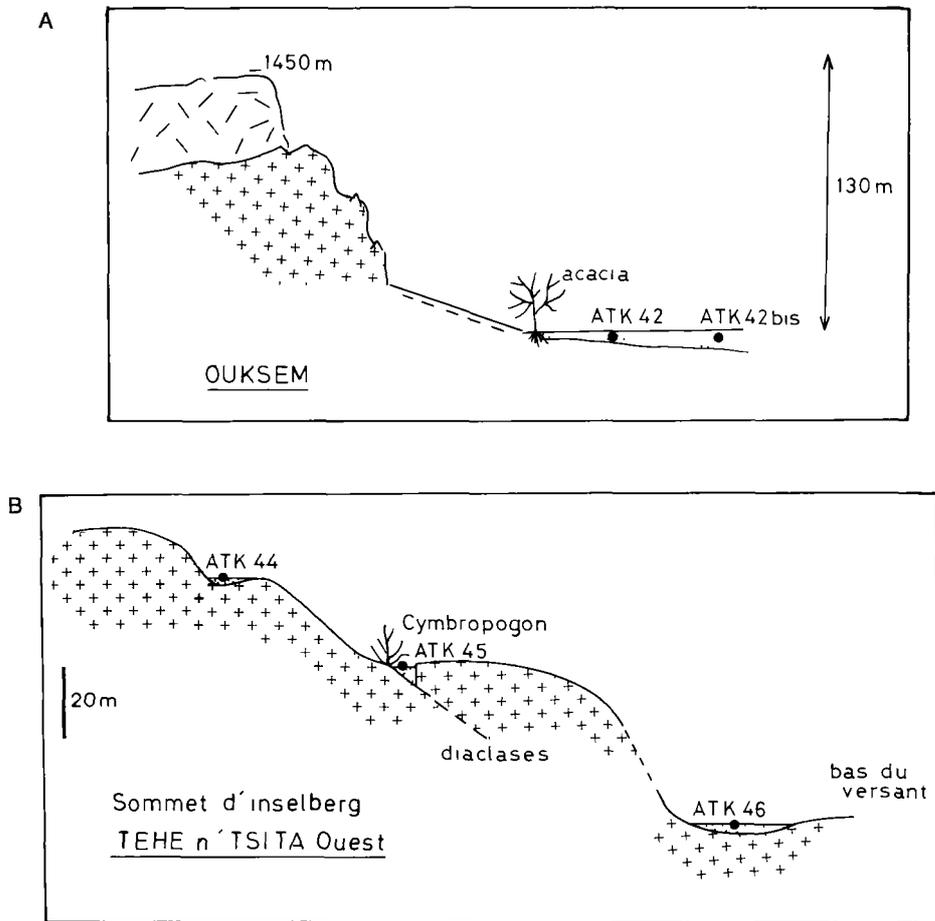
— Les grains de quartz tirent certainement leur origine de la contamination du sédiment fin par la pellicule rousse (ATK40) reposant en bordure de la flaque limoneuse (Fig. 66). S'infiltrant sous les blocs, les grains quartzeux se sont intégrés à la matrice argileuse pendant les remaniements colluviaux.

### *Les poussières déposées sur granite*

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

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

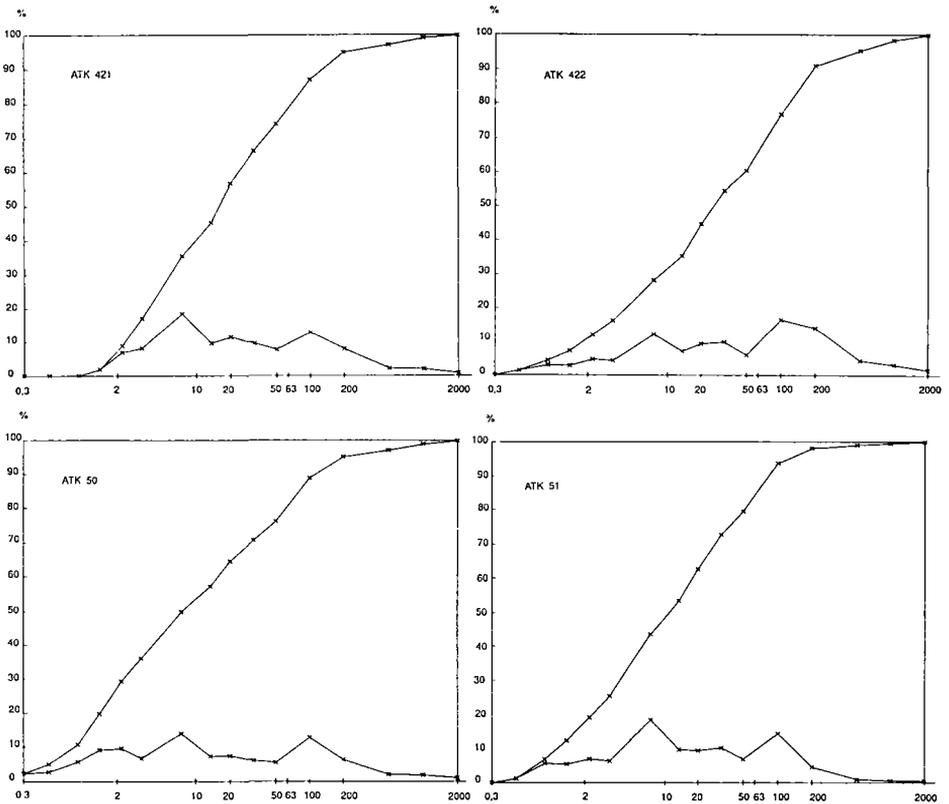
Dans une fissure, quelques graminées (*Cymbropogon*) poussent sur un limon beige compacté (ATK45) et, plus bas, une autre vasque de 50 cm a recueilli des limons (ATK46). Au Nord de la haute surface de granite migmatitique du Téhé n'Tsita, vers 2000 m d'altitude, des plaques limoneuses de moins d'un mètre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



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

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

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



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

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

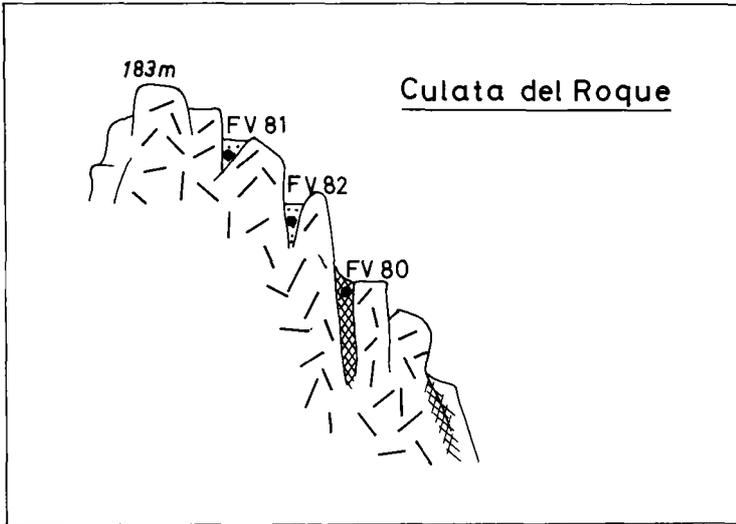


Figure 70. – Les poussières piégées à la Culata del Roque (Fuerteventura).

## Discussion

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

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

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

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

## Les observations sur les marges occidentales du Sahara

### Les poussières piégées dans le Sud-Marocain

#### *Les poussières piégées dans les fissures de rhyolites*

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

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

A/											
Ech.	Paly	Arg	Q	Pla	Fk	Mic	Cal				
IF 08	–	5	73	11	8	–	–				
IF 09	–	6	68	9	13	–	–				
IF 11	–	3	68	12	15	–	–				
IF 10	–	–	70	–	28	–	–				
IF 21	–	12	63	10	15	–	–				
B/											
Ech.	Kao	Sme	Int.G	Ill	Chl	Int	Pal	Q			
IF 08	25	–	10	40	25	–	–	+			
IF 09	30	–	10	35	25	–	–	+			
IF 11	25	–	10	45	20	–	–	–			
IF 21	30	–	10	60	–	–	–	–			
C/											
Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O	P. feu
IF 08	66,4	11,44	6,3	1,1	1,0	3,7	0,92	0,95	0,06	1,1	5,4

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

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

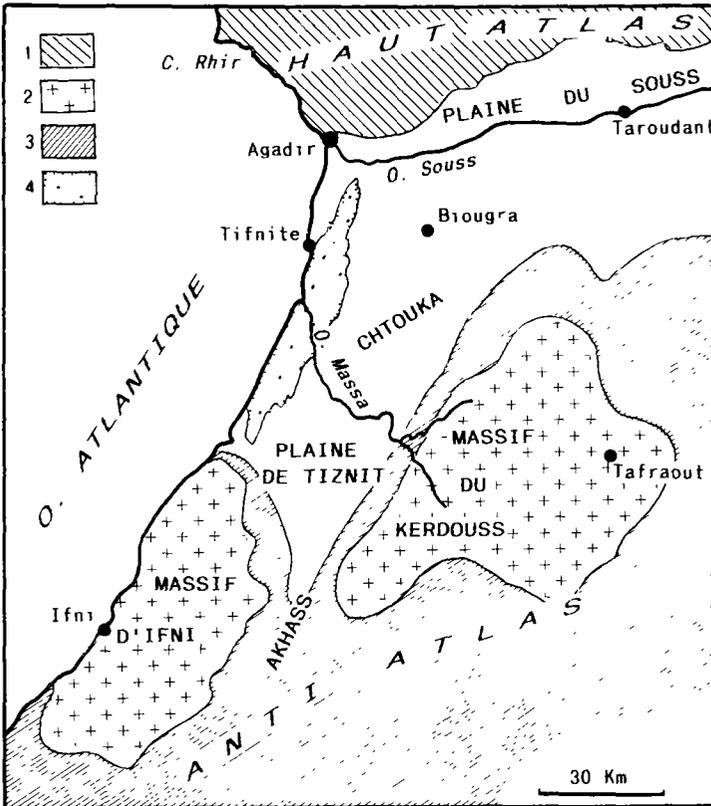


Figure 71. – Carte de localisation dans le Sud-Marocain. 1) Haut Atlas, 2) boutonnières des massifs d’Ifni et du Kerdouss, 3) Anti Atlas, 4) massif dunaire du Massa.

### ***Les poussières piégées par une croûte démantelée***

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

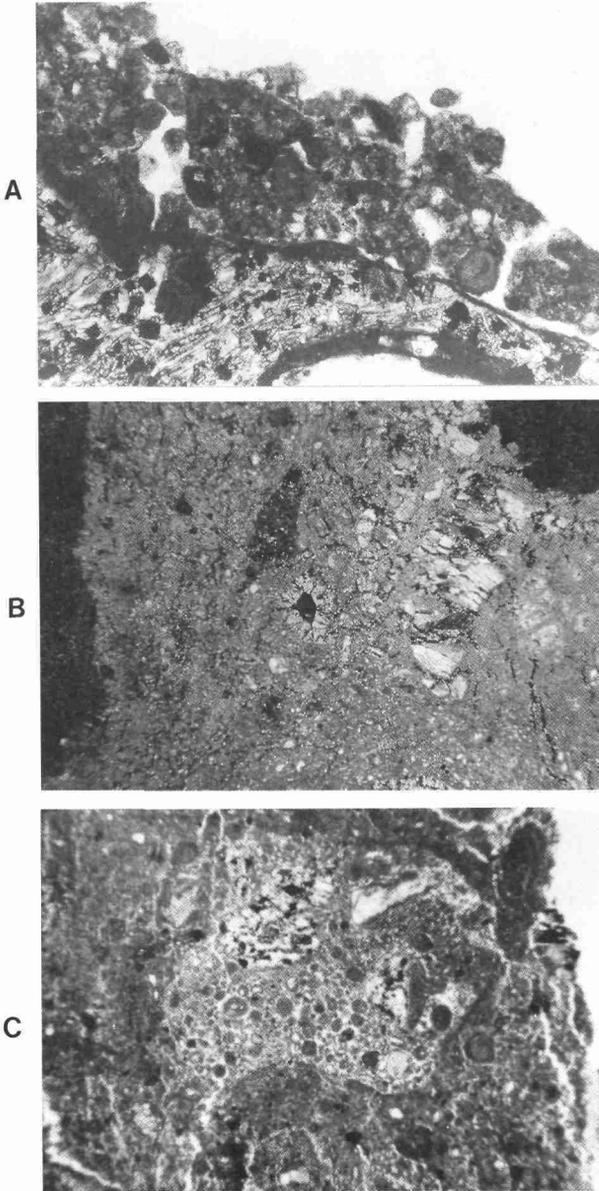
Dans la minéralogie, on retrouve quartz (73 %) et feldspaths (16 %). La contribution du substrat est représentée par les amphiboles du volcanisme et la calcite issue de la croûte. Dans la fraction argileuse, la présence de quartz et les proportions importantes de kaolinite (15 %), illite (55 %) et chlorite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

### **Les poussières piégées dans des basaltes aux Iles Canaries**

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

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

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



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

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

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

## Discussion

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

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

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

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

### **La caractérisation micromorphologique des poussières déposées**

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Bibliographie

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



# 10

## La question des calcitisations

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Les calcitisations sur roches magmatiques

### Les calcitisations sur substrat granitique

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

#### *L'exemple d'une coupe proche d'Ifni*

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

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

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

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

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

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

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

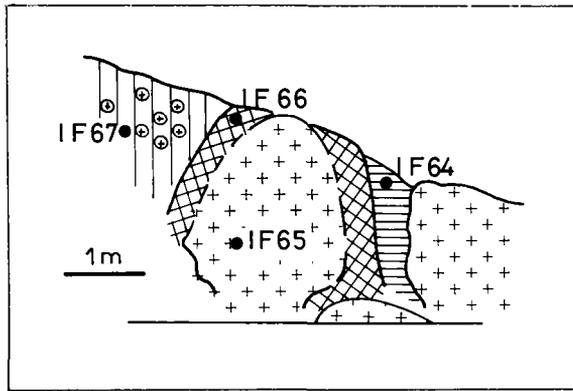
Dans les argiles, outre les kaolinites et interstratifiés gonflants, la part essentielle est jouée par la palygorskite. Ces tendances s'expriment dans la composition chimique où le Ca a une prépondérance relative.

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

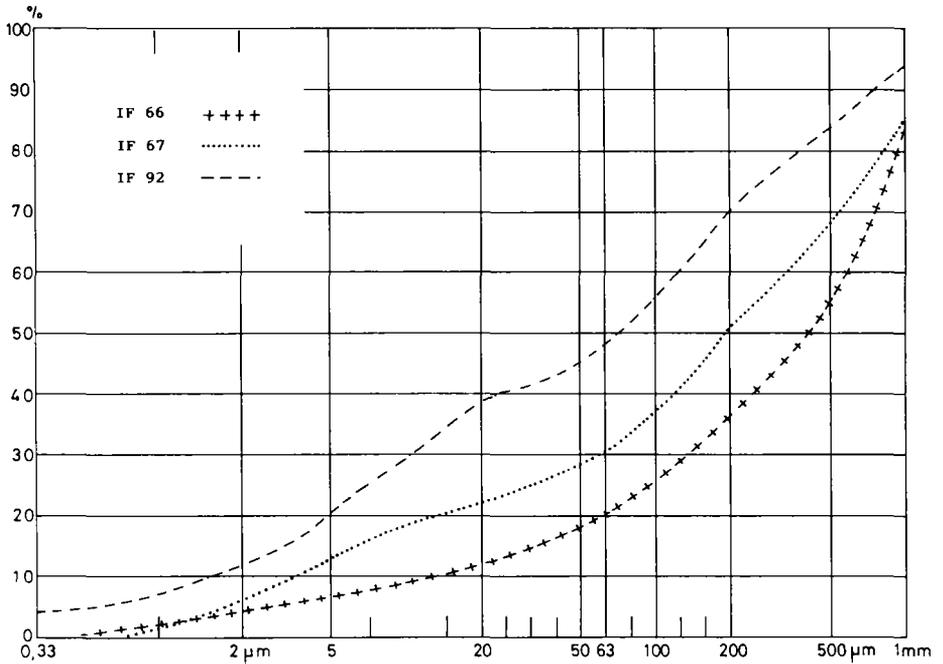
Les *observations micromorphologiques* montrent que bien que, peu altéré minéralogiquement, le granite présente une calcitisation élémentaire interne, invisible à l'oeil nu, sous forme d'un liseré de cristallisations sparitiques en éventail tapissant la paroi des fissures. La calcitisation de fente (*Pl.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

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

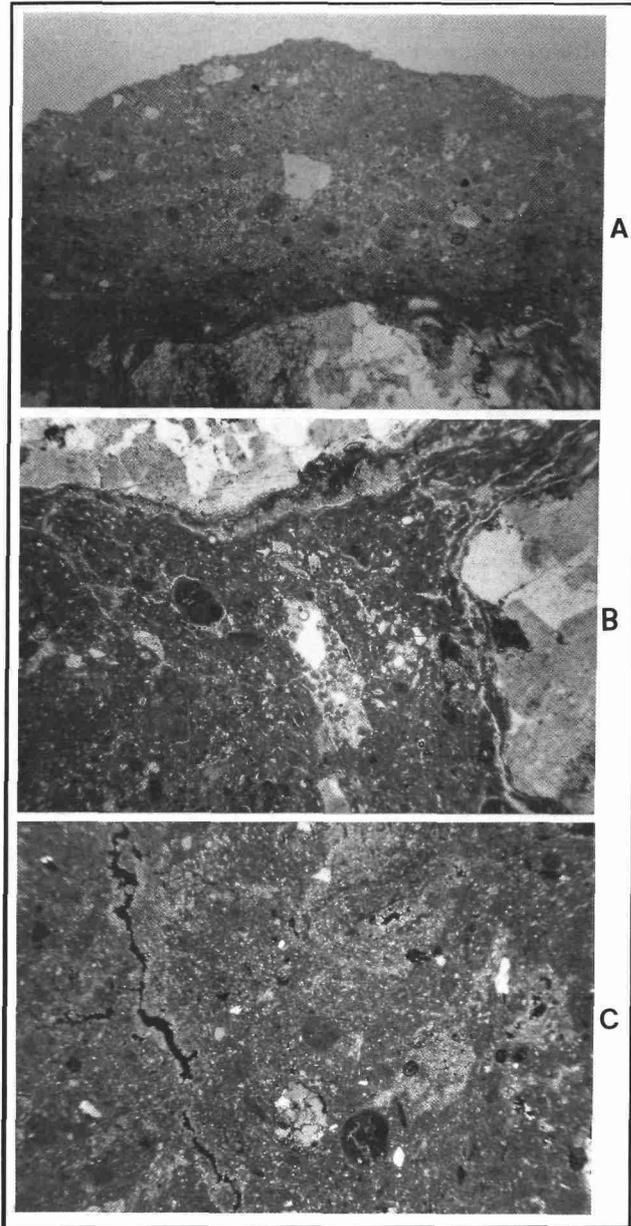
A



B



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



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

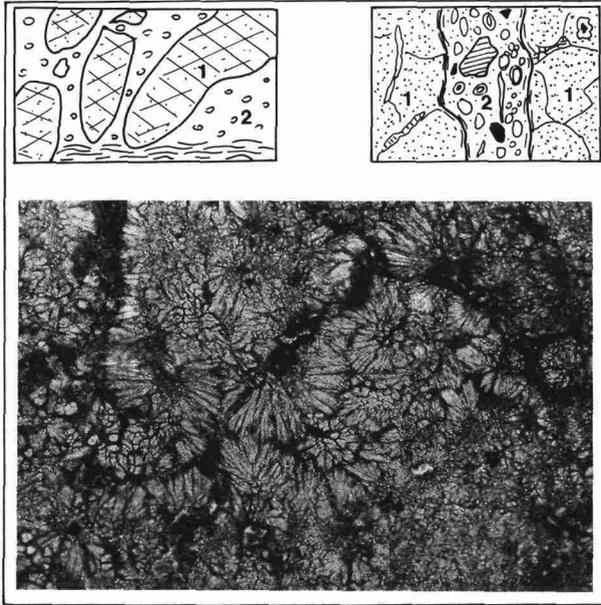


Planche 42. — Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 67 (LN).

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

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

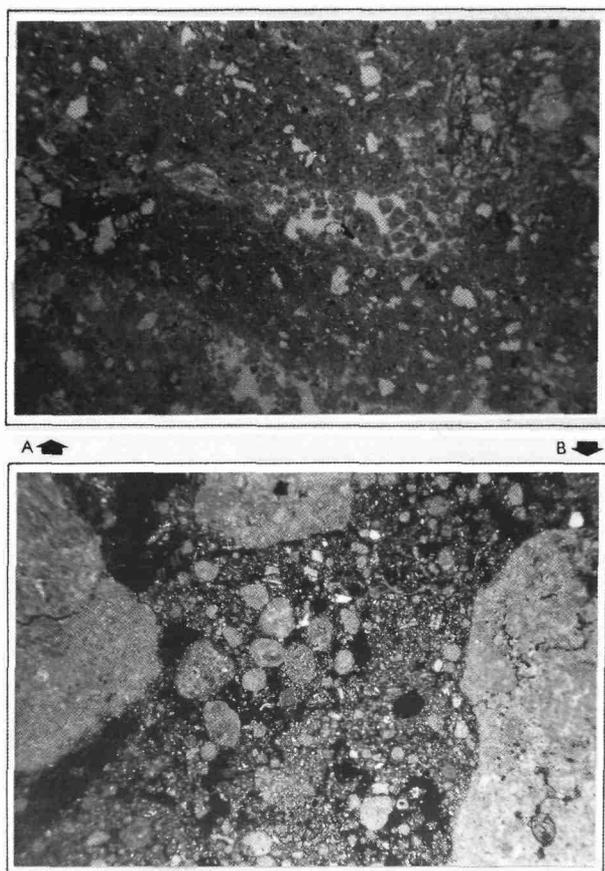
D'après cette structure complexe, il apparaît que la matrice micritique brune, préalablement homogène, s'est fragmentée (fentes de retrait par dessiccation, étirements et remaniements mécaniques... ?). Dans un 2<sup>ème</sup> temps a eu lieu le remplissage des vides. Ces observations suggèrent que la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

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

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

D'après les *analyses minéralogiques*, la calcitisation diffuse ne s'est pas traduite par une perte en quartz (*Tableau XXVIII-A*). Mais les feldspaths ont pratiquement disparu et la calcite est notable au sein de l'altération. La calcitisation pelliculaire, avec peu de quartz, est très riche en calcite. Alors que le granite ne présente pas de spectre d'argiles, la calcitisation diffuse montre, outre la kaolinite, une proportion considérable de smectite (*Tableau XXVIII-B*). La composition chimique (*Tableau XXVIII-C*) indique entre les calcitisations diffuse et pelliculaire des proportions croissantes en CaO, en raison inverse de l'évolution de SiO<sub>2</sub>.

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



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

### Commentaire

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

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

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

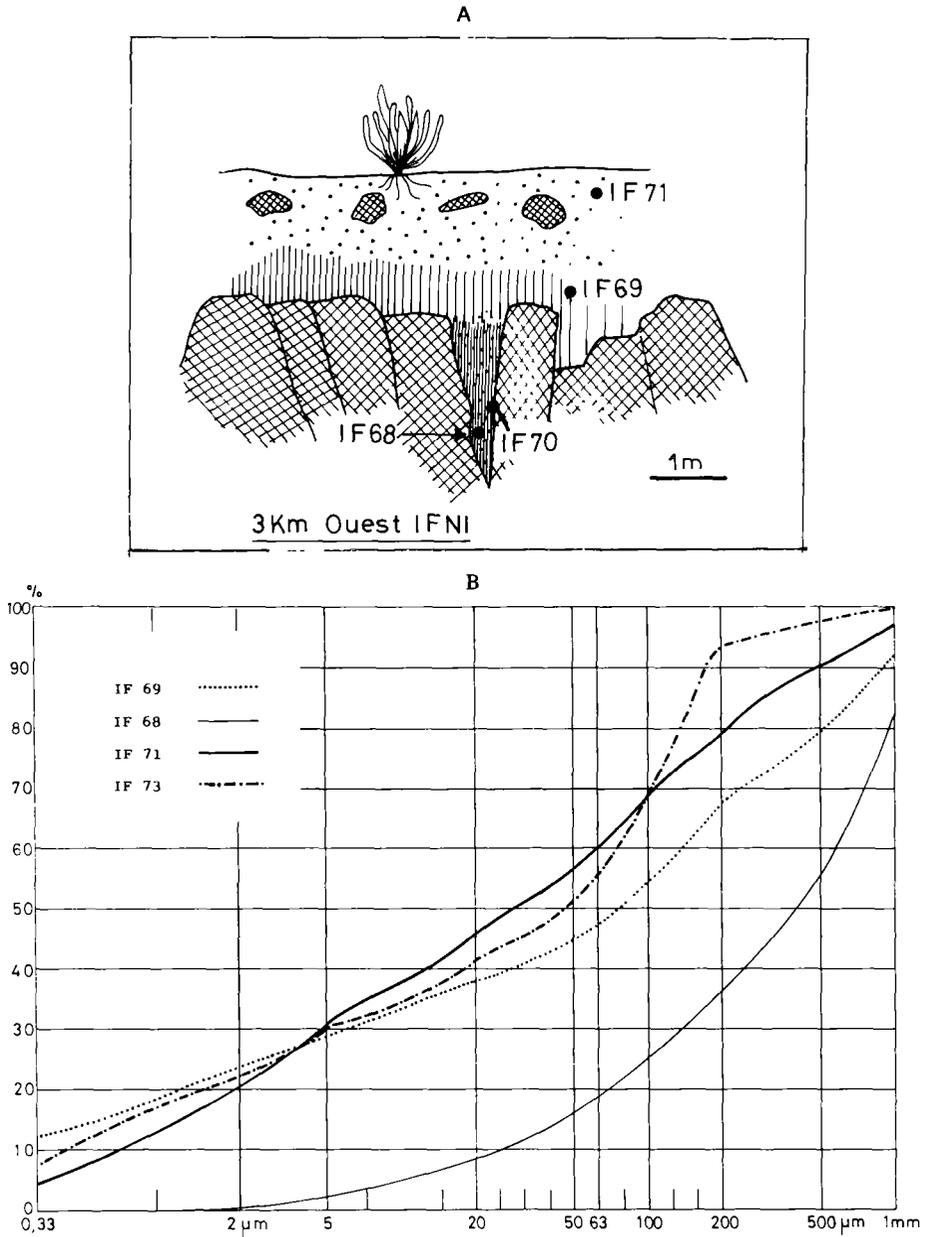
## Les calcitisations sur substrats volcaniques

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

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

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

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



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

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

A/									
Ech.	Paly	Arg	Q	Pla	Fk	Mic	Cal		
IF 68	–	2	3	3	–	–	92		
IF 69	–	3	15	6	6	–	76		
IF 70	–	–	5	–	–	–	95		
IF 71	–	2	59	25	7	4	–		
IF 72	–	3	13	–	–	4	80		
IF 73	–	7	67	11	5	5	–		
IF 74	–	–	74	7	2	17	–		
TF 72a	9	–	2	6	–	–	83		
TF 72b	–	–	9	9	–	–	77		

B/									
	Kao	Sme	Int.G	Ill	Chl	Int	Pal	Q	
IF 68	10	85	–	5	–	–	–	–	–
IF 69	15	–	40	30	15	–	–	–	+
IF 70	–	70	–	20	10	–	–	–	–
IF 71	20	–	–	60	15	5	–	–	+
IF 72	+	–	–	30	–	70	–	–	–
IF 73	15	–	10	55	20	–	–	–	+
IF 74	–	–	–	100	–	–	55	–	–
TF 72a	5	20	–	–	15	10	15	–	–
TF 72b	5	–	–	–	–	80	–	–	–

C/											
Ech.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	MnO	H <sub>2</sub> O	P. feu
IF 68	6,1	1,92	1,2	1,3	46,3	0,3	0,84	0,08	0,02	1,7	40,2
IF 69	21,4	7,37	3,3	1,6	30,4	1,3	0,80	0,30	0,02	3,1	29,1
IF 70	13,1	3,61	2,1	1,3	40,5	0,8	1,05	0,19	0,02	0,9	35,4
IF 71	61,2	14,11	6,2	2,1	0,8	3,1	2,36	0,88	0,09	1,9	5,8

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

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

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

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

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

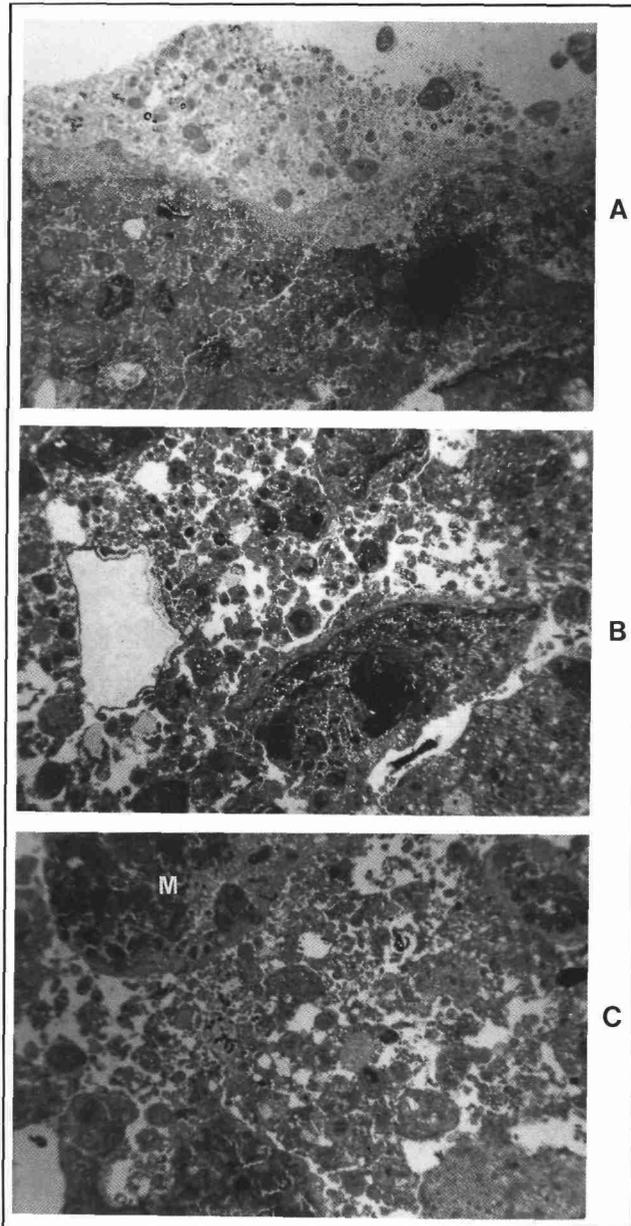
Au Nord-Ouest de Fuerteventura (Canaries), près du port de Los Molinos (*Fig. 74*), des calcitisations ont été recueillies dans de vieux basaltes plio-pléistocènes : une calcitisation pelliculaire pénétrant le long d'une fissure (TF72A) et une calcitisation de fente (TF72B) avec un remplissage poudreux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

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

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

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

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



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

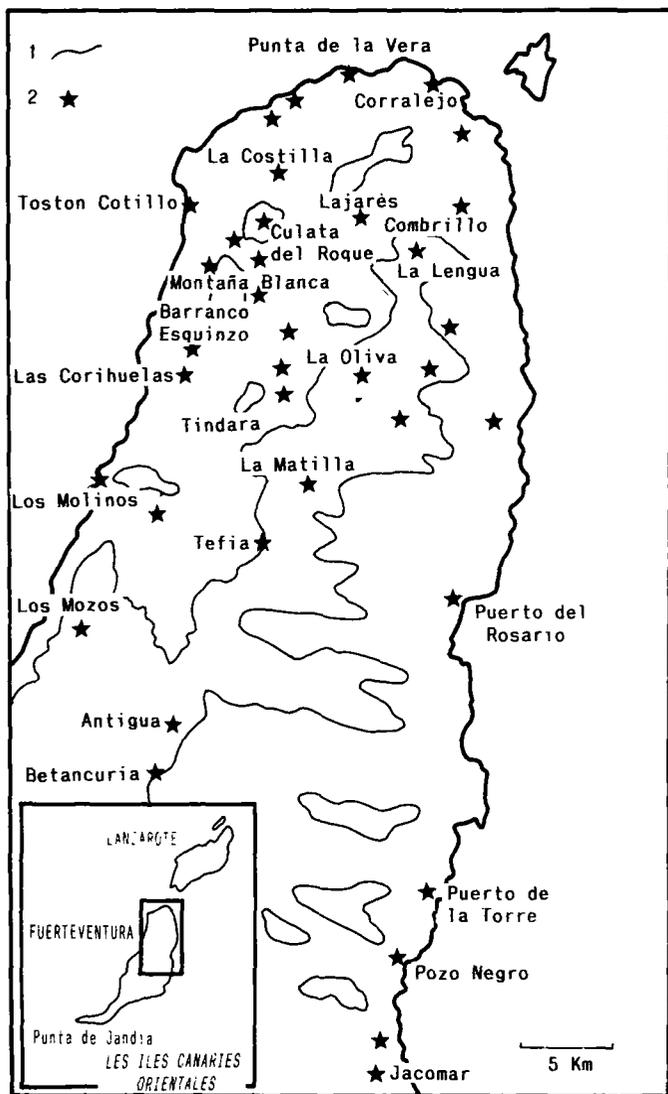


Figure 74. – Localisation des prélèvements dans le Nord de Fuerteventura. 1) isohypse de 250 m, 2) les sites de prélèvements.

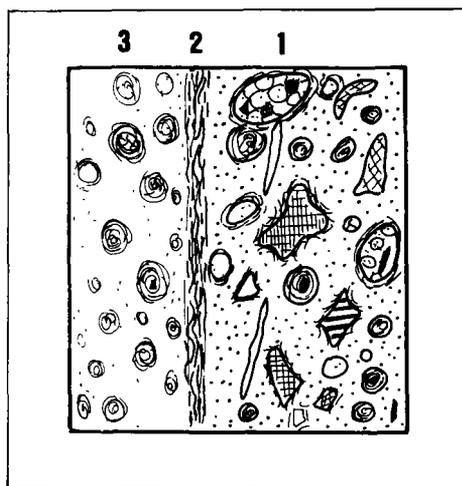


Figure 75. — Calcitisation pelliculaire pénétrant une fissure (TF 72A), schéma interprétatif d'après lame-mince.

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

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

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

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

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

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

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

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

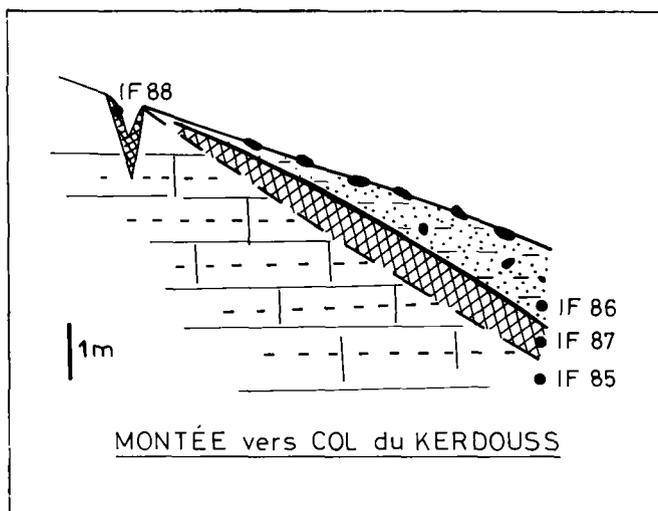


Figure 76. – Le versant sur grès précambriens du Massif du Kerdouss.

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

## Les calcitisations sur substrats sédimentaires et métamorphiques

### Les calcitisations sur grès

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

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

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

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

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

## Les calcitisations sur schistes

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

### *Les calcitisations sur les schistes verts du primaire*

A l'Est de la plaine de Tiznit, un ravin tourné au Sud entaillant des schistes verts qui sont, au sommet, injectés de  $\text{CaCO}_3$  mêlé à des limons (IF51). Ces calcitisations de fissure occasionnent des plications dans les schistes. Après Imi ou Guemma, le versant de l'Anti Atlas occidental est tapissé de dépôts blancs pulvérulents masqués de limons de pente bruns-rouges. Les fissures des schistes verts sont souvent calcitisées (IF78). Dans la vallée proche d'Aït

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

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

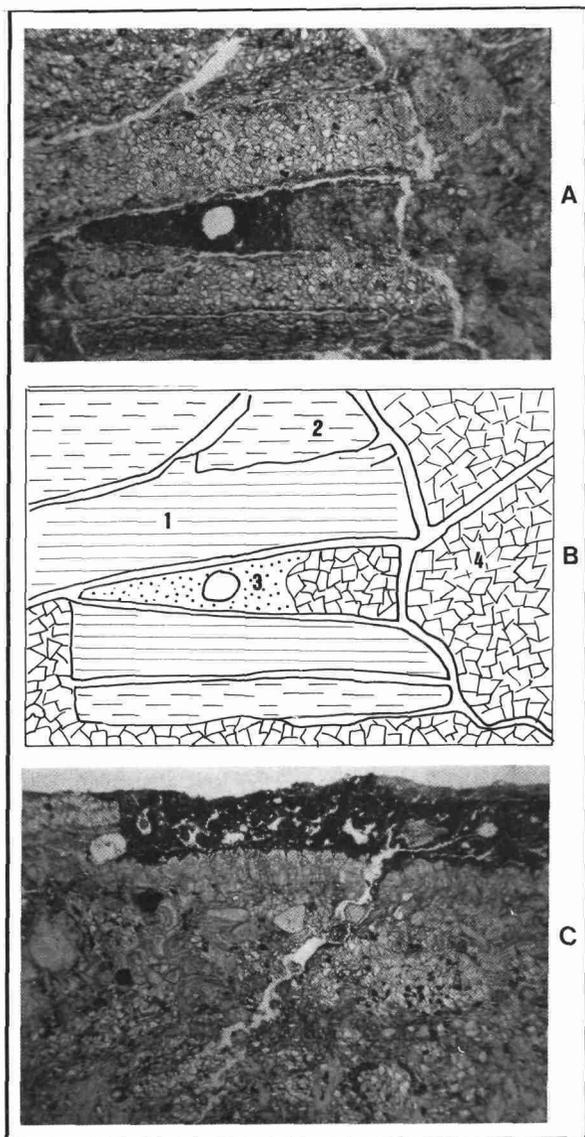
Sur lames-minces, au contact entre calcitisations et roche, on peut observer la pénétration de liserés micritiques dans les microfissures (IF51). D'après une lame dans IF79, une micrite brune très poreuse pénètre aussi, en coin, dans la structure phylliteuse des schistes; des plages de calcite secondaire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

### *Les calcitisations des schistes du Massif du Kerdouss*

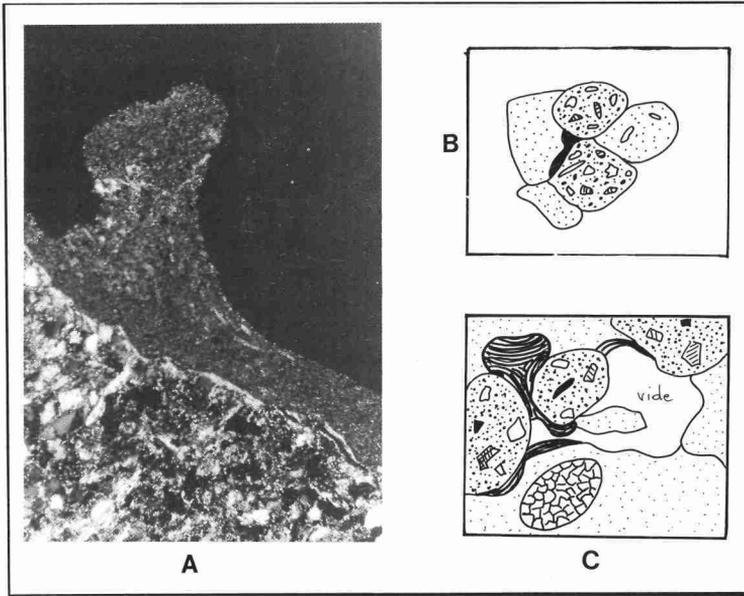
Dans le Bassin de Tighmi, à l'entrée du village, des pélites précambriennes délitées en plaquettes sont totalement calcarifiées (IF44). Au col de Tafraoute, vers l'Ouest, des calcitisations de fissure (IF94) recueillies dans des schistes métamorphiques (IF95), sont analogues aux calcitisations sur schistes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

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

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



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



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

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

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

### Commentaire

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

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

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

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

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

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

## Bibliographie

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

# 11

## Le problème des encroûtements calcaires

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

### La question de la contribution des poussières aux encroûtements

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

### Les recherches sur les encroûtements calcaires

#### *L'évolution des idées*

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

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

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

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

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

### *L'hypothèse d'un apport éolien aux encroûtements*

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

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

### **La problématique de cette étude**

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

## Les encroûtements du Sud-Marocain

### Un cas d'encroûtement sur roche granitique

#### *La coupe à l'Est du Massif d'Ifni*

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

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

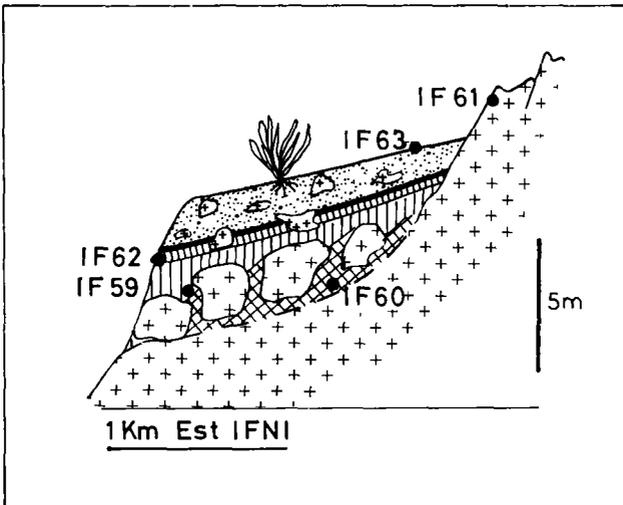
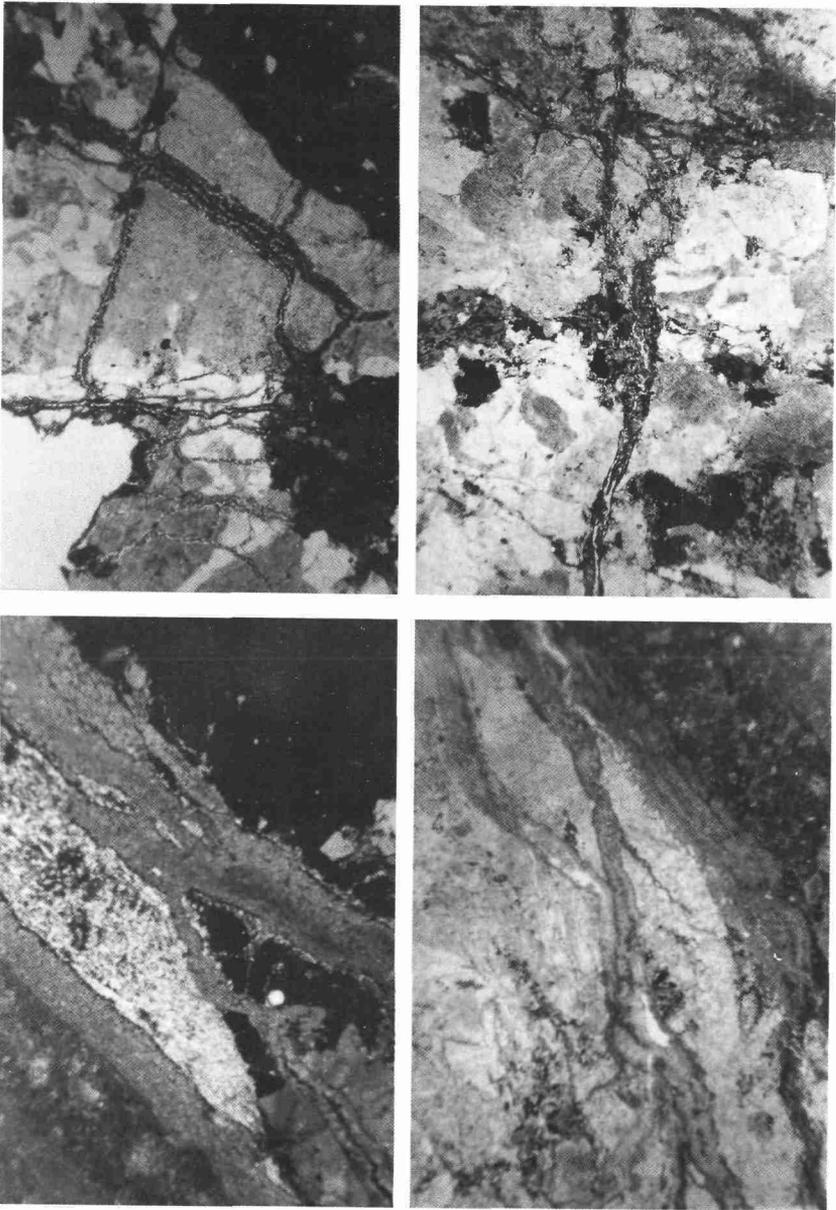


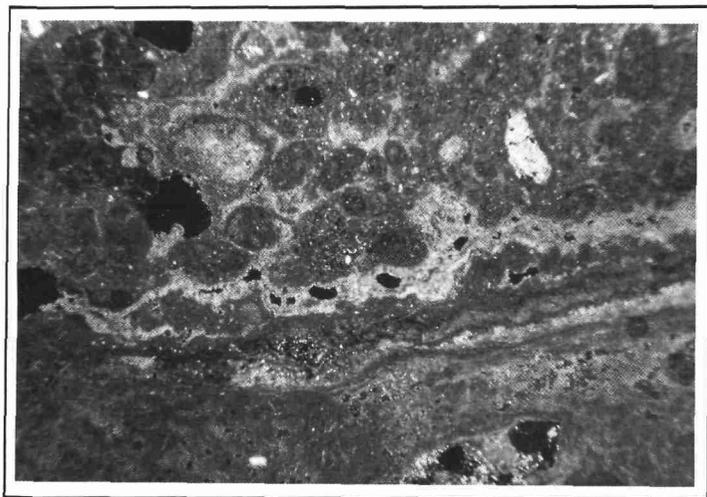
Figure 77. – Un exemple d'encroûtement sur granite à l'Est d'Ifni (Sud-Marocain).



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

profonde. En revanche l'illite, forte dans le granite (70 %), est moindre dans les calcitisations (15-25 %). Dans l'encroûtement, l'illite s'est bien maintenue (45 %) et les kaolinite (15 %) et interstratifiés gonflants (25 %) deviennent importants. Dans le sol, la kaolinite abonde (20 %). Les analyses chimiques soulignent la parenté de la roche en place et du sol actuel ( $\text{SiO}_2$  : 66,8 % et 61,9 %). L'encroûtement et les calcitisations sont évidemment riches en  $\text{CaO}$  (32-42 %) et pauvres en  $\text{SiO}_2$  (12-25 %).

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



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

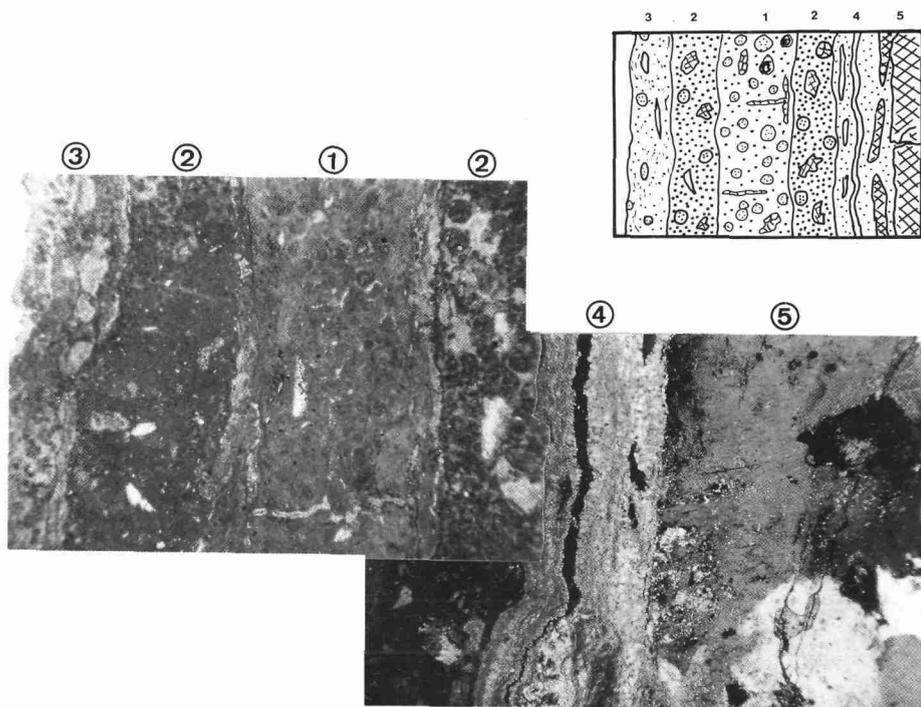
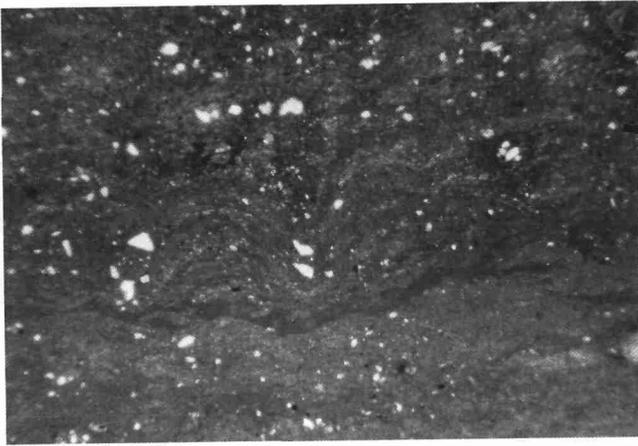


Planche 49. – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 59.

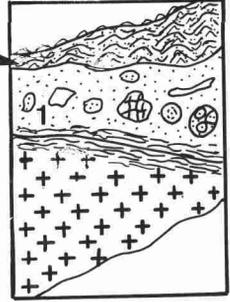
organisée en bandes d'accrétion micritique successives (4) et plus chargée en matière organique (3) de l'autre. La croûte (IF62) a certes une micromorphologie originale mais on y retrouve des traits décrits dans les calcitisations. S'y opposent des laminations en bandes parallèles séparées par de larges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

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

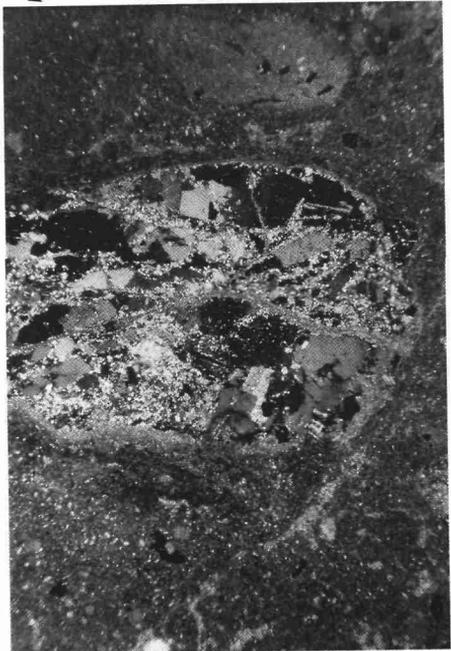
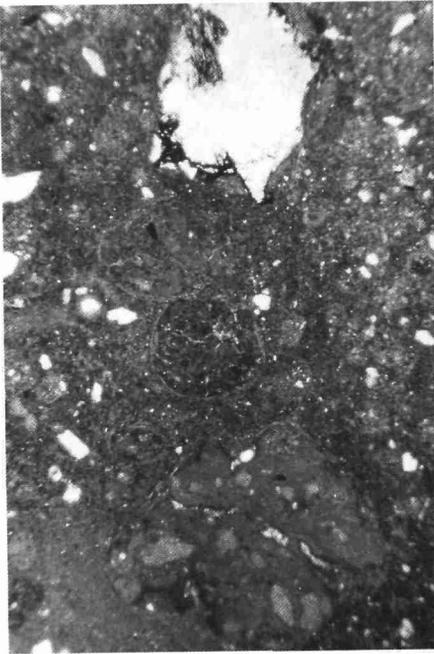
B



A



1



C

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

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

### *L'interprétation*

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

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

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

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

## Un cas d'encroûtement sur roche rhyolitique

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

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

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

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

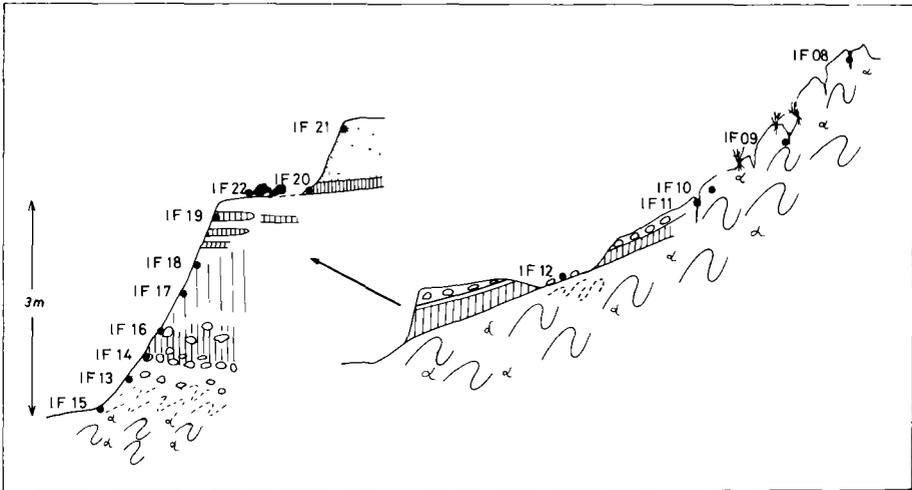


Figure 78. — La coupe du col à l'est de Souk el Arba n'Sahel.

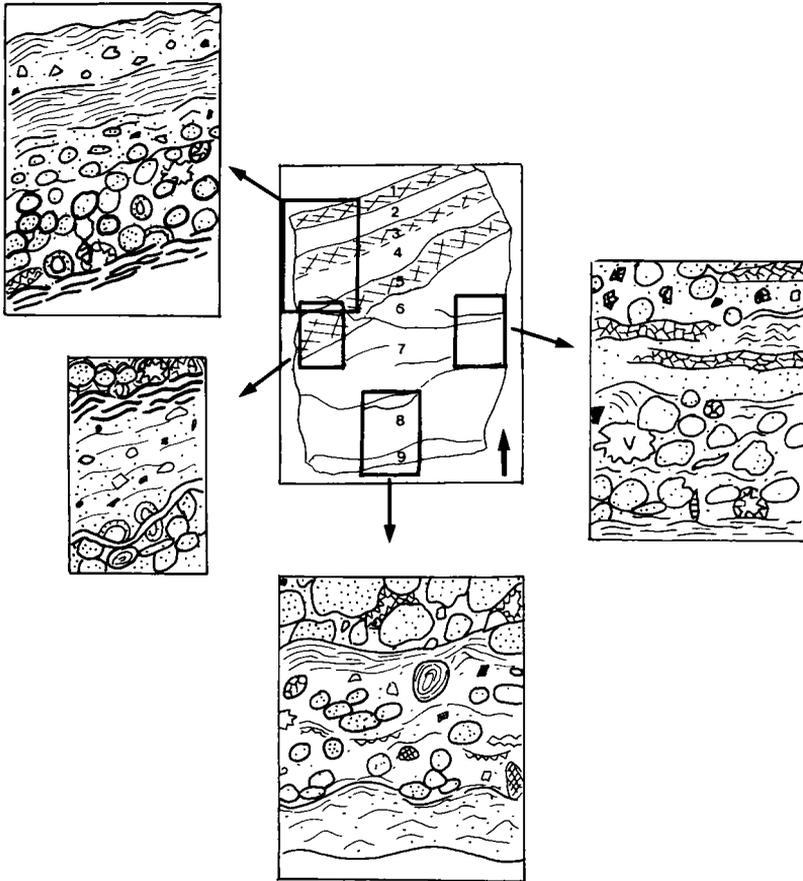
d'altération IF15 (39 %) et les niveaux caillouteux inférieurs IF13, 14 et 16 (10-28 %). Ces taux remontent aussi dans les encroûtements, surtout le dernier (10 %), et sont massifs dans le sol (63 %). Les proportions de calcite, faibles à la base de la coupe dans la roche altérée (15 %) et dans le niveau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

Celui-ci se distingue par le manque de palygorskite, argile aux proportions considérables dans les autres niveaux (65-85 %), avec un maximum pour le niveau à blocs IF14 (90 %). Si on admet la formation locale de cette argile, on peut penser que la plupart des niveaux ont donc été concernés par l'épigénie de la calcite par la palygorskite. La smectite est absente de la coupe et les interstratifiés gonflants sont peu représentés (parfois 5-10 %). Les données chimiques confirment la forte désilicification de la roche altérée ( $\text{SiO}_2$  : 18 %). La composition chimique du niveau IF13 est encore siliceuse (51 %) et peu carbonatée ( $\text{CaO}$  : 8 %).

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

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

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



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

### ***L'interprétation***

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

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

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

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

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

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

### **Comparaison avec quelques encroûtements sur roches carbonatées**

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

### ***Les encroûtements sur dolomies paléozoïques***

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

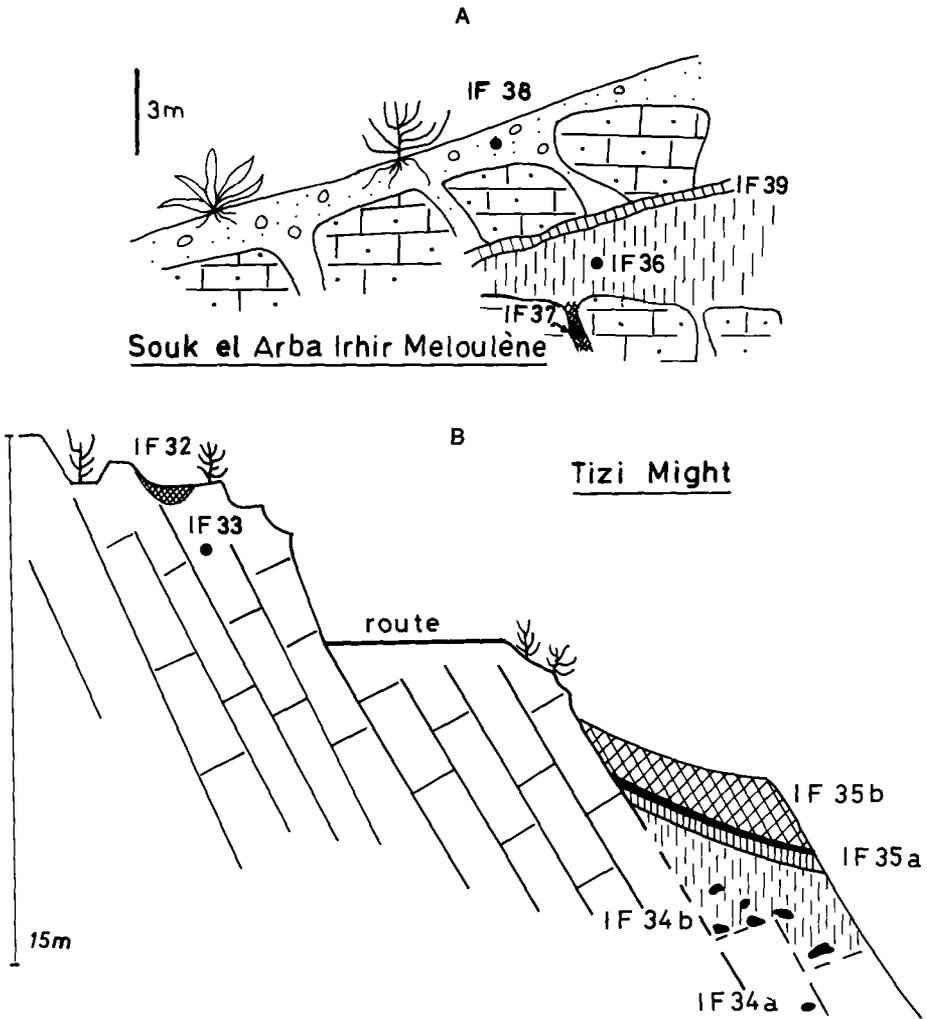


Figure 80. – Les coupes sur versants dolomitiques de Souk el Arba Irhir Mèloulène (A) et de Tizi Micht (9).

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

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

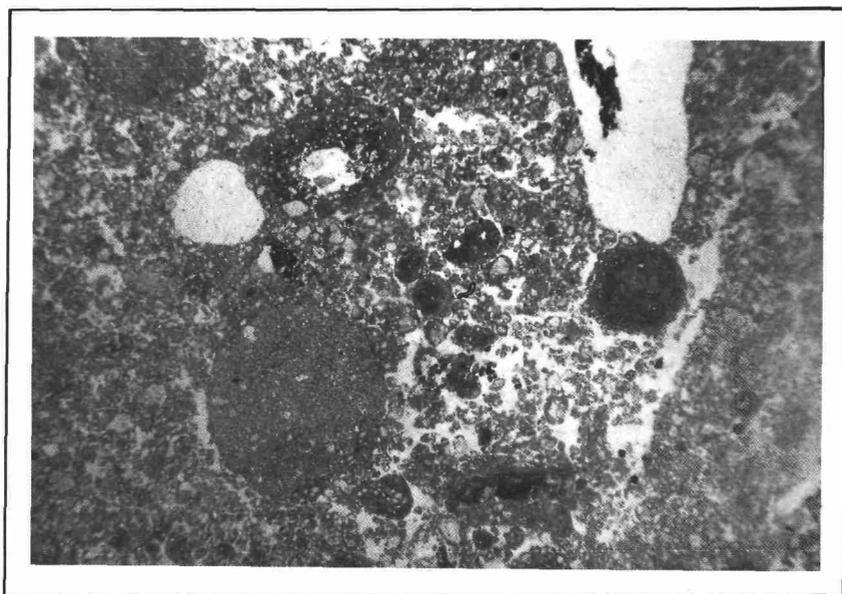
La calcite est l'élément dominant des 2 coupes (50-96 %), sauf dans le sol IF32. Plus surprenante est l'occurrence des quartz, feldspaths et micas aux taux importants dans les niveaux du dépôt de versant de Tizi Micht et notables dans les échantillons de roche IF33 et IF34a (quartz :5-18 %). Si la smectite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

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

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

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

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



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

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

### *Les encroûtements sur calcaires lacustres*

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

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

Le sol a comme toujours une nette singularité minéralogique : présence importante de quartz (63 %) et feldspaths (16 %) et taux élevés de kaolinite et illite (10 et 25 %). Au contraire, les accumulations carbonatées sont riches en calcite (70 %) et surtout en palygorskite (80-85 %). Mais la croûte est pourvue de quartz et feldspaths (respectivement 19 et 5 %) et la composition chimique de la calcitisation pulvérulente indique une notable teneur en  $\text{SiO}_2$  (16,2 %).

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

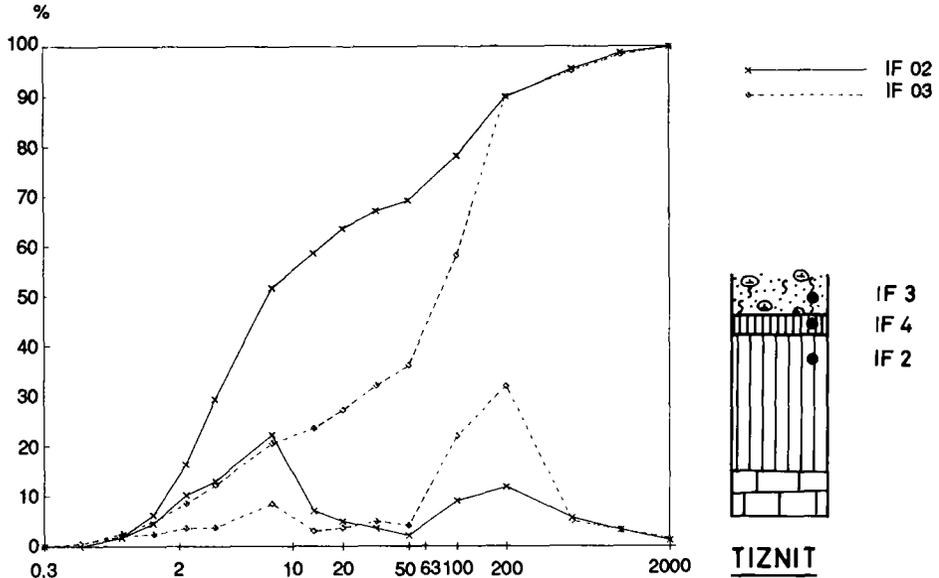


Figure 81. — La coupe sur calcaire lacustre à l'ouest de Tiznit et les courbes granulométriques cumulatives de IF 02 et IF 03.

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

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

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

## La question de la participation des carbonates *in situ*

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

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

— *le facteur temps* : extraction des carbonates du substrat et épigénie calcaire exigent un temps relativement long. Or cette concentration a été ici très rapide puisque des scories sont cimentées de  $\text{CaCO}_3$  sur un ou plusieurs décimètres, parfois jusqu'au sommet des cônes volcaniques holocènes.

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

## La contribution en $\text{CaCO}_3$ due aux sables biodétritiques

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

### *Les étapes de cette diagenèse des sables*

D'après nos résultats :

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

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

### *Les relations entre sables et croûtes de versant*

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

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

### *Les arguments*

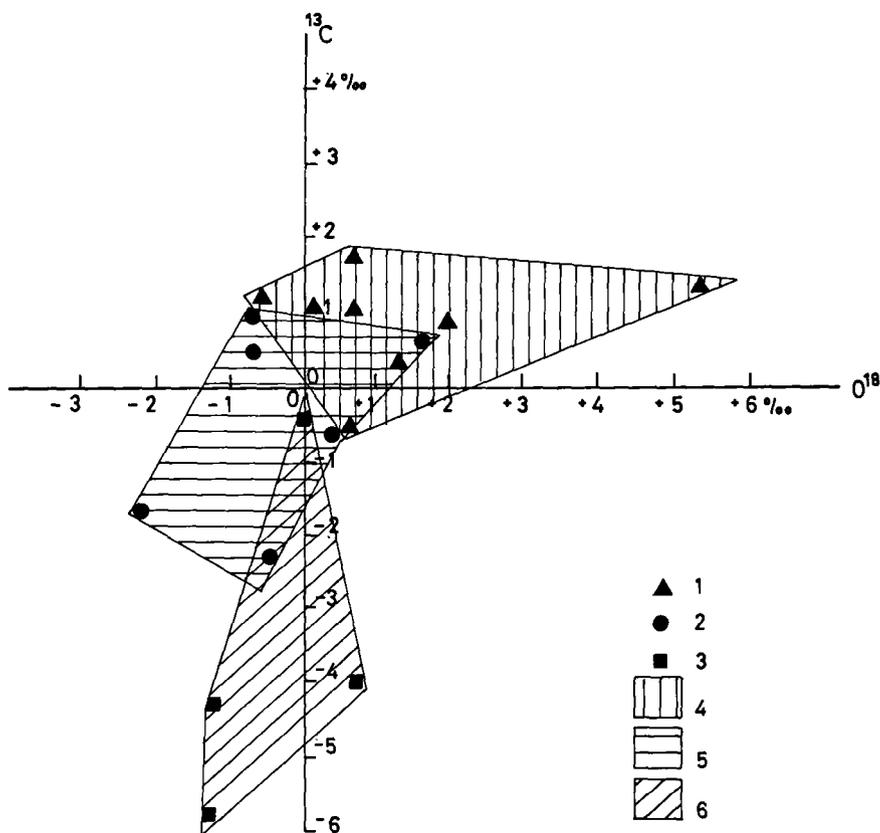
#### *Les compositions minéralogique et isotopique*

Le cortège argileux des sables est varié, avec des minéraux allochtones comme la kaolinite et l'illite, et des smectites dominantes qui montent jusqu'à 100 % de la fraction argileuse de la croûte calcaire [18]. Une partie du magnésium des smectites provient sans doute de l'évolution des calcites Mg en calcite *s.s.* En effet, si l'analyse de certaines croûtes indique une très abondante calcite *s.s.* (recristallisation de  $\text{CaCO}_3$  lors de la pédogenèse), deux croûtes contiennent encore de la calcite Mg, une de l'aragonite et une dernière de la dolomite. La calcite Mg et l'aragonite sont considérées comme des indices d'origine marine des carbonates, avec un léger doute cependant pour l'aragonite qui est parfois un précurseur dans l'évolution de  $\text{CaCO}_3$  vers les calcites *s.s.* sous l'effet de la matière organique [20,21].

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

#### *La micromorphologie*

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

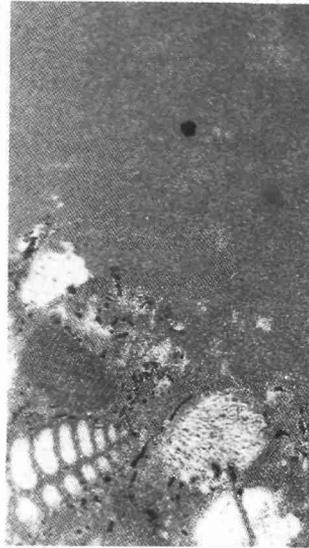


**Figure 82.** — Les valeurs isotopiques des carbonates des sables biodétritiques de plages ou dunes mobiles actuelles (1 et 4), de dunes anté-holocènes meubles ou légèrement grésifiées (2 et 5) et de croûtes calcaires (3 et 6).

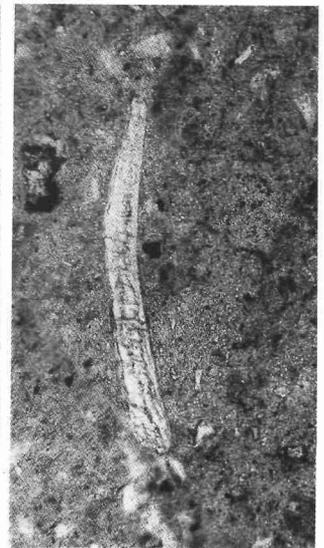
Gastéropodes et Ostracodes, outre quelques rares quartz et plagioclases épigénisés (*Pl. 52-D, E*). Les tests sont remplis de microsparite et entourés d'un fin liseré de micrite uniforme, avec de rares vides circulaires tapissés, en géode, de microsparite. D'après l'étude du remplissage d'une fissure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



B



D



F



A



C



E

**Planche 52.** – Lames-minces de sables biodétritiques de Fuerteventura observées au M. Pol (LN).

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

## La contribution des poussières carbonatées

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

### *L'origine locale des poussières carbonatées*

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

### *Une origine plus lointaine*

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

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

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

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

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

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

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

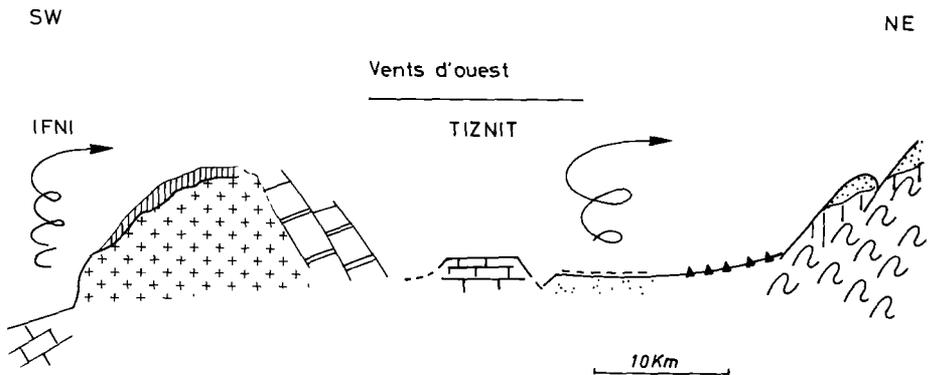


Figure 83. — Le cycle des poussières carbonatées dans le Sud-Marocain : production, soulèvement et précipitation des poussières au pléistocène.

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

## Bibliographie

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

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

# 12

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

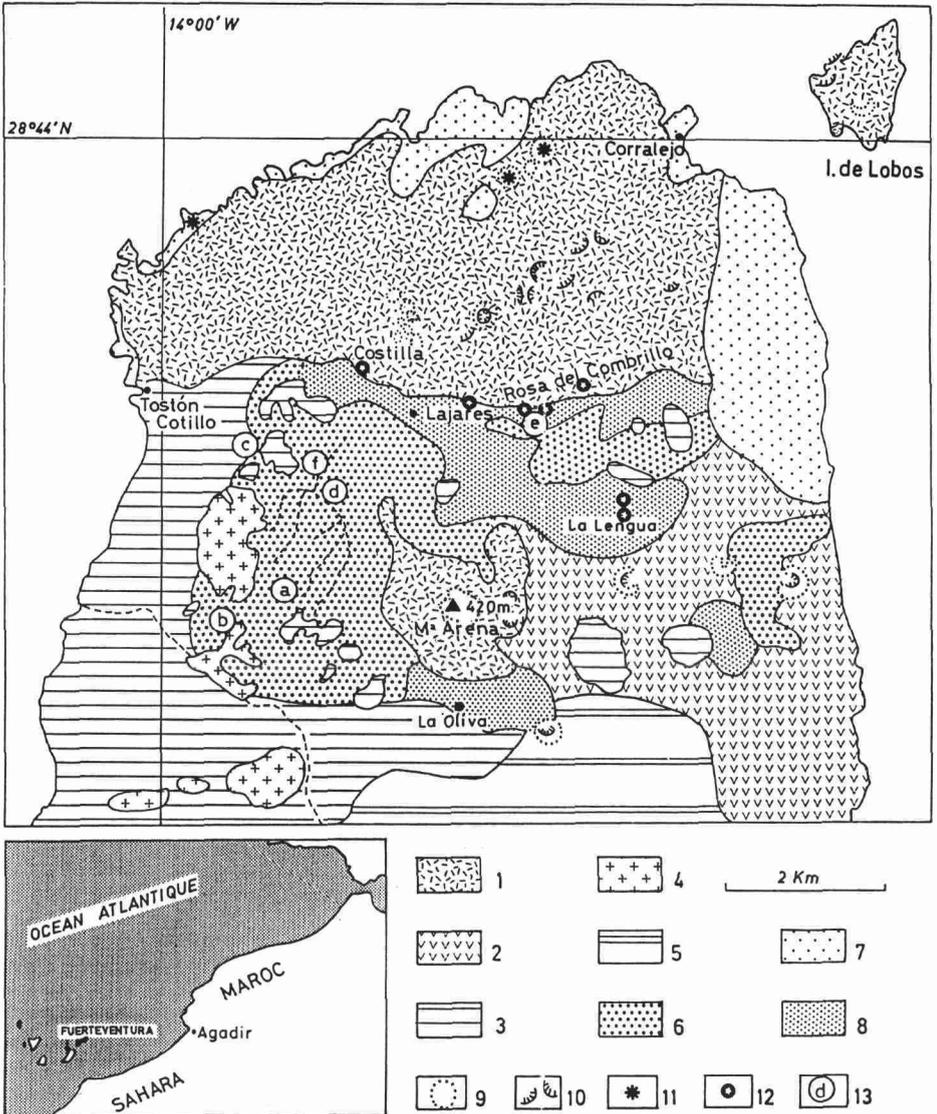
Vu la fréquence des arrivées de poussières sahariennes dans l'île de Fuerteventura, il a paru intéressant d'en étudier l'impact dans la formation des dépôts superficiels d'autant plus que deux données locales, *nature volcanique du substrat* et *insularité*, permettent d'en faciliter l'appréciation.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

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

### Les sables au Nord et au Sud de l'île

#### Le Nord de Fuerteventura

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



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

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

### *Les vestiges d'un massif dunaire important*

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

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

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

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

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

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

### *Les étapes de l'ensablement*

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

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

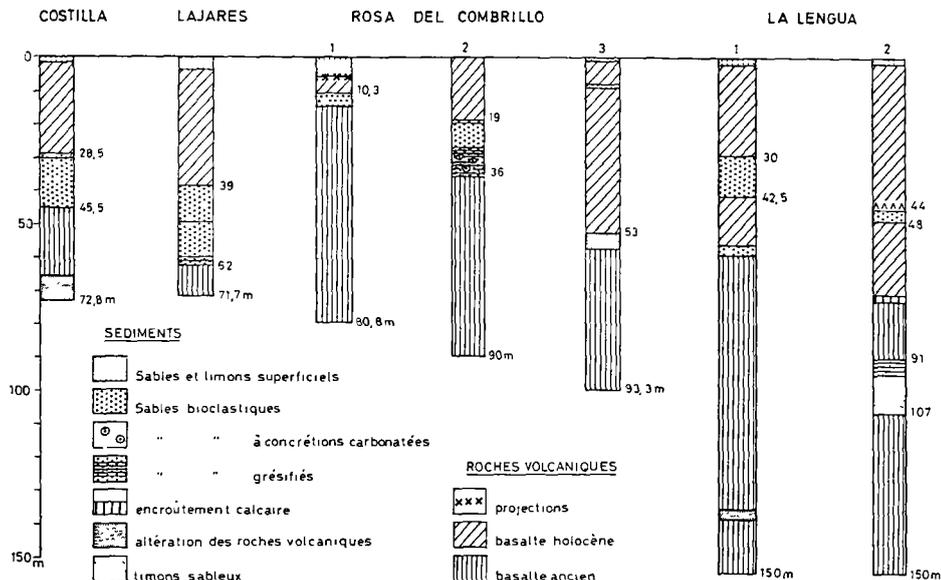


Figure 85. — Logs pétrographiques des sept sondages (localisation fig. 84).

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

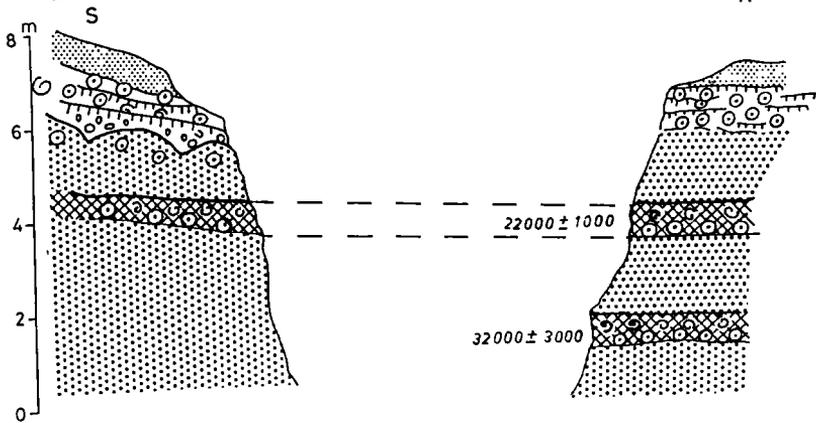
— d'alluvions anciennes, par exemple au Barranco de los Enamorados, à Los Molinos ou au Sud d'El Cotillo. Elles contiennent de fortes proportions de limons rougeâtres et, vers l'Ouest, sont encroûtées d'un ciment gypseux.

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

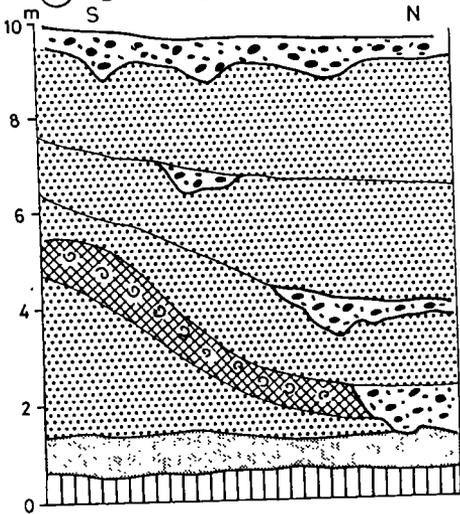
D'après les coupes, il y a eu rapide fossilisation de ces altérations ou dépôts sans mélange avec les sables éoliens, avec un contact toujours net entre faciès.

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

(A) Est de la MONTANA BLANCA



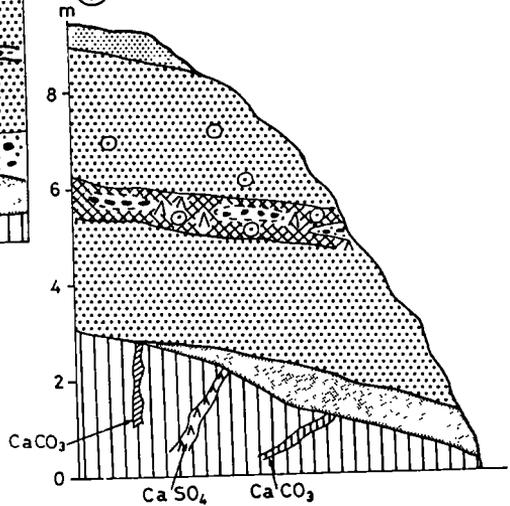
(B) BARRANCO de los ENAMORADOS



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

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

(C) MONTANA del FRAILE



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

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

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

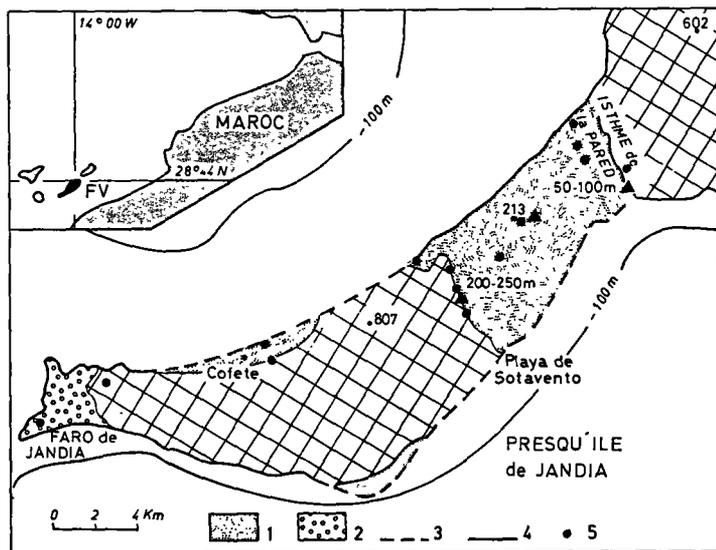


Figure 87. — La Péninsule de Jandia. 1) formations dunaires, 2) placages sableux discontinus, 3) plages sableuses, 4) côtes rocheuses, 5) sites de prélèvement.

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

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

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

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

## La composition sédimentologique des sables biodétritiques

### *Les sables dunaires non fixés*

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

### *Les sables dunaires fixés*

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

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

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

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

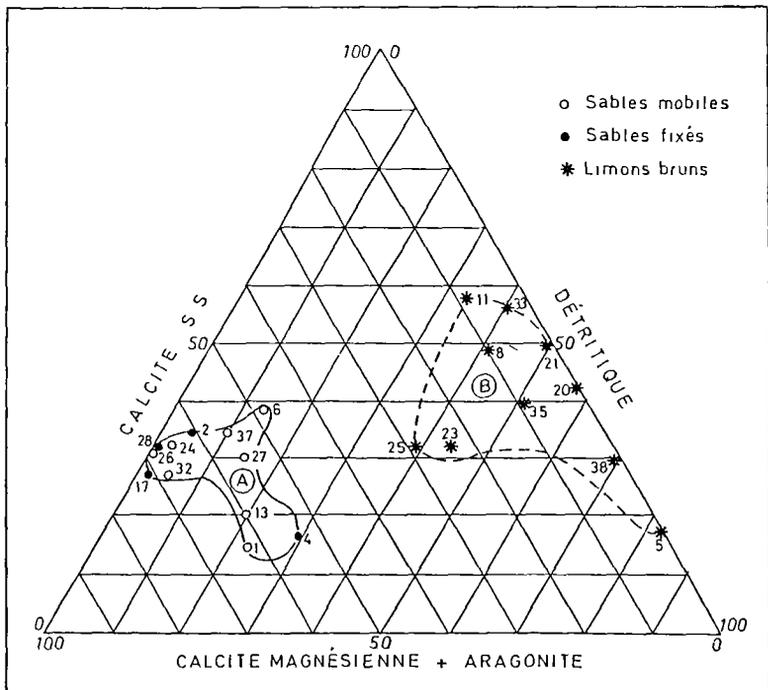


Figure 88. – Composition des sables biodétritiques actuels, des sables dunaires consolidés (A) et des limons bruns (B) dans la presqu'île de Jandia (Fuerteventura).

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

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

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

## Les apports allochtones aux sables biodétritiques

### L'occurrence des quartz

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

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

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

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

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

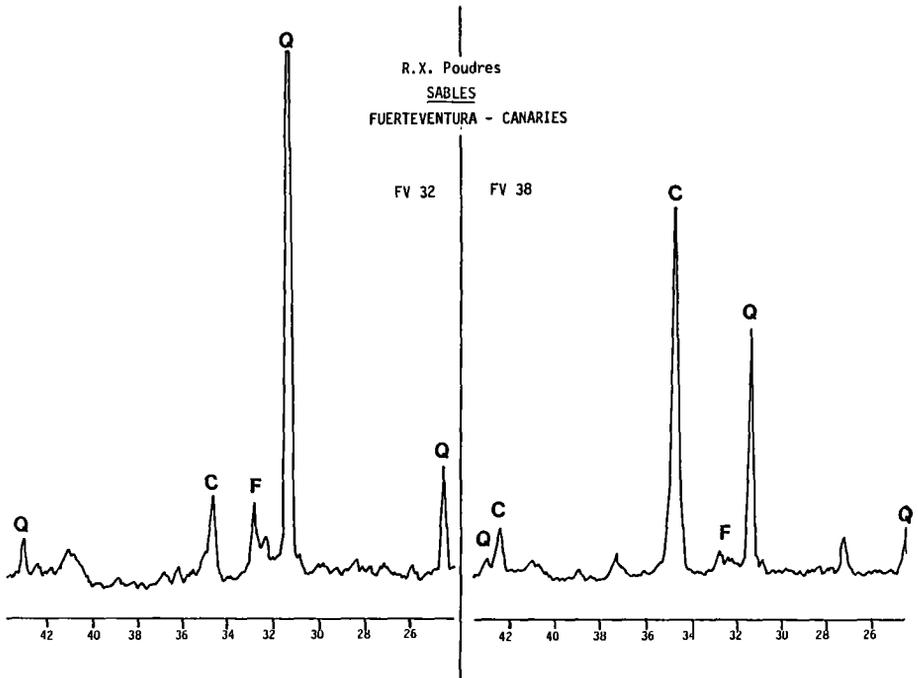


Figure 89. - Spectres minéralogiques des poudres de deux échantillons de sable de Fuerteventura.

### Les cortèges argileux

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

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

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

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

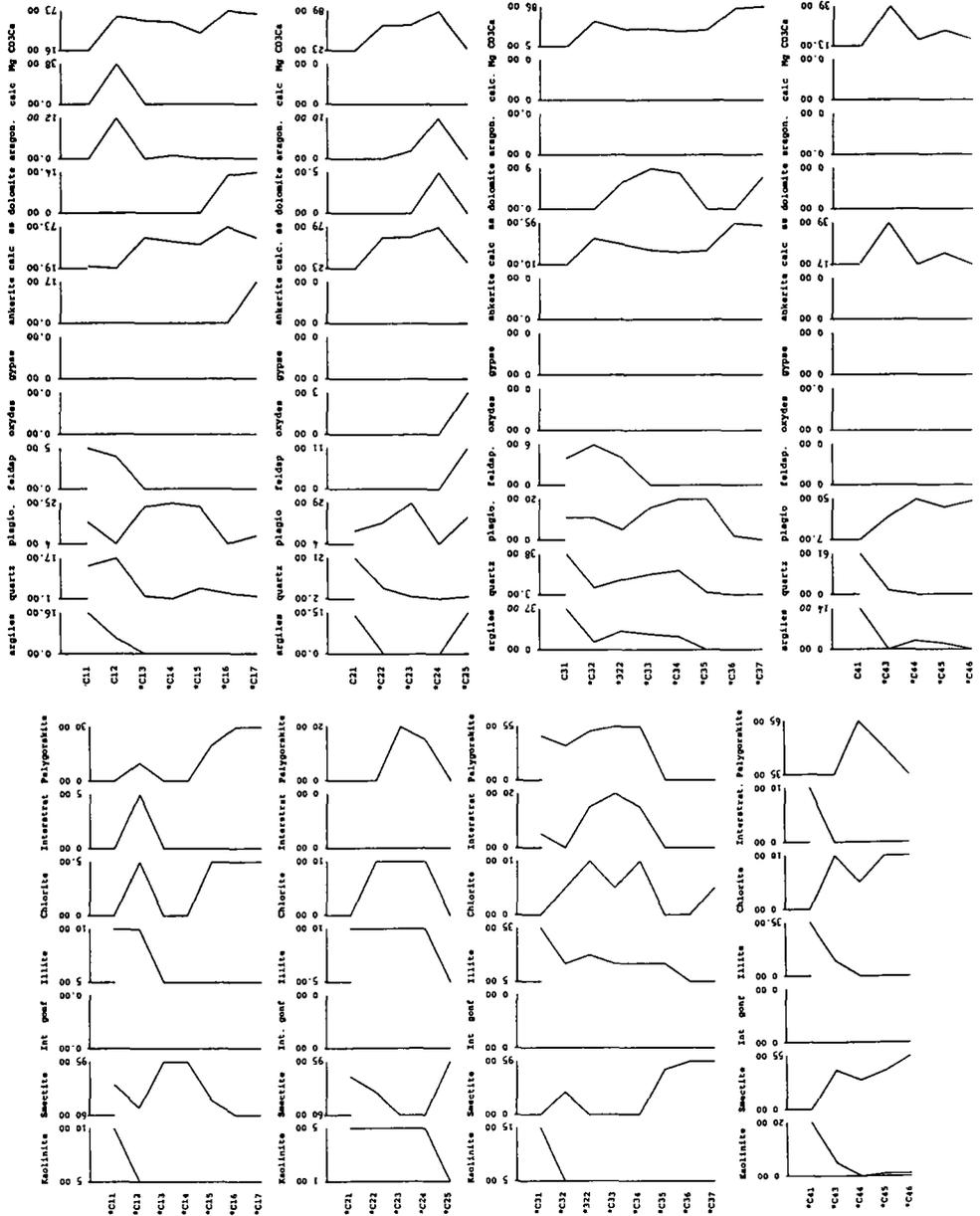


Figure 90. - Variations de la composition minéralogique des poudres (A), des argiles (B) et des sables le long de sondages de Lajares (C1), Lengua 1 (C2), Lengua 2 (C3) et Rosa del Costilla (C4).

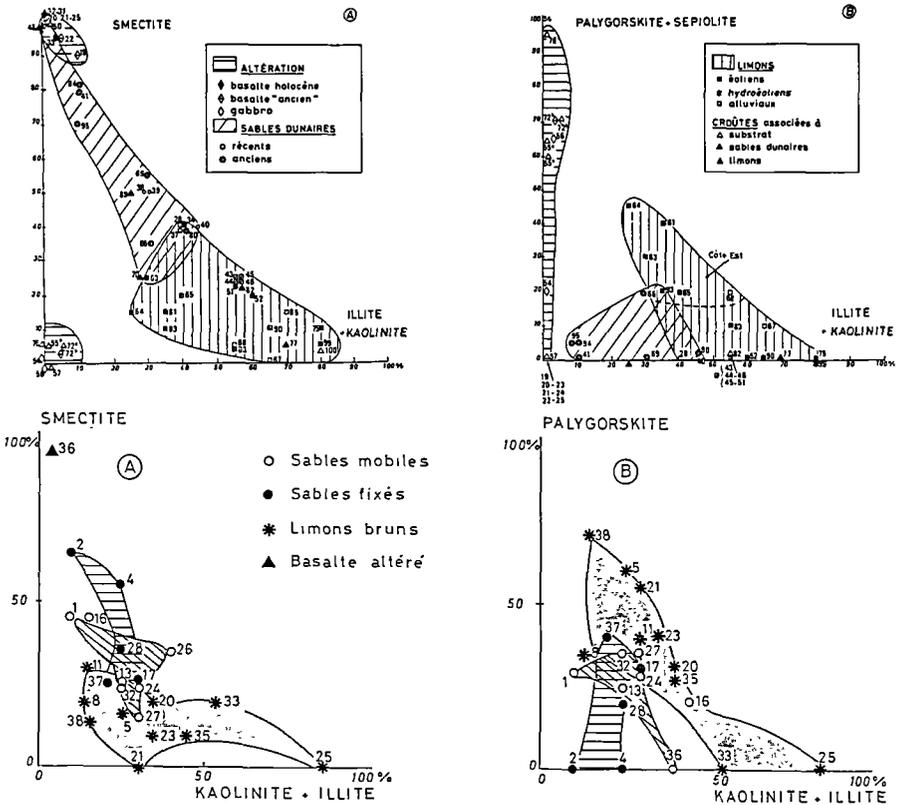


Figure 91. - Distribution de l'ensemble illite-kaolinite par rapport à la smectite (A) et aux argiles fibreuses (B) dans la fraction argileuse des formations superficielles du nord de Fuerteventura (I) et de la presqu'île de Jandia (II).

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

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

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

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

### Les limons dans la partie septentrionale de l'île

#### *Un changement dans la sédimentation éolienne : les dépôts limoneux*

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

- *les limons sur la croûte calcaire*

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

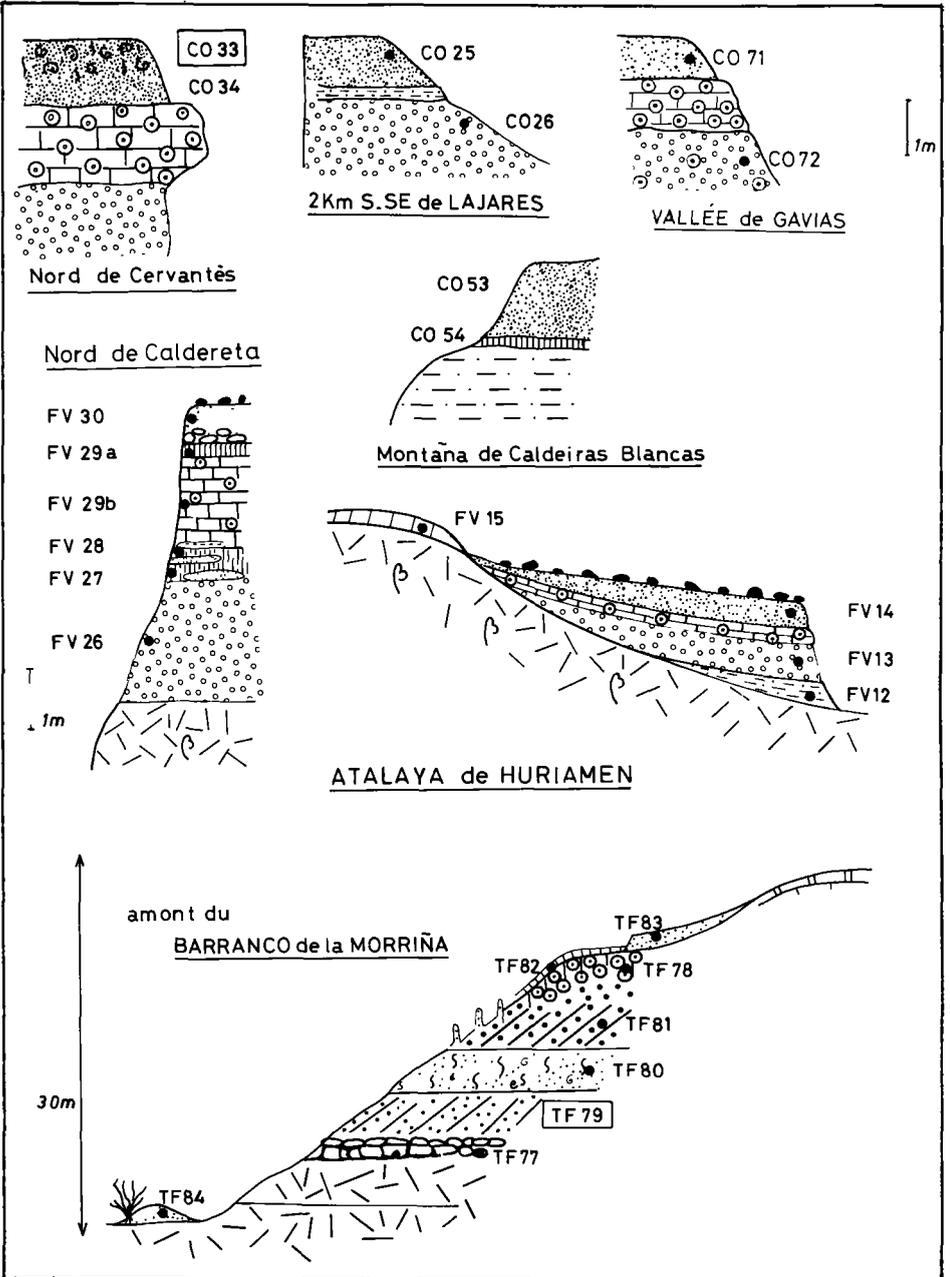
- *les limons à faciès loessique* (Fig. 94)

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

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

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

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



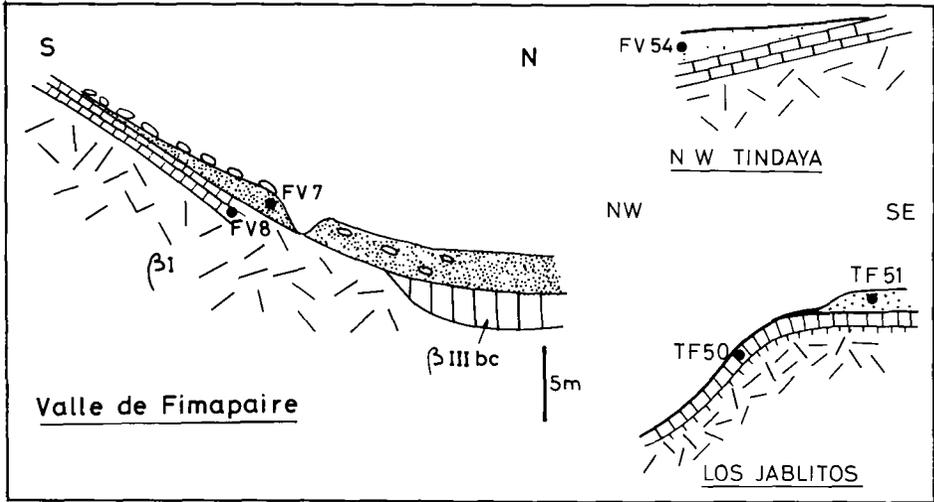


Figure 93. – Le recouvrement d'une croûte calcaire développée sur substrat volcanique par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.

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

### La minéralogie des limons

- les limons topographiquement élevés

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

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

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

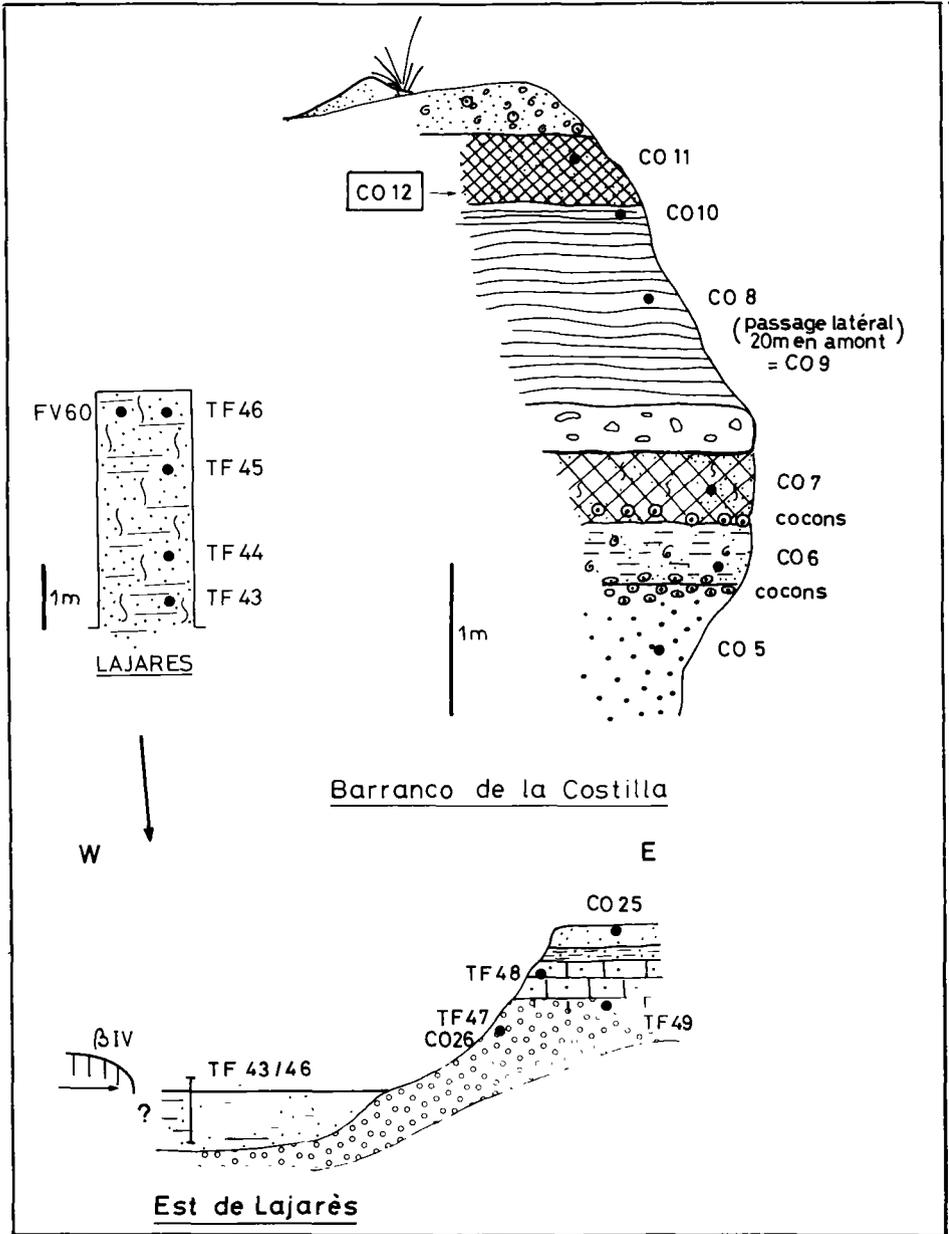


Figure 94. - Les limons à faciès loessique de l'île de Fuerteventura.

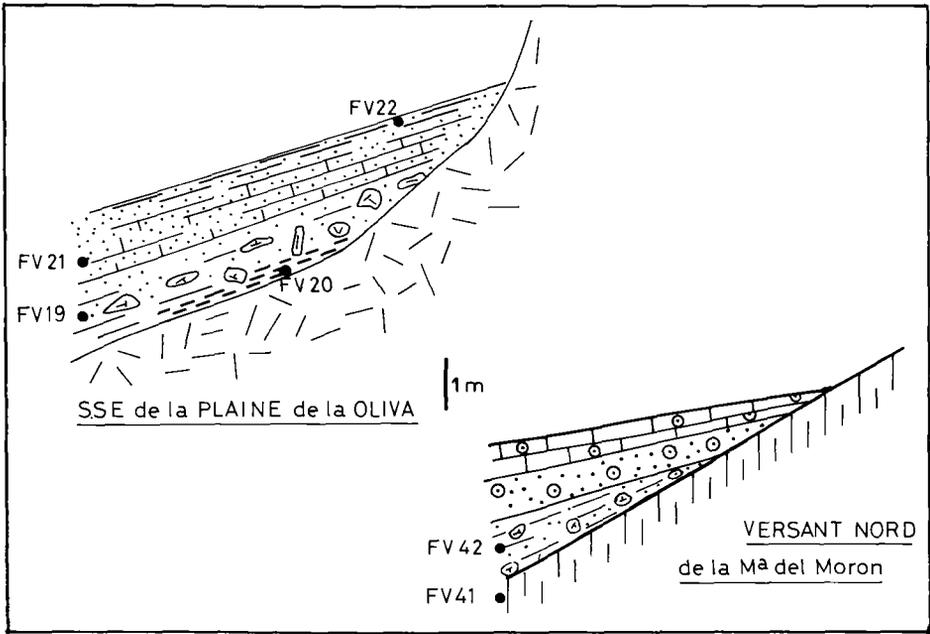


Figure 95. — Les placages limoneux sur les versants dans l'île de Fuerteventura.

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

- les limons de dépression

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

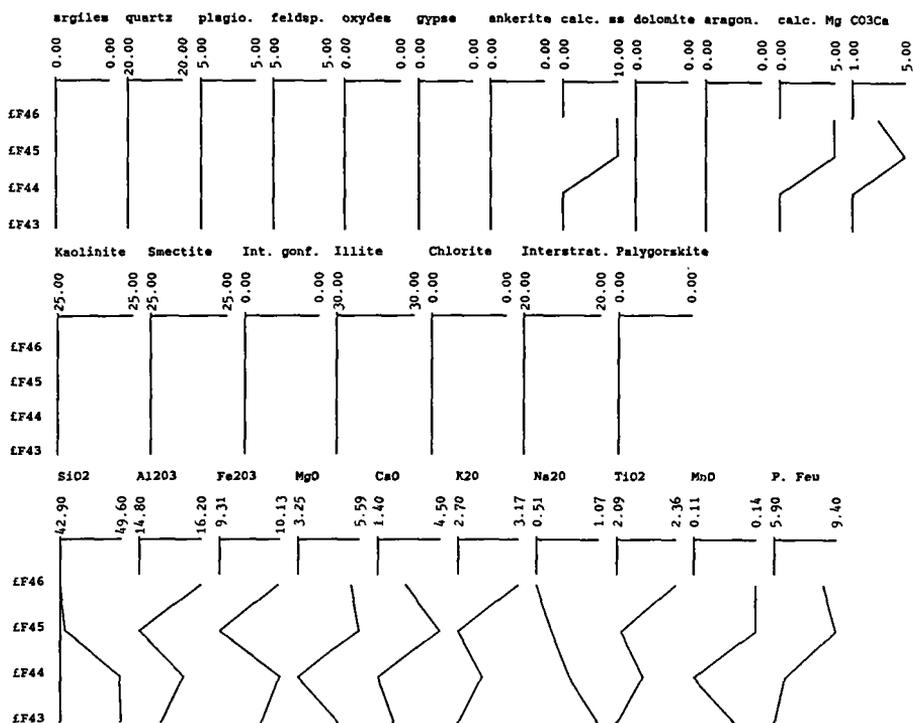


Figure 96. – Variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles et la composition chimique des loess de Lajarès (les numéros des échantillons correspondent au Log de la figure 94).

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

- les limons de vallée

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

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

## Les limons au Sud de l'île

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

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

## Les critères de l'allochtonie des limons

### La question des quartz

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

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



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

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

**La granulométrie des limons**

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

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

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

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

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

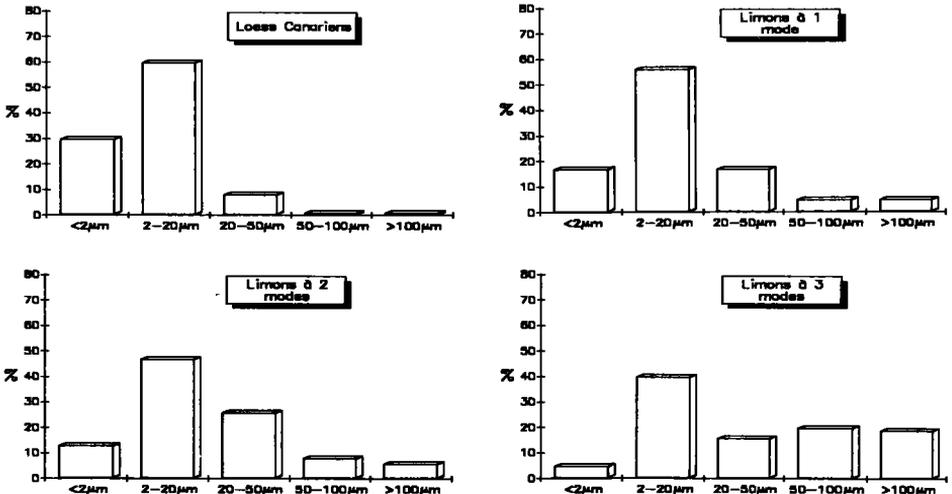


Figure 98. – Les types de distribution modale dans la granulométrie des limons de Fuerteventura.

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

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

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

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

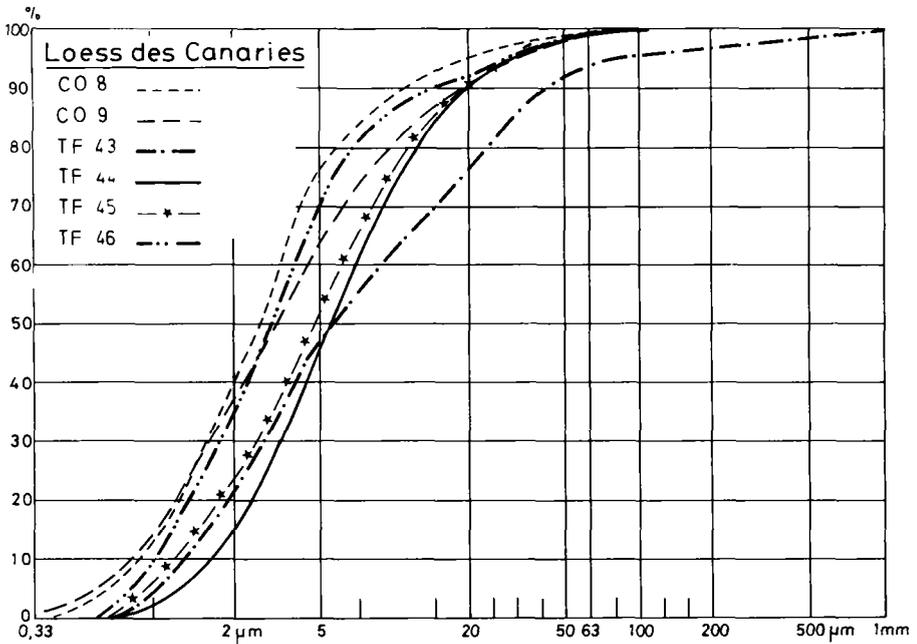


Figure 99. — Les courbes granulométriques cumulatives des limons à faciès loessique de Fuerteventura.

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

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

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

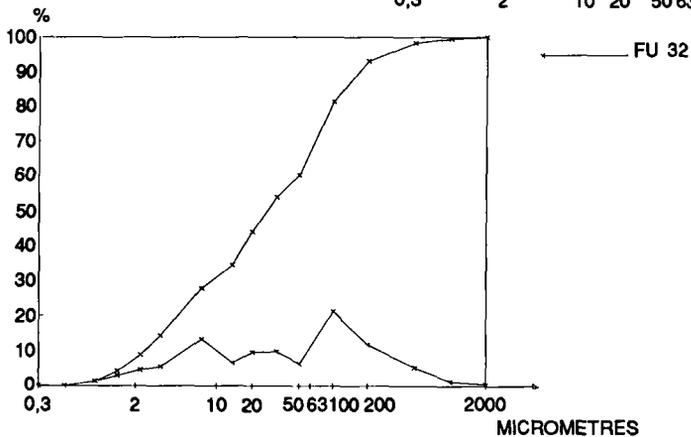
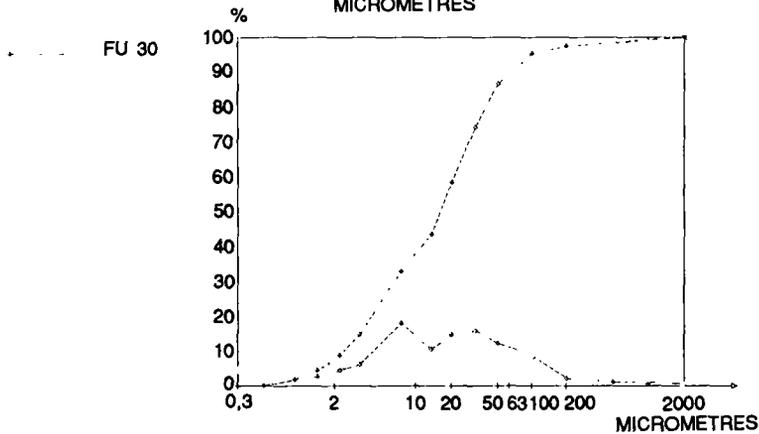
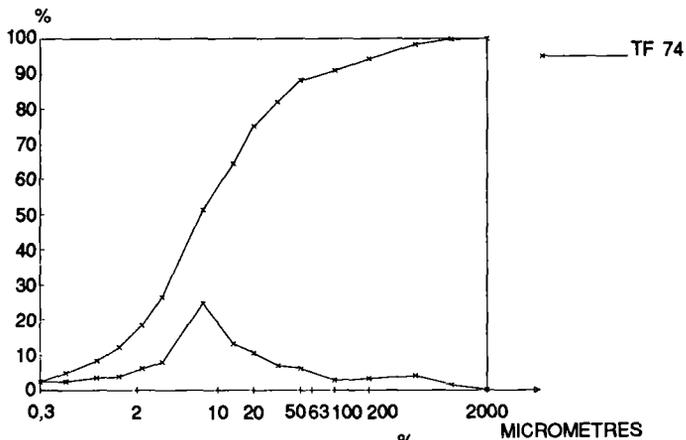
— les limons à 3 modes (7, 32 et 100  $\mu\text{m}$ ) ont les plus faibles teneurs en argile et les plus forts pourcentages de sables; la fraction limoneuse voit la nette prépondérance de la phase fine.

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

### La minéralogie et l'indice d'allochtonie

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

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



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

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

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

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

$$Ial = \text{kaolinite+illite/smectite}$$

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

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

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

### L'étude de la composition chimique

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

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

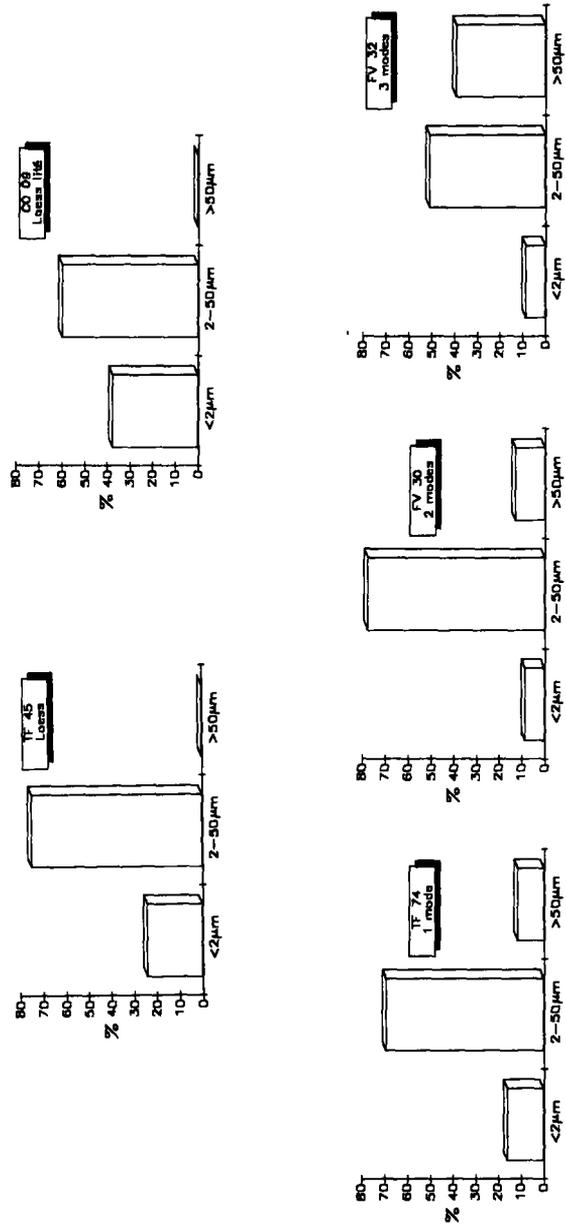
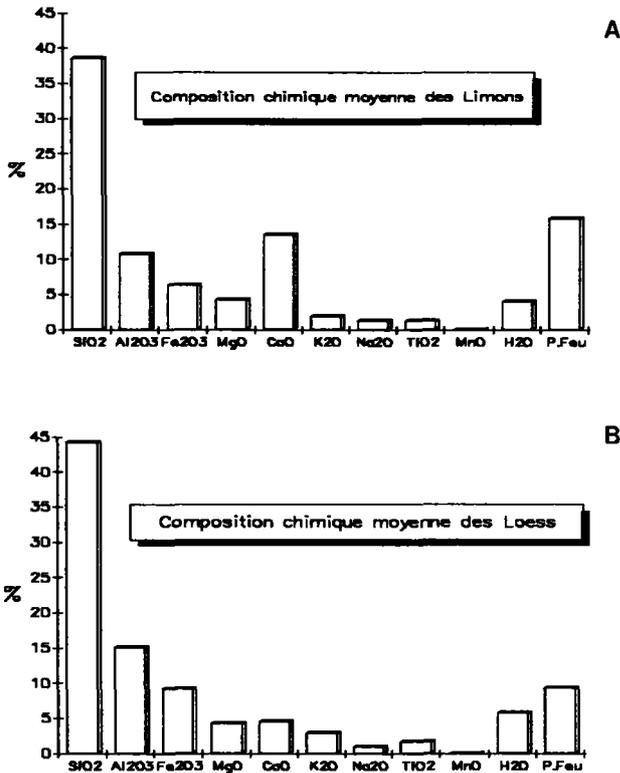


Figure 101. - La distribution granulométrique-type des différents loess et dépôts limoneux de Fuerteventura.



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

D'après la composition chimique des limons et de 6 échantillons de loess (Fig. 102-B), si ces derniers contiennent plus de SiO<sub>2</sub> (44,3 % contre 38,7), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,2 % contre 10,9), K<sub>2</sub>O (3 % contre 2) et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,2 % contre 6,5), les limons sont plus carbonatés (14 % contre 4,8) et ont une plus grande perte au feu (15,9 % contre 9,2)(Fig. 104).

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

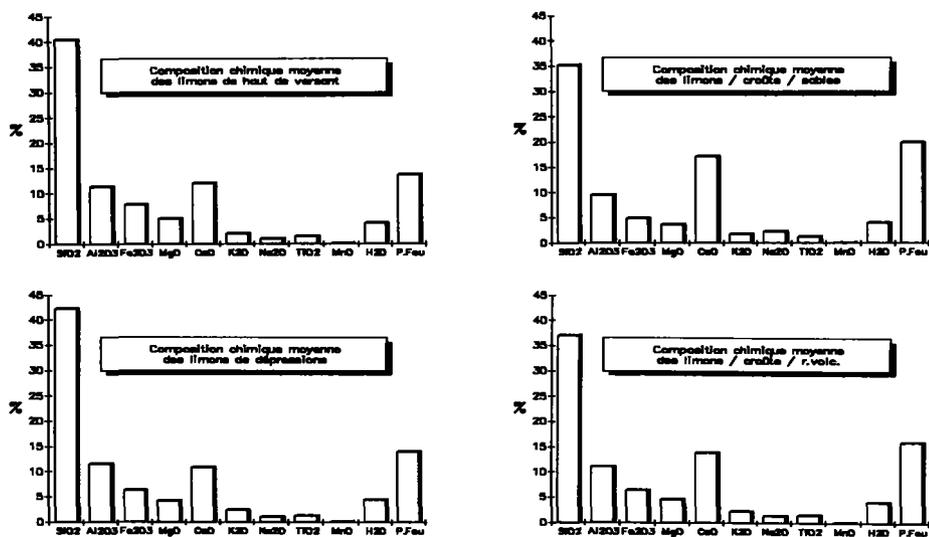


Figure 103. – L'indépendance de la composition chimique des dépôts limoneux par rapport aux variations de site et de substrat.

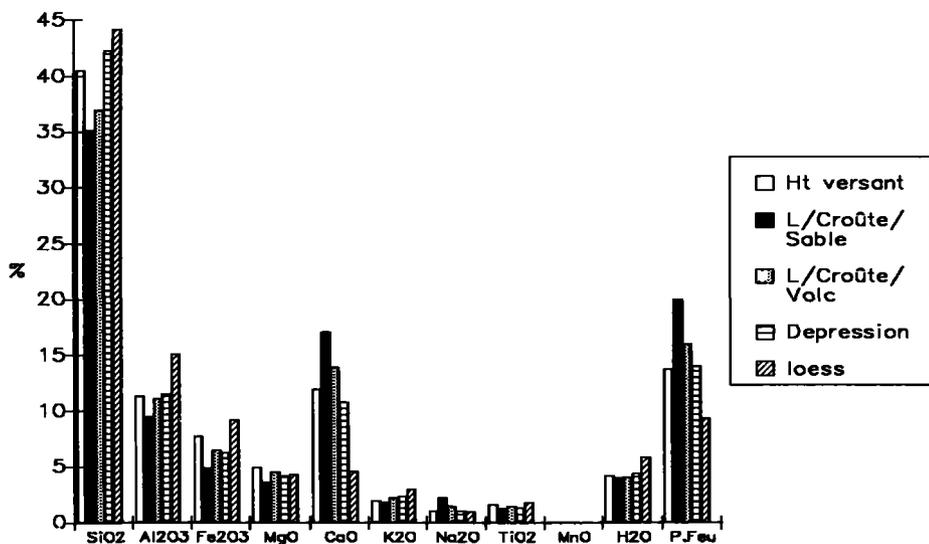


Figure 104. – Composition chimique moyenne des divers dépôts limoneux de Fuerteventura.

### *L'étude au microscope électronique à balayage*

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

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

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

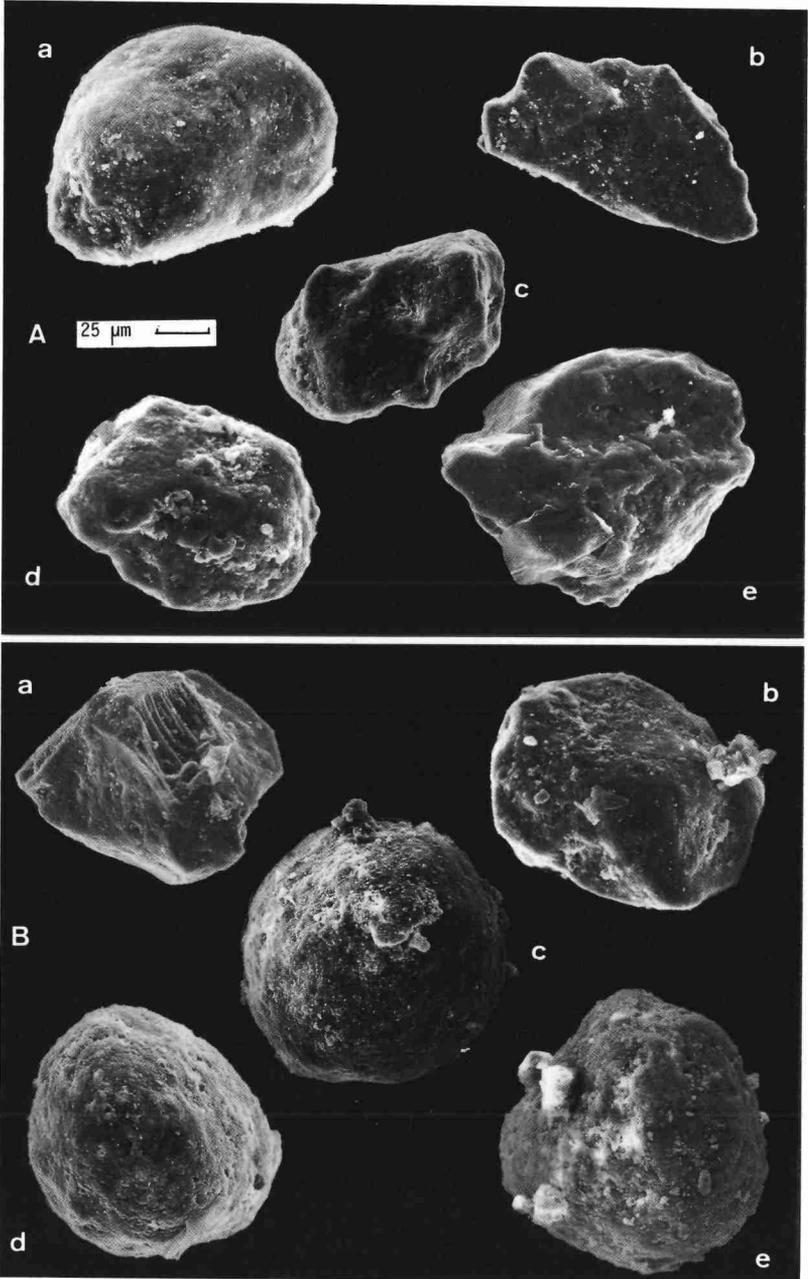
Enfin, la palygorskite existe aussi à l'état de revêtement fibreux sur de nombreux minéraux porteurs (gypse, mica, carbonates de Ca, quartz).

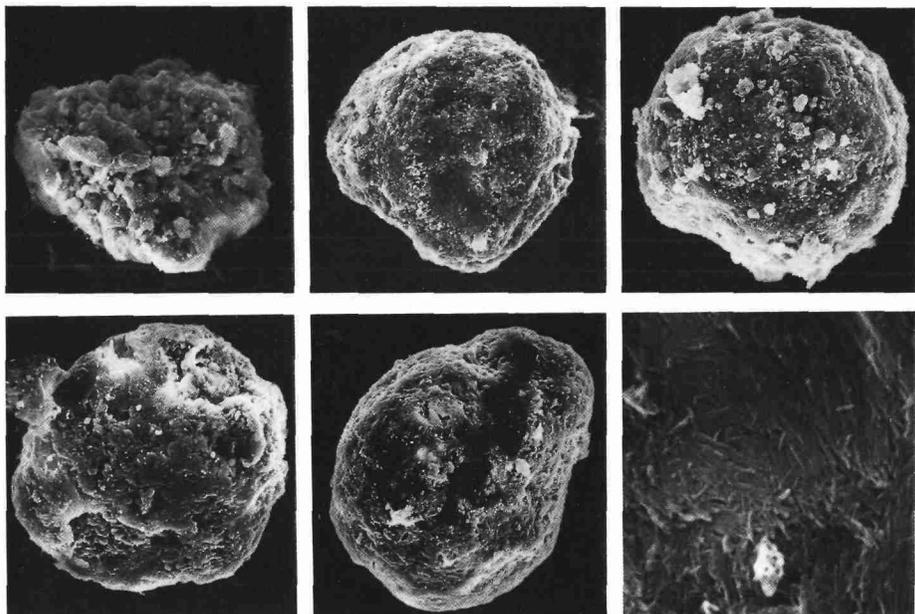
Ces observations micromorphologiques confirment des *origines éolienne et allochtone* d'une partie au moins du matériel des limons de Fuerteventura. Les cortèges des formes, microfaçonnements et natures minéralogiques des particules, identique à celui des poussières sahariennes permettent d'affirmer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

## **Les paléosols intradunaires**

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

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





— 30µm

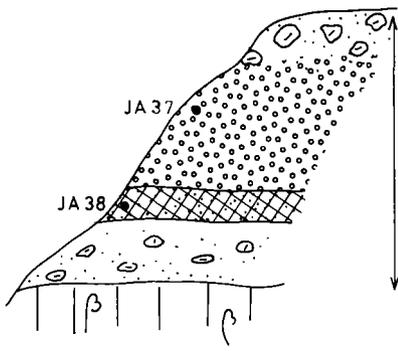
**Planche 54.** — Observations au MEB de grains éolisés de palygorskite prélevés dans les dépôts limoneux de Fuerteventura (en bas, à droite, détail du feutrage et de la compaction superficielle des fibres).

## Description

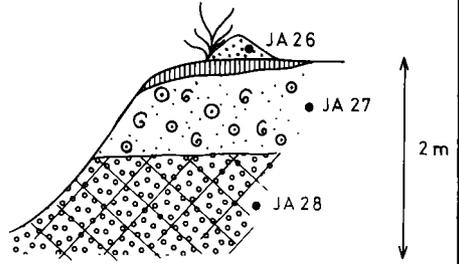
Ces paléosols se suivent continûment sur les coupes et recourent en glacis les sables enoyant les bas versants des grands volcans de l'île. Ils se situent aussi à la base des accumulations dunaires, reposant sur le substrat volcanique. Généralement, les sables sont plus ou moins enrichis sur 20-60 cm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

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

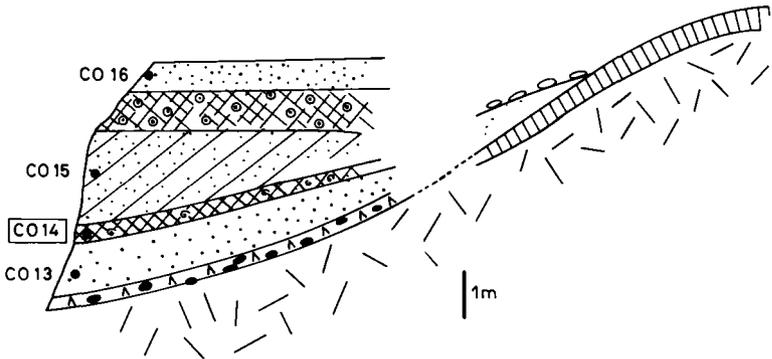
**Planche 53.** — Observations au MEB de quartz (A) et de grains divers (B) prélevés dans les limons de Fuerteventura. - A : a) « méga » quartz rond-mat désertique typique b) esquille subanguleuse c) grain façonné d) grain arrondi e) ancien quartz arénique ensuite évolué. - B : a) et b) feldspaths potassiques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



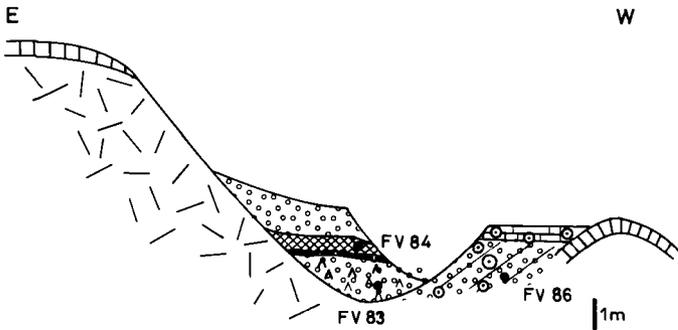
Bordure Est\_Isthme de Jandia



Centre de l'Isthme de Jandia



Affluent S.W. du Barranco de la Costilla



Est de la Montaña del Fraile

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

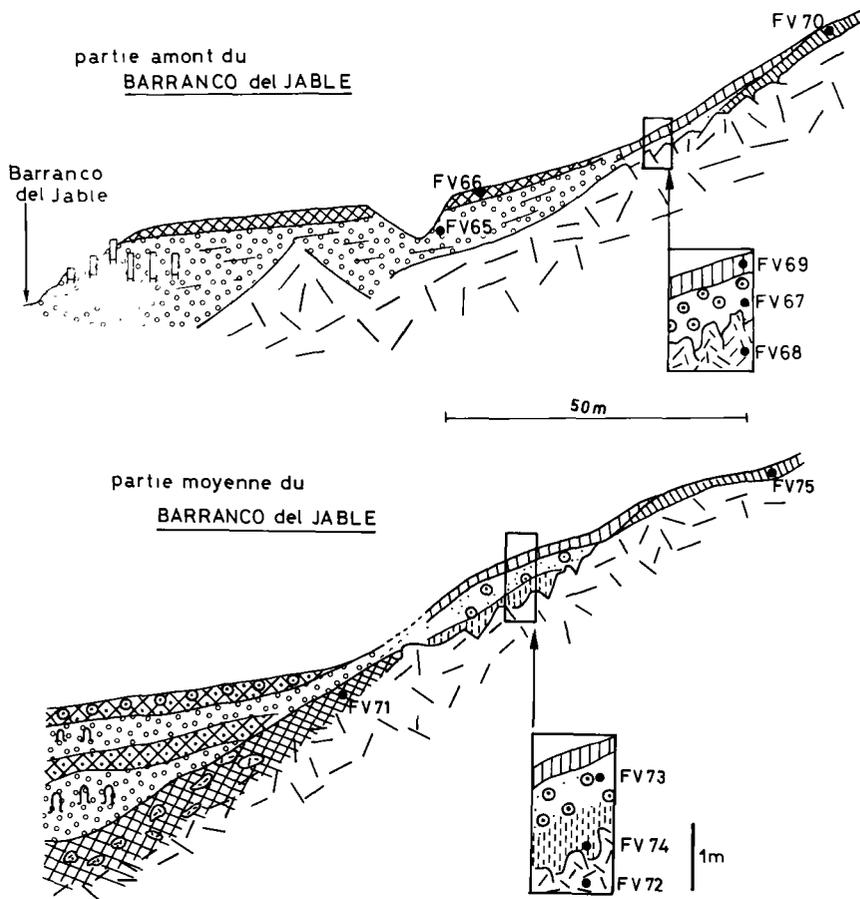
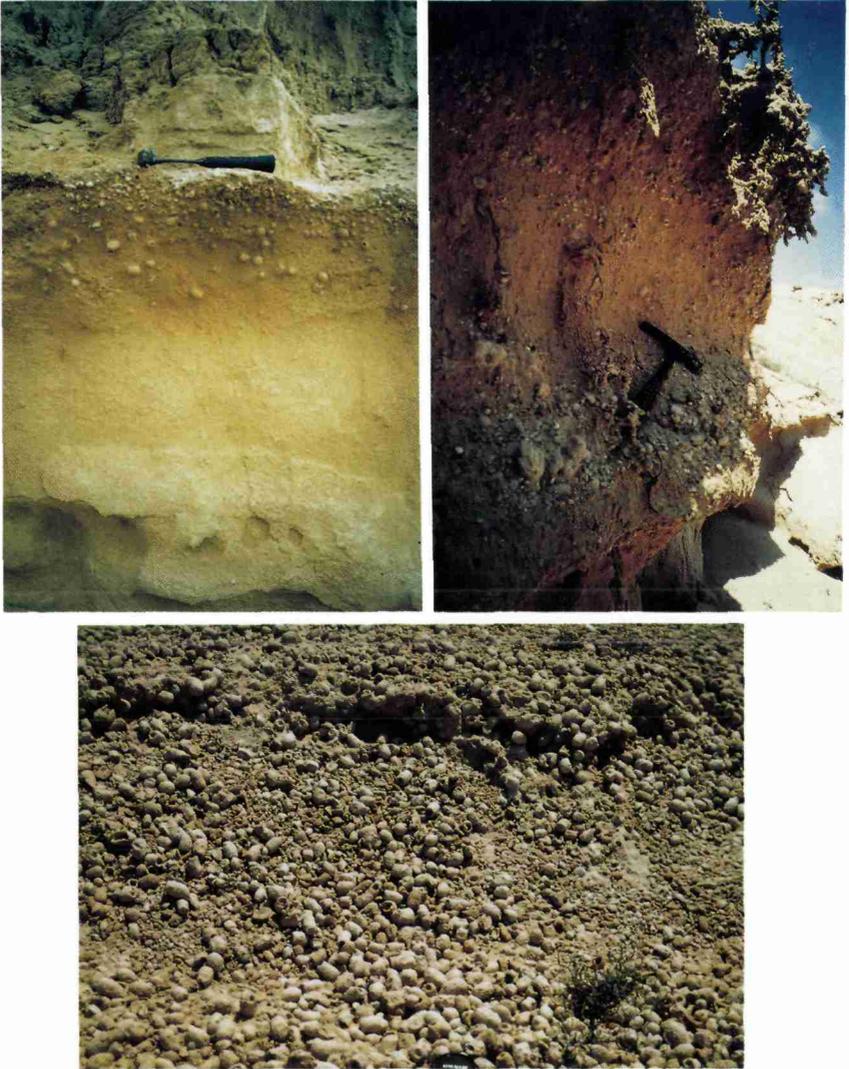


Figure 106. – Cas de paléosols en position superficielle au sommet des coupes à Fuerteventura (groupe B).

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



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

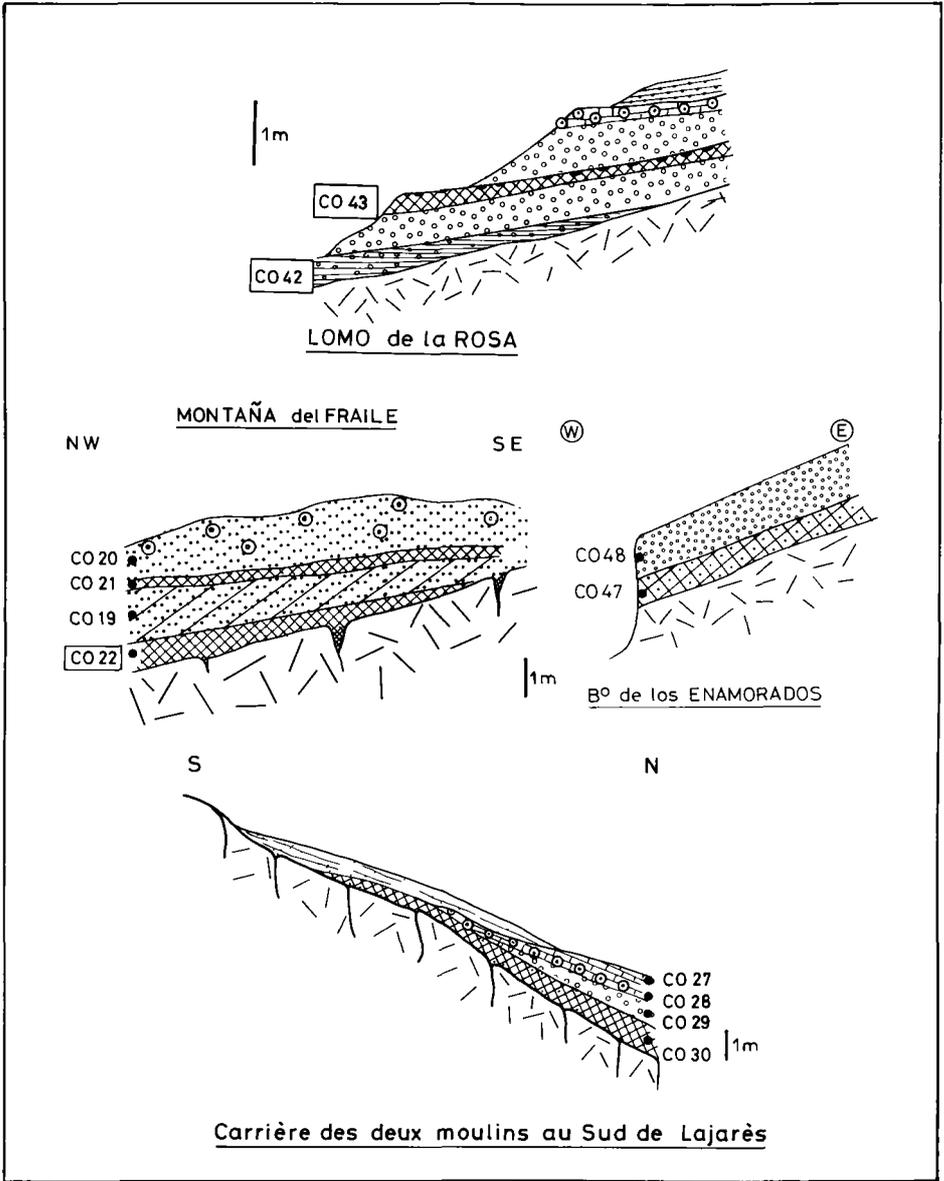


Figure 107. - Cas de paléosols reposant directement sur le substrat volcanique à Fuerteventura (groupe C).

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

## Les caractères sédimentologiques

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

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

Deux *tendances granulométriques nuancées* se dégagent :

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

— les paléosols les plus fins ont des courbes cumulatives se rapprochant de celles des limons canariens ( $M_d$  entre 5-25  $\mu\text{m}$ ).

## Commentaire

### *La faiblesse de l'empreinte pédologique*

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

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

### ***Les apports de poussières aux paléolsols***

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

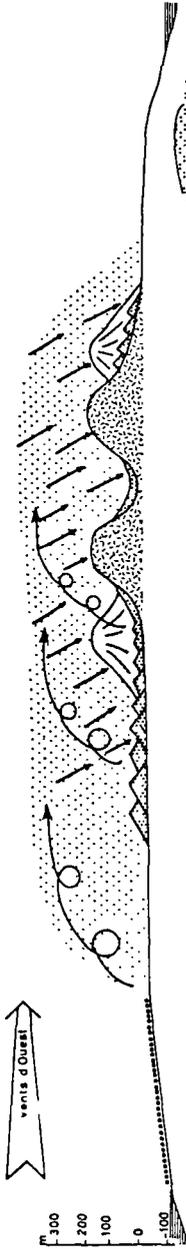
Pendant le développement de ces sols, des chutes de poussières sahariennes ont sans doute eu lieu, expliquant leurs nombreux mais discrets traits d'allochtonie. Les séquences de pédogenèse ont dû être peu accentuées et de courtes durées entre les phases d'ensablement. Les paléolsols de surface plus longtemps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

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

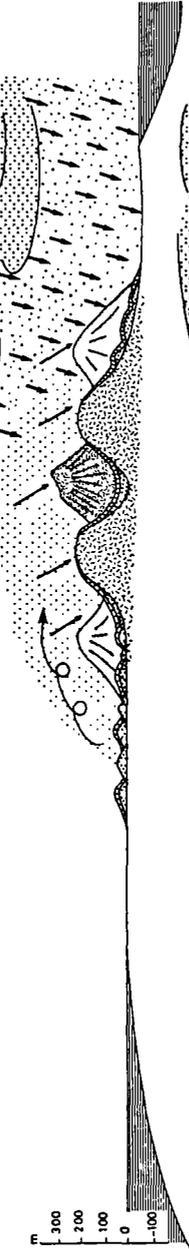
*Le second cycle, celui dont a résulté la mise en place des limons, a correspondu à un changement radical dans la sédimentation et dans la circulation atmosphérique. D'une part, les sources d'alimentation des sables biodétritiques se sont trouvées taries du fait de la transgression marine postglaciaire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

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

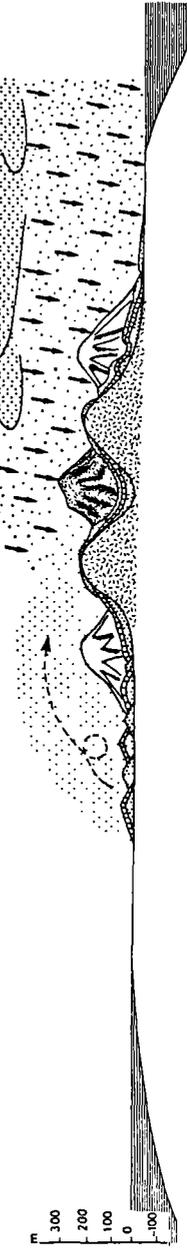
I PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR



II HOLOCÈNE INFÉRIEUR



III HOLOCÈNE SUPÉRIEUR / ACTUEL



**Bibliographie**

- [1] Rognon P., Coudé-Gaussen G. (1987). Reconstitution paléoclimatique à partir des sédiments du Pléistocène Supérieur et de l'Holocène du Nord de Fuerteventura (Canaries). *Z. für Geomorph. NF.*, 31; 1 : 1-19.
- [2] Chamley H., Coudé-Gaussen G., Debrabant P., Rognon P. (1987). Contribution des aérosols à la sédimentation quaternaire de l'île de Fuerteventura (Canaries). *Bull. Soc. géol. France*, 8; 3; 5 : 939-952.
- [3] Rognon P., Coudé-Gaussen G., Le Coustumer M.N., Balouet J.C., Occhietti S. (1989). Le massif dunaire de Jandia (Fuerteventura, Canaries) : évolution des paléoenvironnements de 20 000 BP à l'Actuel. *Bull. Assoc. fr. Et. Quatern.*, 1 : 31-37.
- [4] Coudé-Gaussen G., Olive P., Rognon P. (1983). Datation de dépôts loessiques et variations climatiques sur la bordure septentrionale du Sahara algéro-tunisien. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.* 24; 1 : 61-73.
- [5] Coudé-Gaussen G., Rognon P. (1988). Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien. *Bull. Soc. géol. France*, 8; 4; 6 : 1081-1090.
- [6] Petit-Maire N., Delibrias G., Meco F., Pomel S., Rosso J.C. (1986). Paléoclimatologie des Canaries orientales (Fuerteventura). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303 : 1241-1246.

---

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



## **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  $\mu\text{m}$ ; mode secondaire vers 50-

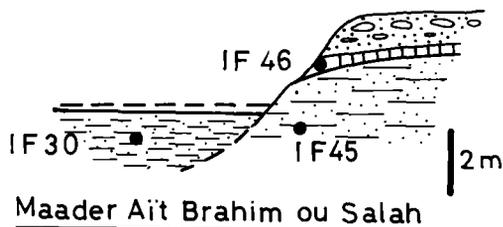


Figure 109. — Le maader Aït Brahim ou Salah.

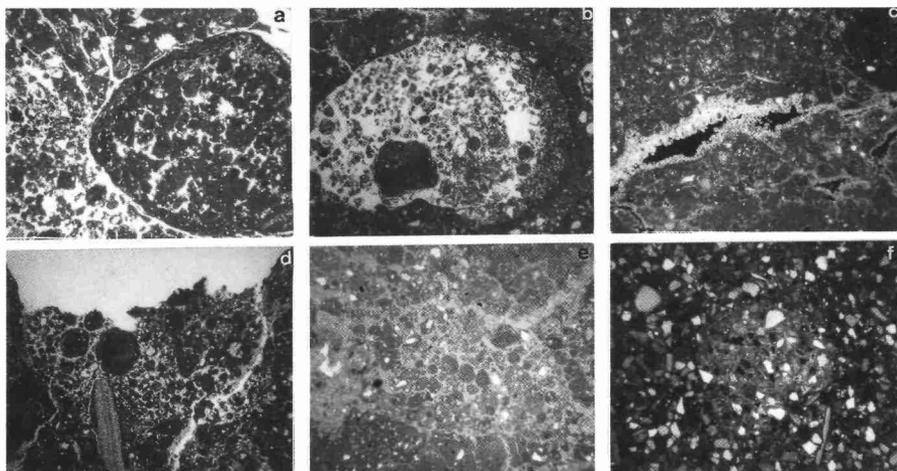
100  $\mu\text{m}$ ). Le maader actuel IF47 est aussi bimodal (mode principal entre 50-200  $\mu\text{m}$ ; mode secondaire vers 3-14  $\mu\text{m}$ ) avec d'importants apports sableux bien triés du bassin-versant.

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  $\text{SiO}_2$  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  $\mu\text{m}$ . 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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$ . Si le maader récent IF47 a aussi 2 modes, le principal entre 50-200  $\mu\text{m}$  correspond aux grains de calcite, mais surtout à ceux de quartz et feldspaths, au diamètre proche de 120  $\mu\text{m}$  d'après les lames-minces, dont la composition est confirmée par 60 % de quartz et 19 % de feldspaths en minéralogie et par 62 % de  $\text{SiO}_2$ , 11,5 % d' $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 5 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et 2,5 % de  $\text{K}_2\text{O}$  en chimie. Au contraire, le mode secondaire (3-14  $\mu\text{m}$ ) 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  $\mu\text{m}$ ). Le mode principal (8  $\mu\text{m}$ ) est accompagné d'un petit mode sableux (100  $\mu\text{m}$ ). Le sédiment ATK 31 est assez trié, avec un mode mineur (5 %) vers 8  $\mu\text{m}$  et un mode majeur sableux (45 %) vers 100  $\mu\text{m}$ . Le sédiment des plaquettes de surface (ATK 32) est unimodal (Md : 17  $\mu\text{m}$ ) 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 %)

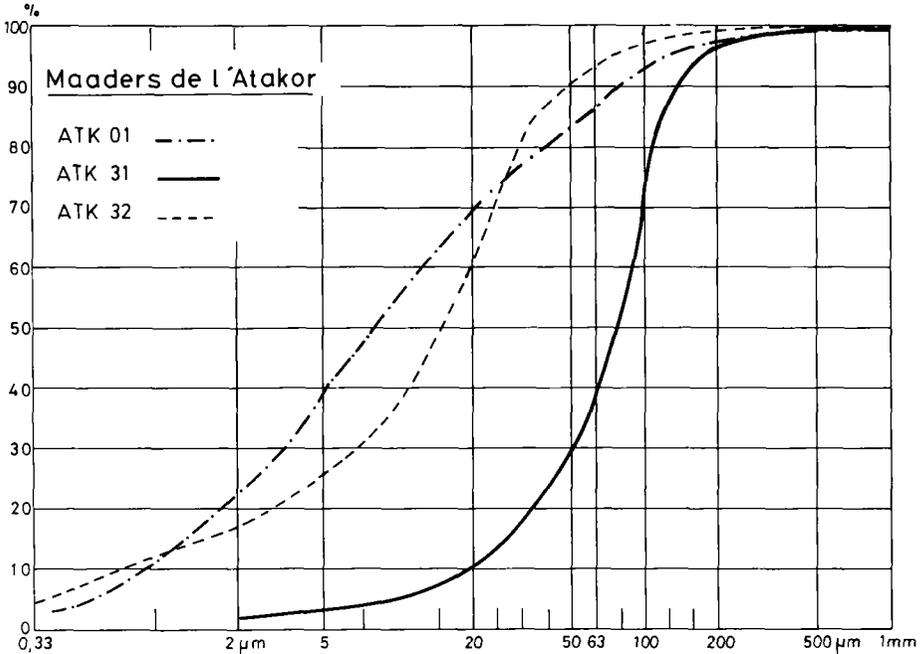


Figure 110. – Courbes granulométriques cumulatives de trois échantillons de maaders de l'Atakor.

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.

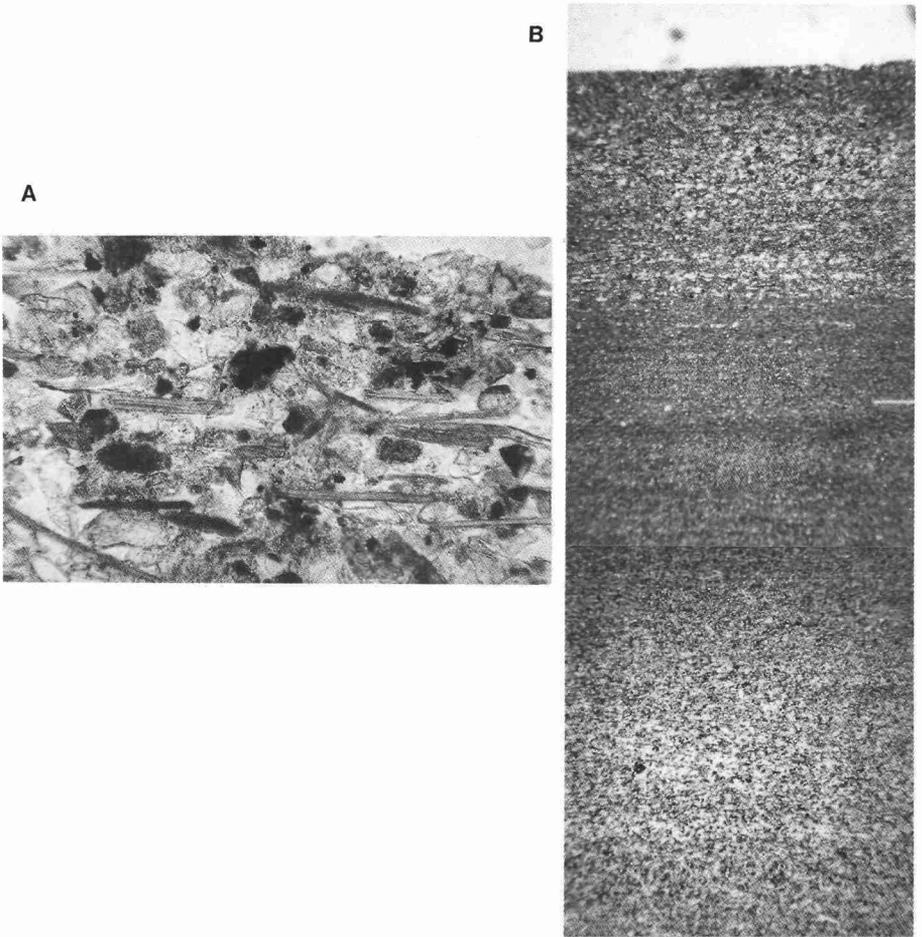
L'analyse micromorphologique d'une lame-mince d'ATK32, pellicule de surface du maader de l'Oued Telohat révèle 2 caractères très différents des maaders marocains.

Minéralogiquement hétérogène, l'échantillon est très homogène en taille (Md : 17 μm). 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  $\mu\text{m}$ ) et pour FV31 et FV94 encore plus fines ( $M_d$  : 3-4  $\mu\text{m}$ ).

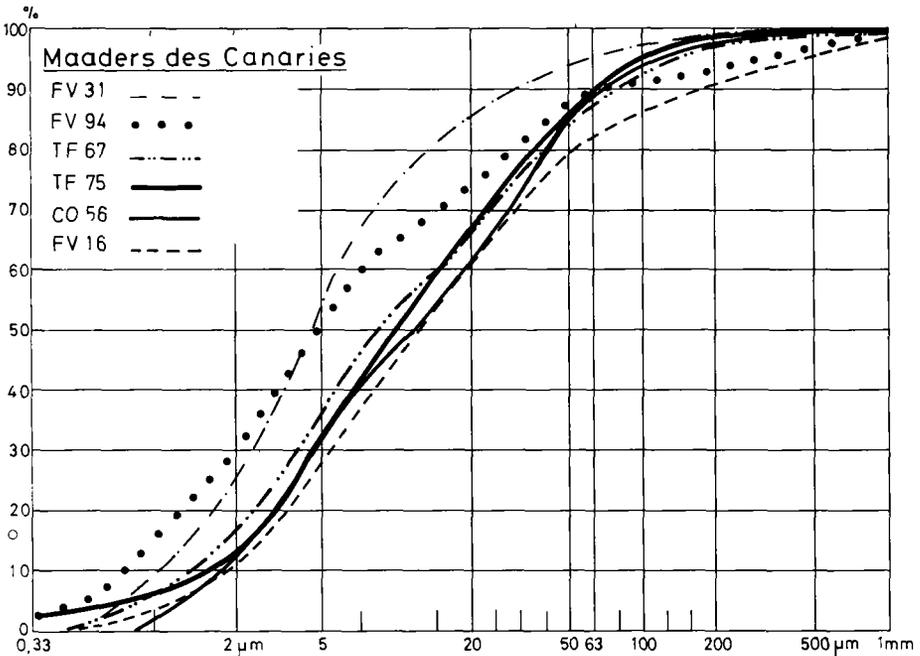


Figure 111. – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de maaders des Canaries.

La minéralogie présente de faibles teneurs en  $\text{CaCO}_3$ , 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  $\mu\text{m}$ . La composition chimique de FV16, TF75 et FV31 montre des taux de 35-49 % en  $\text{SiO}_2$ , de 10-12 % en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et, assez notables, de 5-8 % en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et 3-6 % en  $\text{MgO}$ .

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  $\mu\text{m}$ , 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.

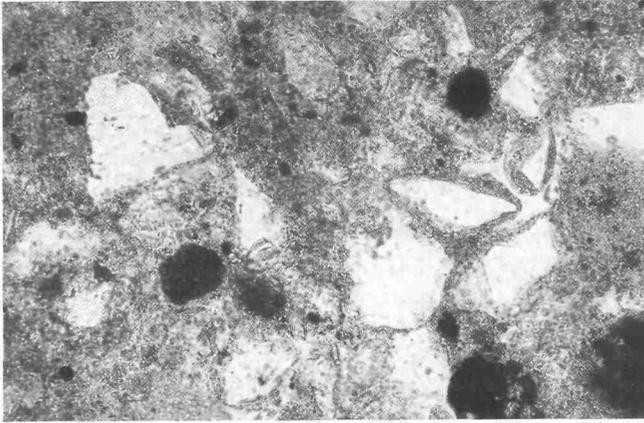
L'analyse au MEB et à l'EDS a porté sur les échantillons TF67 et TF75 après passage à HCl (Pl. 59). Les quartz y sont nombreux, surtout orangés dans TF75, avec de fréquentes traces d'éolisation mais sans remaniement hydrique. Les tailles des particules, souvent issues d'anciens sables grossiers fracturés, toument autour de 100-150  $\mu\text{m}$ . 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 :

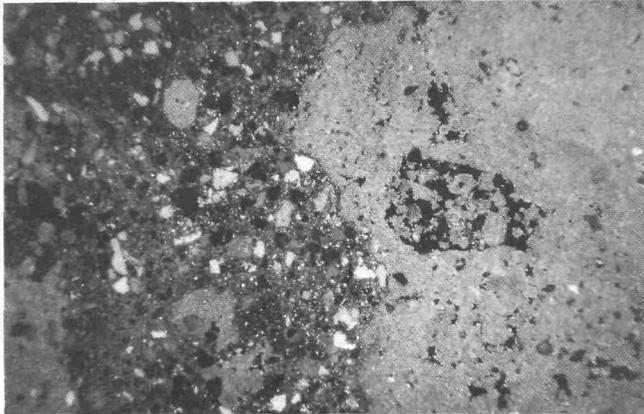
- forte éolisation par roulement/saltation
- transport, cassures et retouche mécanique des arêtes
- stabilisation et pédogenèse.

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  $\mu\text{m}$  alors que l'essentiel de la palygorskite existe ici sous forme de grains éolisés de taille plus élevée (quelques dizaines à près de 200  $\mu\text{m}$ ).



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 <sub>2</sub>	21,99	61,64	34,62	43,50	49,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,98	11,51	9,80	13,21	11,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	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 <sub>2</sub> O	0,77	2,45	1,77	2,73	2,75
Na <sub>2</sub> O	1,01	1,23	1,00	0,66	1,70
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,73	1,22	1,73	1,19
MnO	0,04	0,09	0,05	0,12	0,07
H <sub>2</sub> O	2,72	1,95	3,48	5,22	4,70
P. feu	31,20	7,46	18,95	11,06	12,20

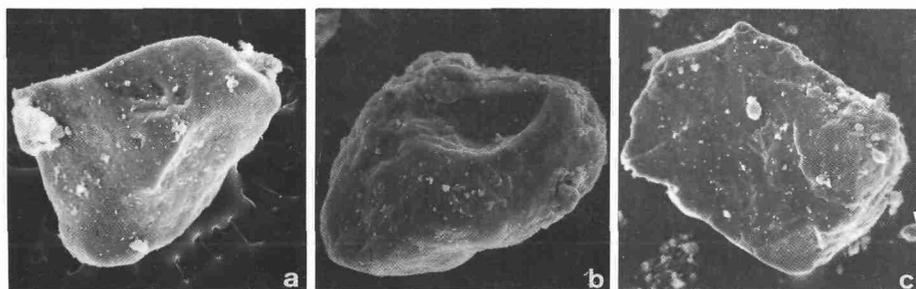


Planche 59. – Observations au MEB de grains de quartz éolisés des maaders des Canaries. a) et b) grains orangés éolisés (150-200 µm) à très forte pellicule de surface c) quartz subanguleux éolisé.

### **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 ( $M_d < 2 \mu m$ ), alors que celle du sédiment inférieur relativement triée ( $M_d : 35 \mu m$ ) 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  $\text{SO}_4$  par  $\text{CO}_3$  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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  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  $\mu\text{m}$  et un mode mineur à 50  $\mu\text{m}$  pour BARA 1; deux modes secondaires à 1,4 et 15  $\mu\text{m}$  et un mode majeur à 50  $\mu\text{m}$  pour BARA 2 et 3. La fraction < 2  $\mu\text{m}$  est forte (32-50 %) et les argiles fines < 0,2  $\mu\text{m}$  atteignent encore 10 %. En surface, la médiane est de 2  $\mu\text{m}$  et en profondeur de 7 et 8  $\mu\text{m}$ .

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

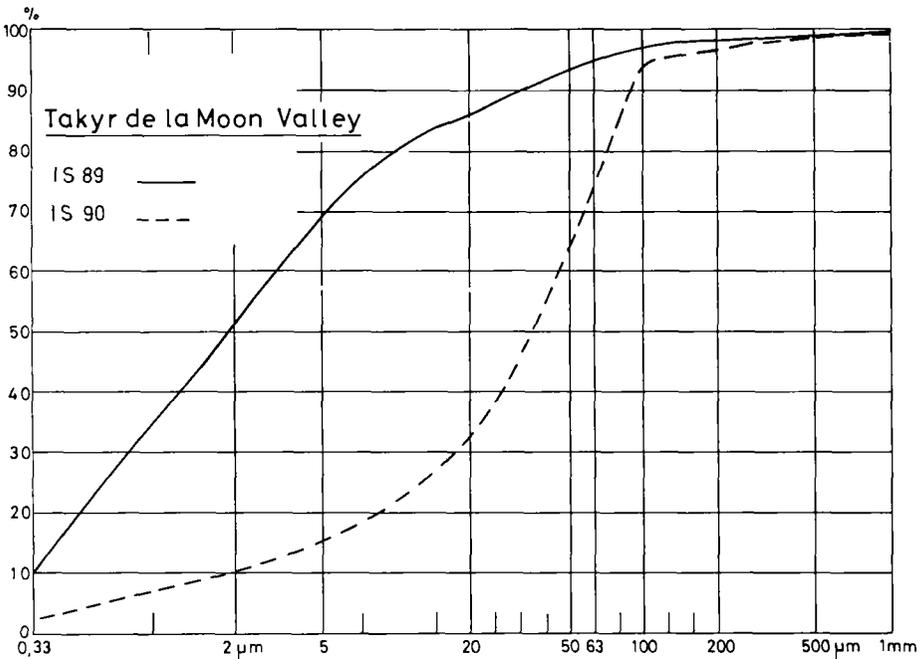


Figure 112. – Les courbes granulométriques cumulatives du takyr de la Moon Valley.

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 <sup>14</sup>C 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).

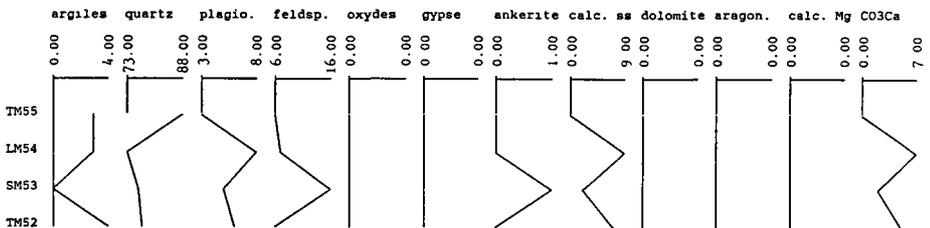
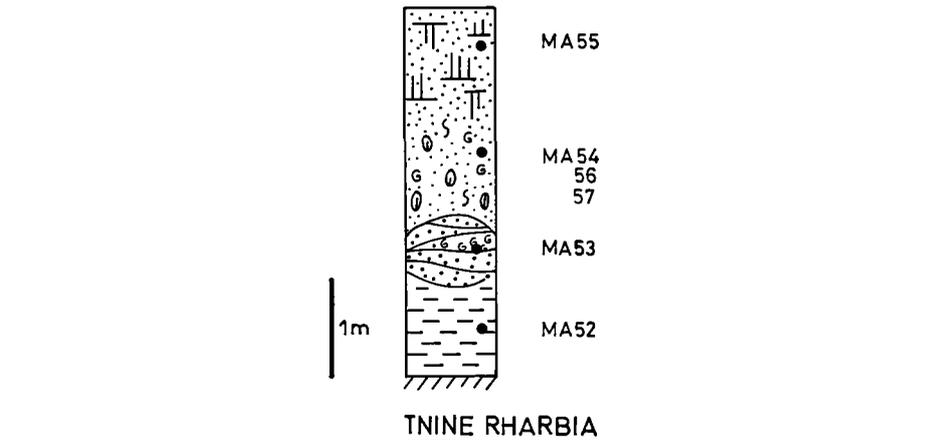


Figure 113. – Log et composition minéralogique globale de la tranchée de Tnine Rharbia (Maroc).

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  $\mu\text{m}$ ). En revanche, l'échantillon MA49, avec une fraction <2  $\mu\text{m}$  notable (25 %), a une médiane de 63  $\mu\text{m}$  : c'est un silt à la phase sableuse assez triée. Le prélèvement MA52 donne une courbe de type logarithmique (Md : 4  $\mu\text{m}$ ) 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  $\mu\text{m}$ . 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  $\mu\text{m}$ . Si les courbes des échantillons de la seconde tranchée ont de fortes teneurs en argiles (32-35 %) et des médianes (20 et 30  $\mu\text{m}$ ) proches, elles se différencient par une part importante (27 %) en argiles fines <0,3  $\mu\text{m}$  pour MA58. L'échantillon MA60 se singularise par une ébauche de tri, une faible teneur en fines et une médiane plus grossière (100  $\mu\text{m}$ ).

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 <sup>eme</sup> mode
MA 59	100-200 $\mu\text{m}$	1,2 $\mu\text{m}$	8 $\mu\text{m}$
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 SiO<sub>2</sub> 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 SiO<sub>2</sub> 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 <sub>4</sub>	1 100 kg/cm <sub>2</sub>	0,19
sulfate de Na	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	250 kg/cm <sub>2</sub>	19,3
carbonate de Na	Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	300 kg/cm <sub>2</sub>	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 60km<sup>2</sup> 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 boursoufflures 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

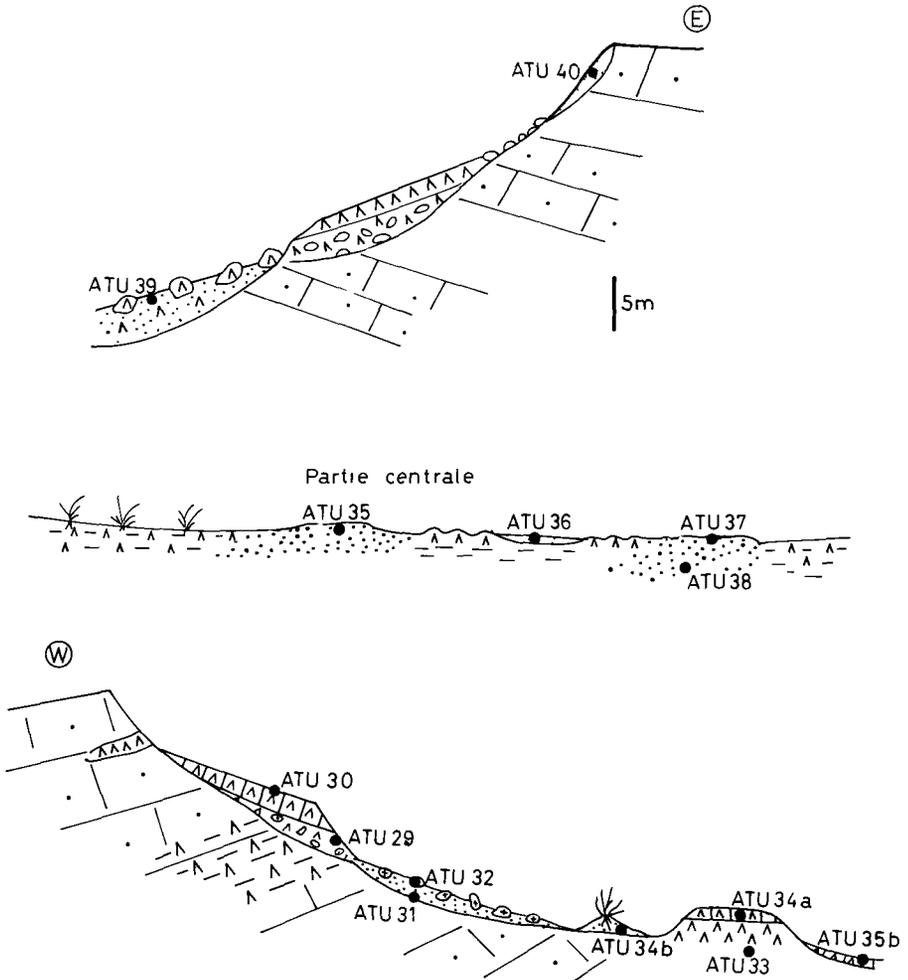
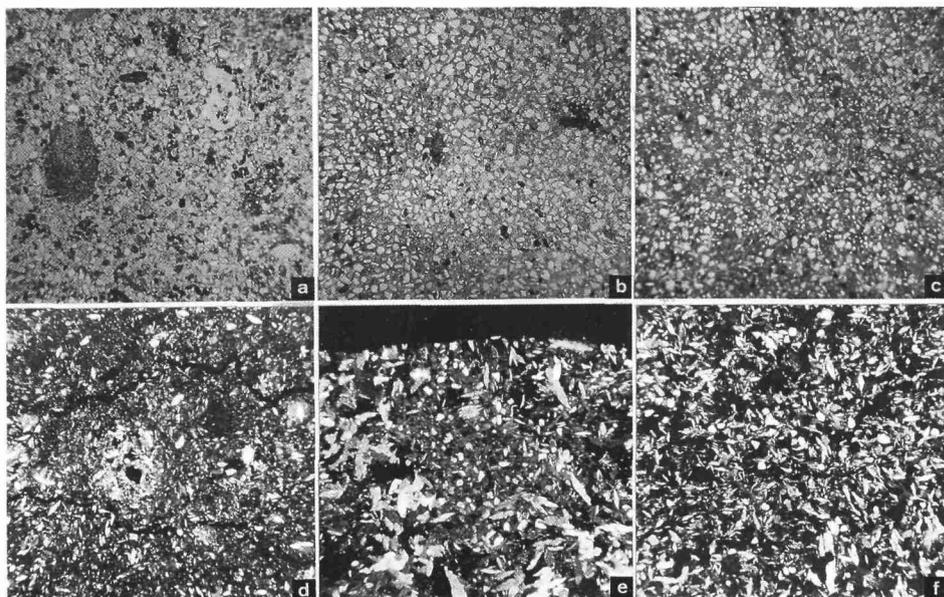


Figure 114. – Les coupes et l'échantillonnage de la Sebka Areg el Markhezen.

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 Sebkhha 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  $\mu\text{m}$ ). 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  $\mu\text{m}$ ). 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  $< 63\mu\text{m}$ - $2\text{mm}$  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  $\text{SiO}_2$  (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  $\text{SiO}_2$ , 3,8 % de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et 11 % de CaO. Les teneurs notables en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (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  $\text{SiO}_2$  (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' $\text{Al}_2\text{O}_3$  et des proportions notables de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{MnO}$ , bons indicateurs d'origine détritique. Ces derniers éléments sont toujours mieux représentés dans la fraction  $< 63 \mu\text{m}$ . La teneur moyenne en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  est de 2 %, inférieure aux échantillons non gypseux (2,7 %) mais bien supérieure aux échantillons gypseux (0,5 %). Enfin,  $\text{SO}_3$  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  $\text{SO}_3$  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  $\text{H}_2\text{O}$ . 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.*

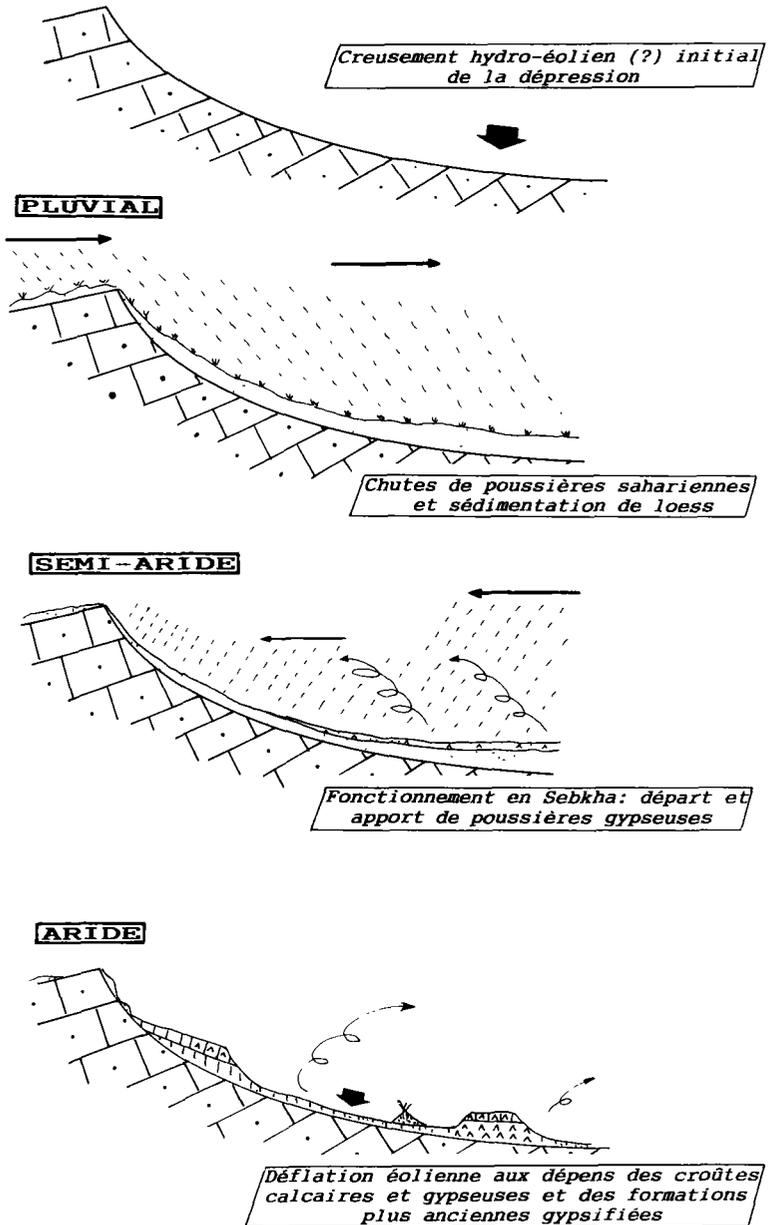


Figure 115. – Reconstitution de l'évolution de la Sebka Areg el Markhezen.

*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<sup>e</sup> 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-Gaussens 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 quartzzeuses.

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 Sebkha 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'Illamane (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 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.

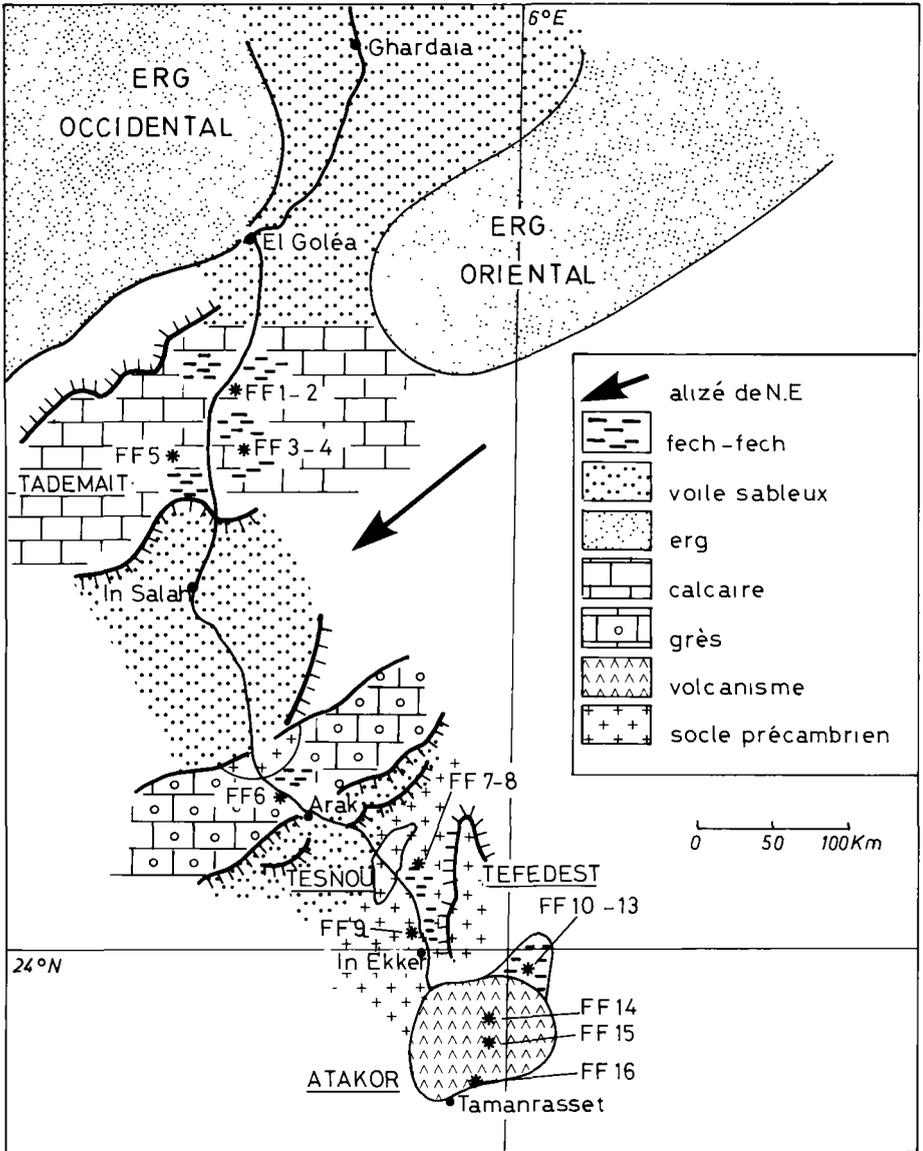
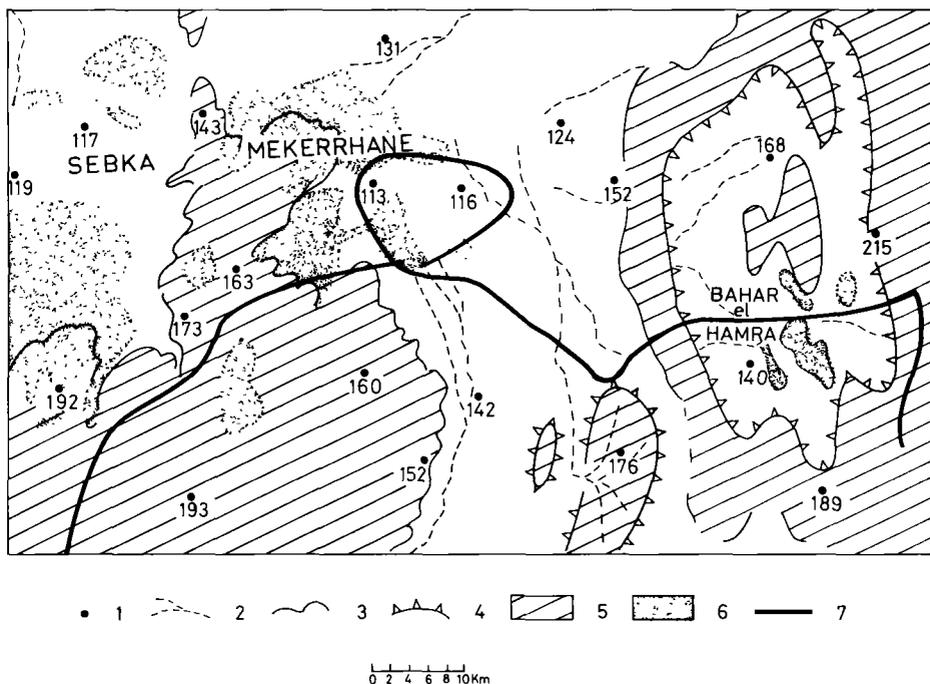


Figure 116. – Localisation des prélèvements de fech-fech de la série FF.



**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.

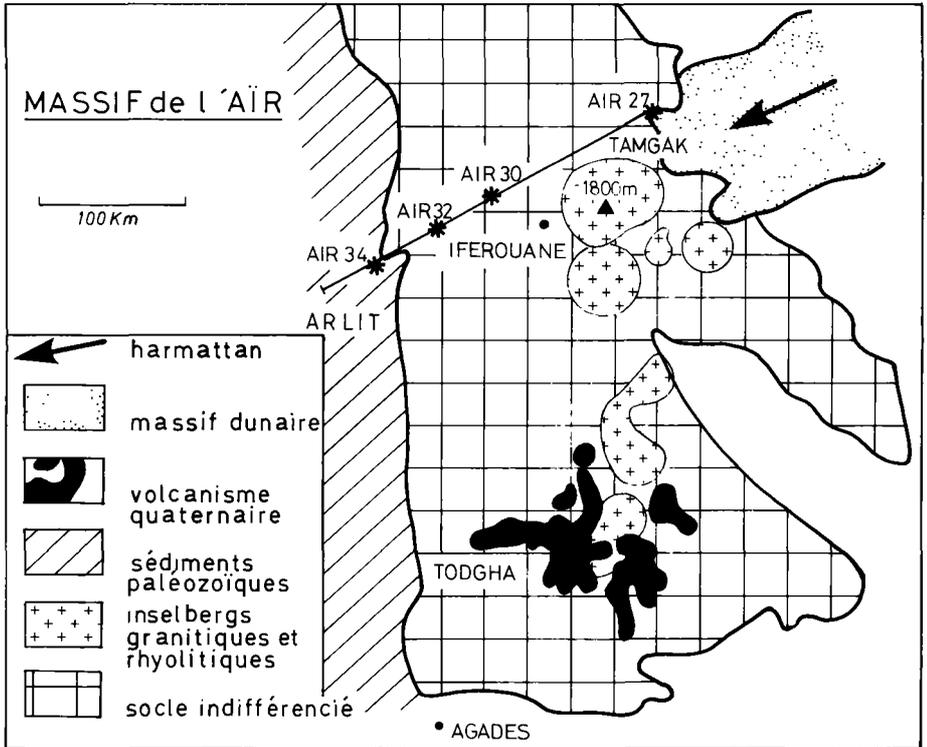


Figure 118. – Localisation des prélèvements de fech-fech de l'Aïr (série AIR).

## 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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  : 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  $\mu\text{m}$ , 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  $\mu\text{m}$  (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  $\mu\text{m}$ , 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  $\mu\text{m}$ ) ont une fraction sableuse importante et 2 modes : l'un secondaire (< 10 %) à 8  $\mu\text{m}$ , l'autre dominant (20-30 %) entre 100-200  $\mu\text{m}$  (Fig. 120-A).

— Les autres (Md : 10-20  $\mu\text{m}$ ) ont une fraction argileuse et surtout limoneuse prépondérante. Les 2 modes sont ici inversées. Ainsi, le mode à 8  $\mu\text{m}$  est entre 10-20 % et un mode à 100  $\mu\text{m}$  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,

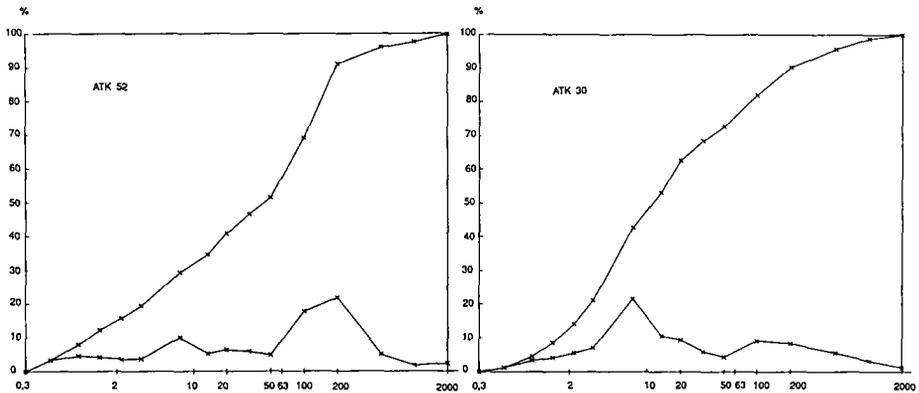


Figure 120. — Les deux types de courbes granulométriques cumulatives des fech-fech de l'Atakor et de la Sebkhha Mekerrhane.

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  $\mu\text{m}$ . 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.

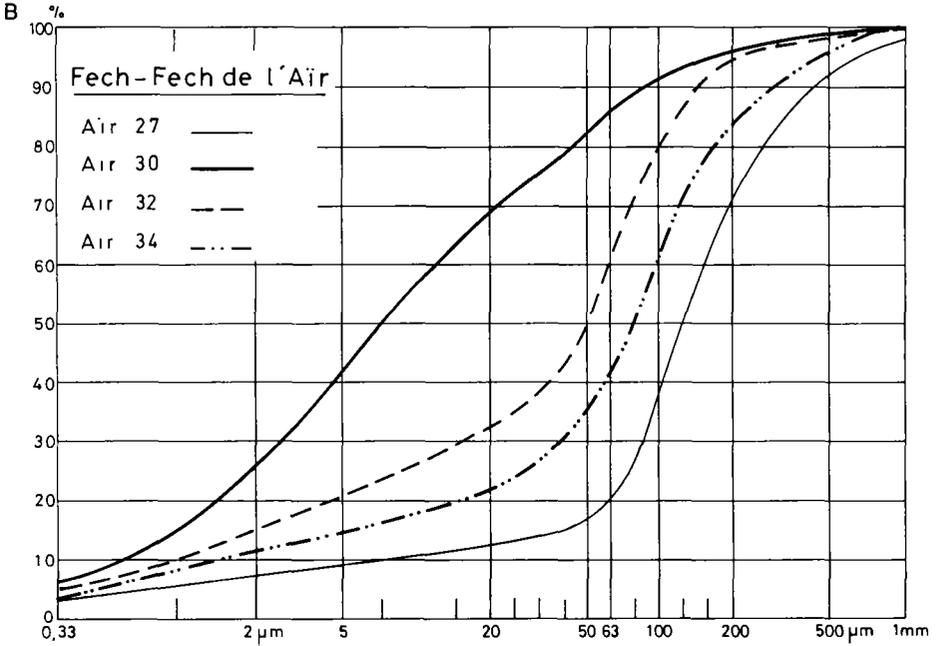
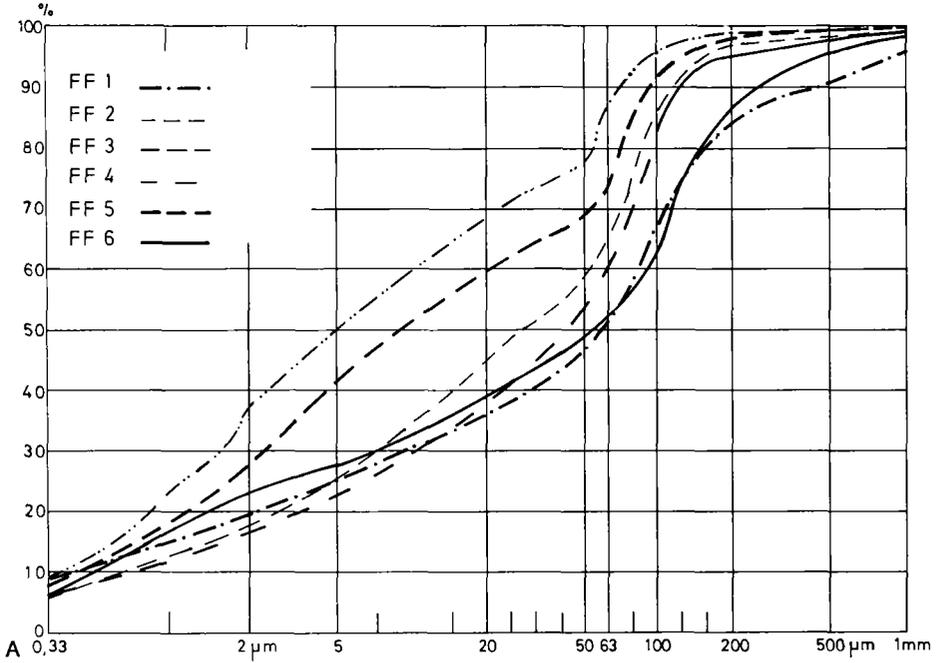
### *Les populations granulométriques des fech-fech*

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  $\mu\text{m}$  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 $\mu\text{m}$ , 5-10, 10-20, 20-50, 50-70 et > 70 $\mu\text{m}$ ). 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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  sur l'axe I+. Les échantillons de la Mekerrhane sont plus répartis, car discriminés par les 2 classes 10-20  $\mu\text{m}$  (25 %) sur l'axe I+ et VI+ et 20-50  $\mu\text{m}$  (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  $\mu\text{m}$ » sur l'axe V+. La mise en valeur de la classe 5-10  $\mu\text{m}$  dans les fech-fech du Nord y souligne le rôle essentiel de la micrite dans leurs populations fines. Toutefois, la classe 10-20  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$ , un deuxième pic à 95  $\mu\text{m}$  et un troisième plus étalé entre 35-75  $\mu\text{m}$  (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  $\mu\text{m}$ , un pic plus étalé entre 40-80  $\mu\text{m}$  culminant à 55-70  $\mu\text{m}$  et un troisième entre 5-15  $\mu\text{m}$ . En revanche, les populations secondaires se distribuent entre deux zones : un pic prépondérant entre 5-15  $\mu\text{m}$  et un renflement étalé entre 25-45  $\mu\text{m}$  culminant à 30-40  $\mu\text{m}$ .

La population dominante à 95  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  des fech-fech. Enfin, la population 5-15  $\mu\text{m}$ , 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 :

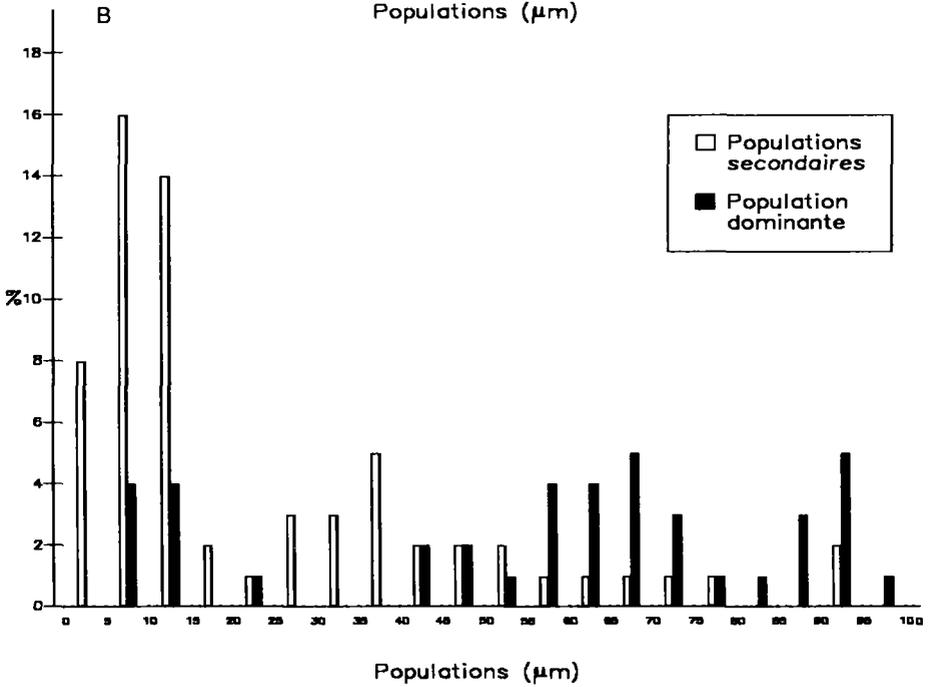
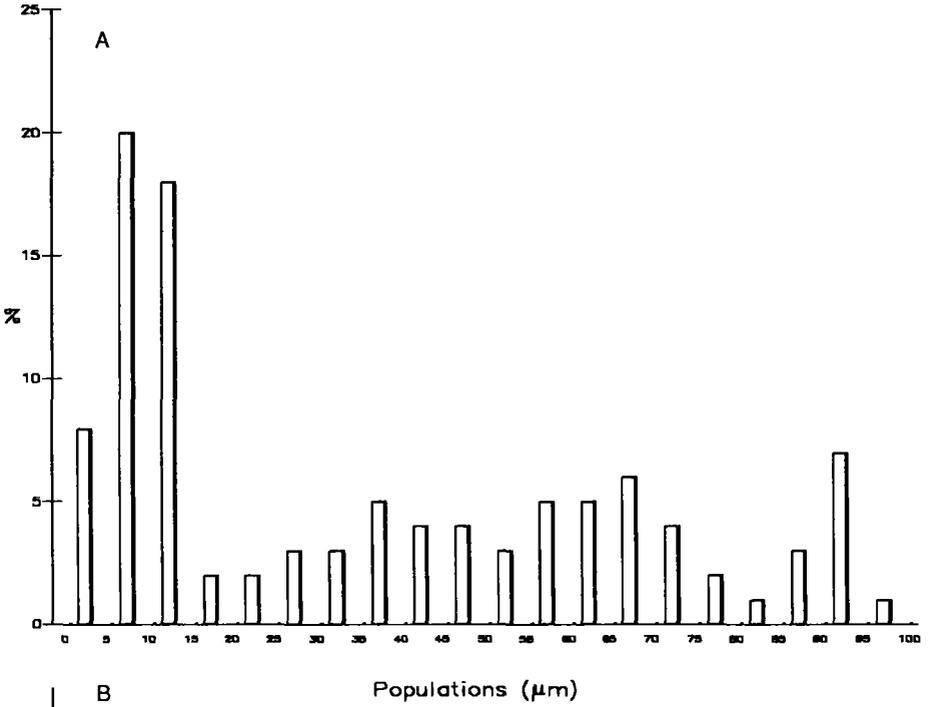
— Les fech-fech du *groupe I* ont une population dominante à 95  $\mu\text{m}$ , toujours une population secondaire à 5-15  $\mu\text{m}$ , et accessoirement une population secondaire à 30-40  $\mu\text{m}$ .

— Les fech-fech du *groupe II* ont une population dominante à 55-70  $\mu\text{m}$ , toujours une population secondaire à 5-15  $\mu\text{m}$ , et accessoirement une population secondaire à 30-40  $\mu\text{m}$ .

— Les fech-fech du *groupe III* ont une population dominante à 5-15  $\mu\text{m}$ , ont fréquemment une population secondaire à 55-70 ou 95  $\mu\text{m}$ , et accessoirement une population secondaire à 30-40  $\mu\text{m}$ .

---

**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).

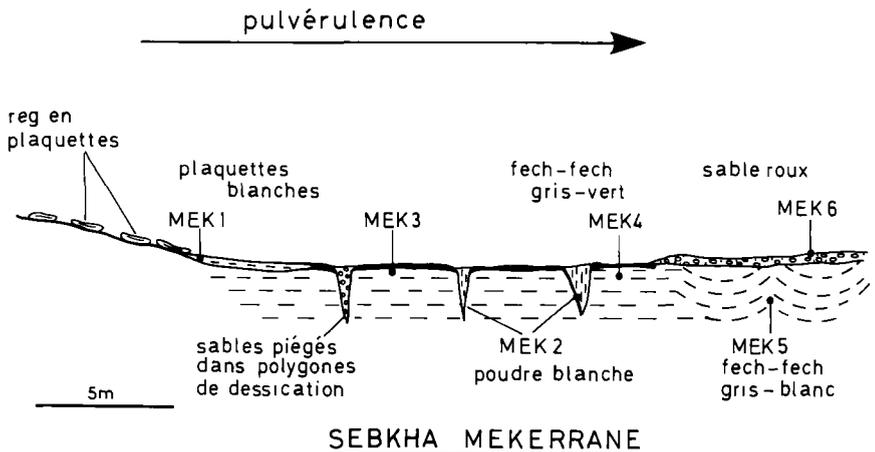


Figure 123. – Quelques fech-fech du nord-est de la Sebkha Mekerrhane.

La matrice d'argiles dorées est fragmentée en blocs géométriques entre lesquels des poches sont remplies de quartz arrondis homométriques (150-200  $\mu\text{m}$ ) 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.

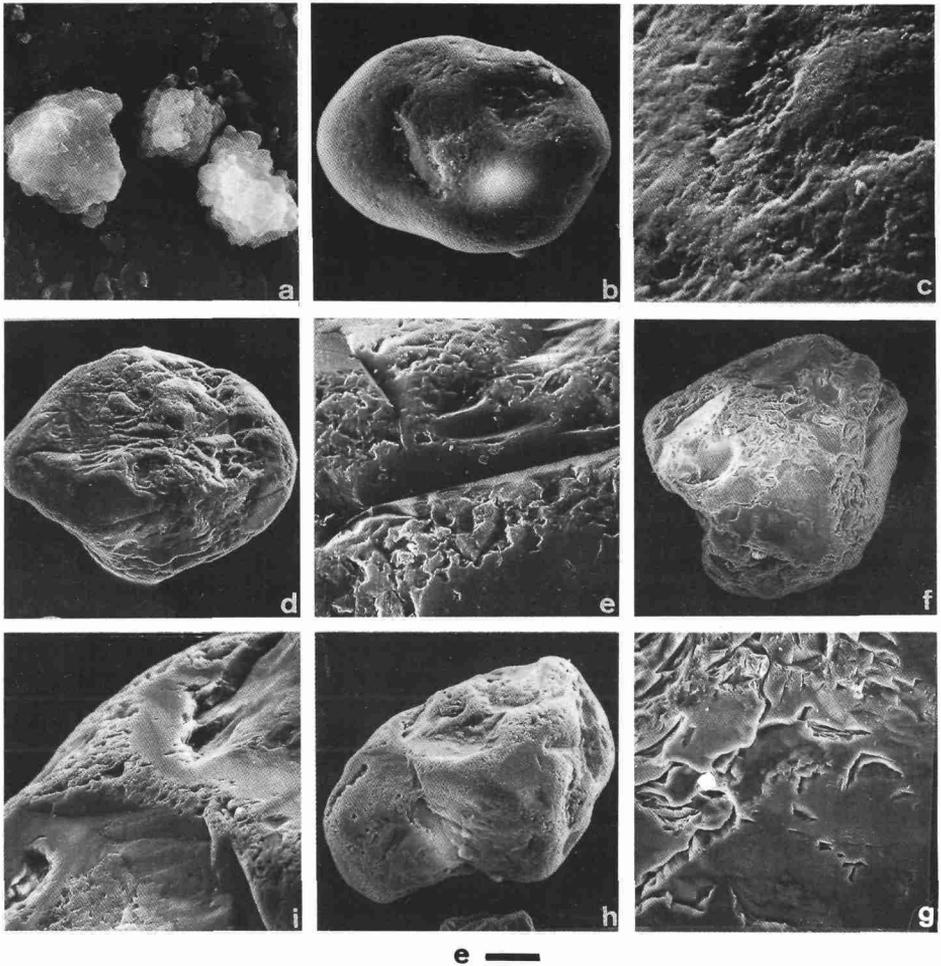
### *L'examen au MEB et EDS de quelques fech-fech*

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  $\mu\text{m}$  du *fech-fech de la Koudia d'Idjill*, d'abondantes particules en plaquettes phylliteuses, souvent effilochées, se répartissent en 3 modes à <1  $\mu\text{m}$ , 2-2,5  $\mu\text{m}$  et 9-15  $\mu\text{m}$ . 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  $\mu\text{m}$  est très calcitique avec aussi du magnésium et de la silice (dolomie). Dans la fraction 85-200  $\mu\text{m}$ , 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  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  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.

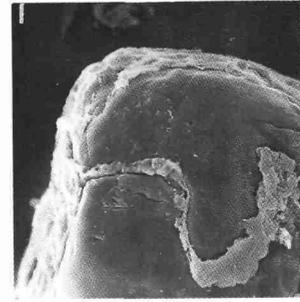
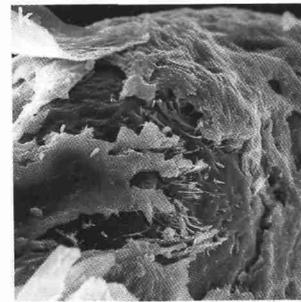
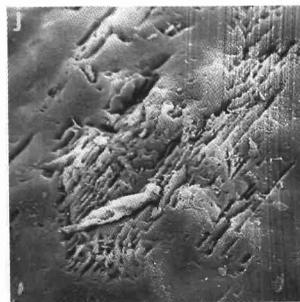
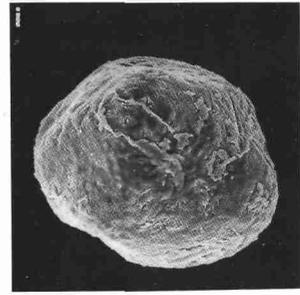
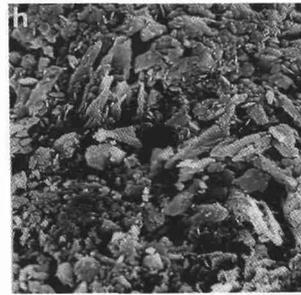
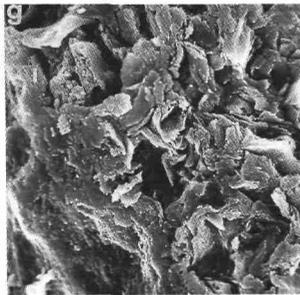
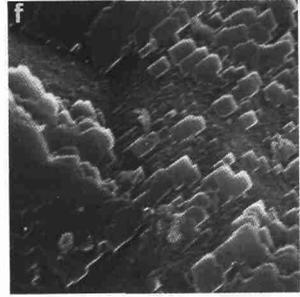
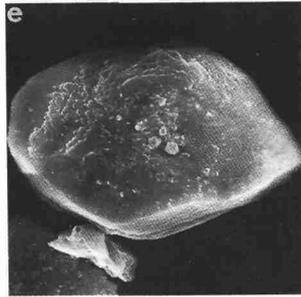
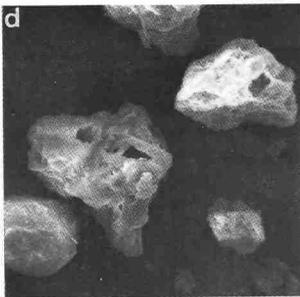
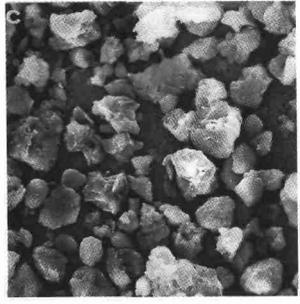
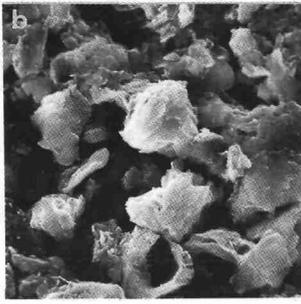
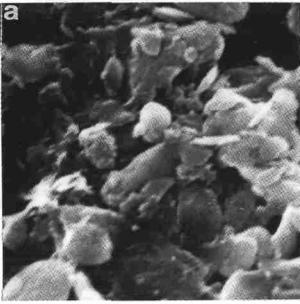
Ces quartz étaient recouverts d'une épaisse pellicule subsistant en lambeaux eux-mêmes piquetés par l'agression chimique. Ces dernières observations confirment l'allochtonie des quartz mais suggèrent que leur apport s'est fait dans le milieu palustre de la sebkha (confirmé par de nombreux foraminifères,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

Dans la fraction < 2  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$ , la composition chimique est comparable et les plaquettes d'argiles sont feuilletées et subanguleuses (Pl. 63b). Dans la séparation 10-20  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  : 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

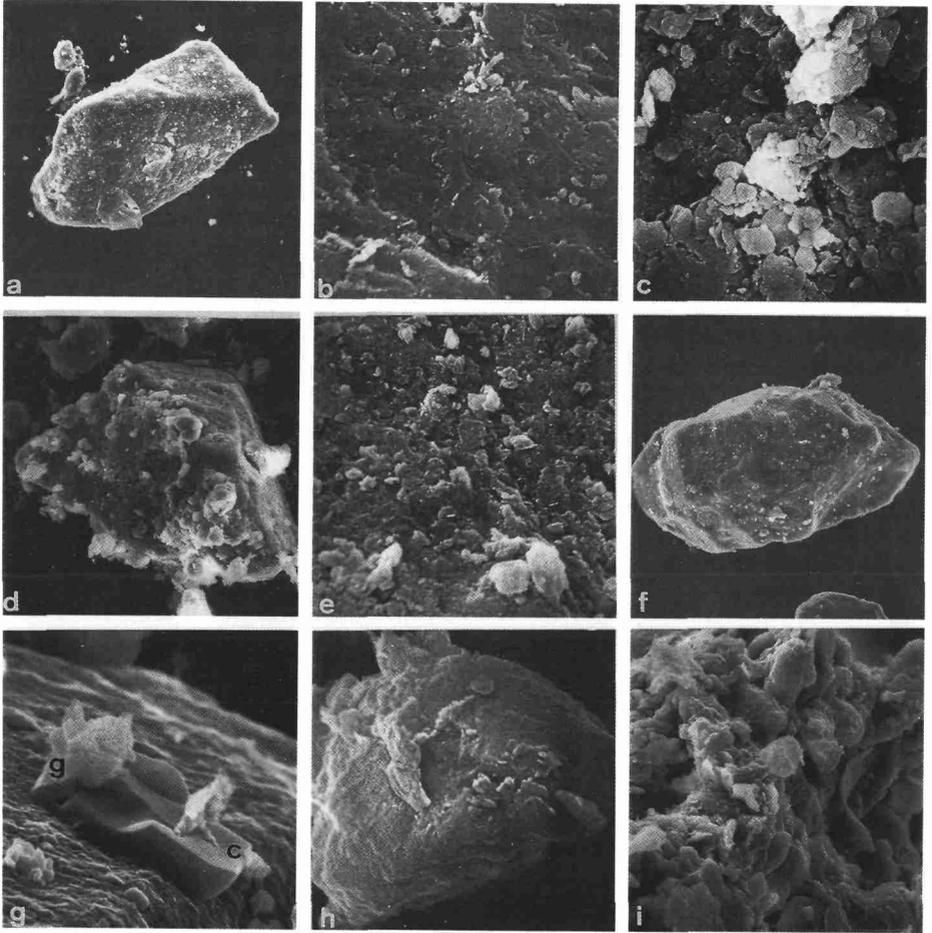


**Planche 62.** – Etude au MEB du fech-fech de la Kouidia d'Idjill. a) particules argileuses,  $e = 4 \mu\text{m}$ , b) quartz rond-mat désertique,  $e = 80 \mu\text{m}$ , c) détail du précédent, façonnement en « upturned plates » et polissage hydrique,  $e = 2 \mu\text{m}$ , d) quartz éolisé fortement 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 %		CCA	1:	absence	CSS	1:
FK	1:	< 4 %	2:		1-14 %	2:		1-14 %
	2:	5-9 %	3:		> 15 %	3:		> 15 %
	3:	10-14 %	GY		1:	absence	DOL	1:
4:	> 15 %	2:		présence	2:	présence		
OX	1:	absence						
	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.

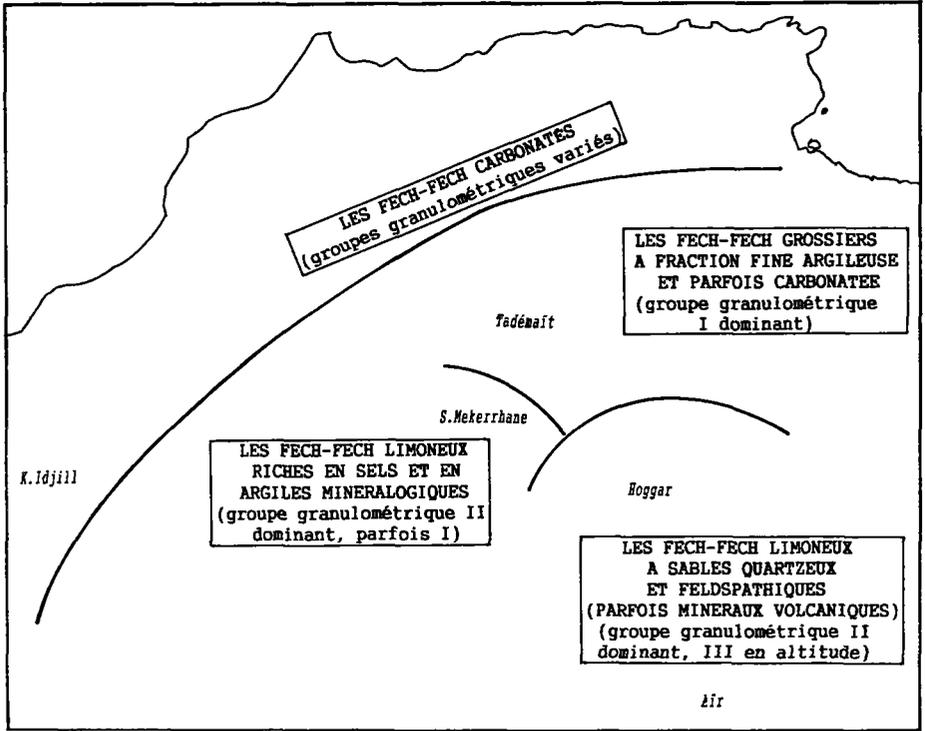
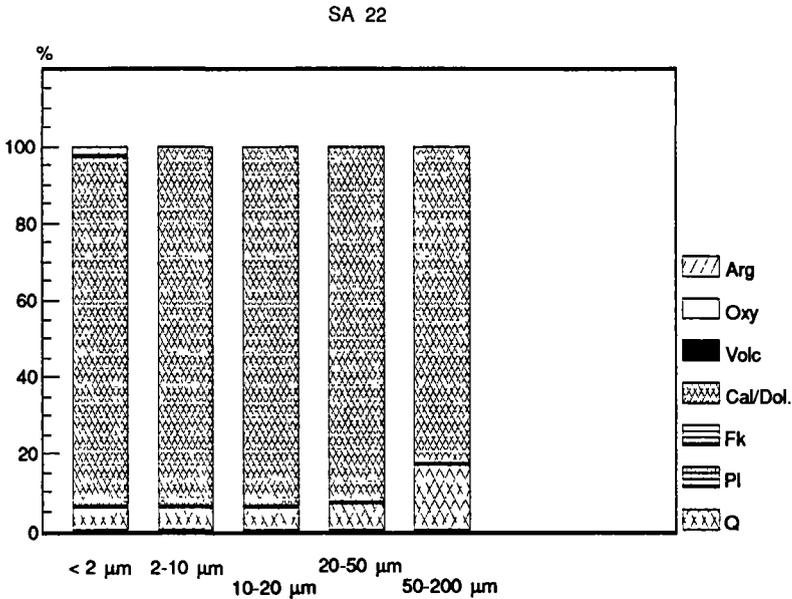


Figure 124. – La régionalisation des fech-fech sahariens.

### 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-

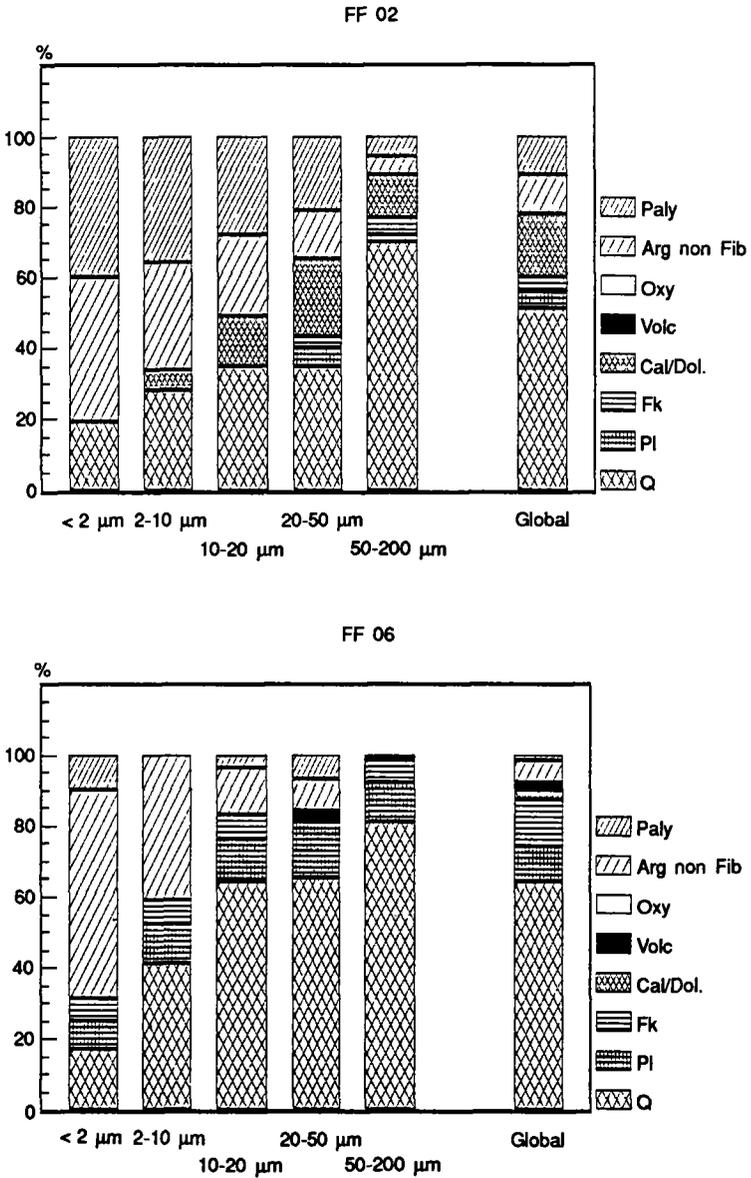


Figure 126. – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech FF 02, Tadémaït et FF 06, nord-Hoggar (deuxième région).

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  $\mu\text{m}$ , 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  $\mu\text{m}$ , une population secondaire toujours présente à 10  $\mu\text{m}$  et occasionnellement une autre vers 35-45  $\mu\text{m}$ . En revanche, ATU36, avec une population dominante à 63  $\mu\text{m}$ , appartient au *groupe II*. Cette valeur de 63  $\mu\text{m}$  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  $\mu\text{m}$  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.

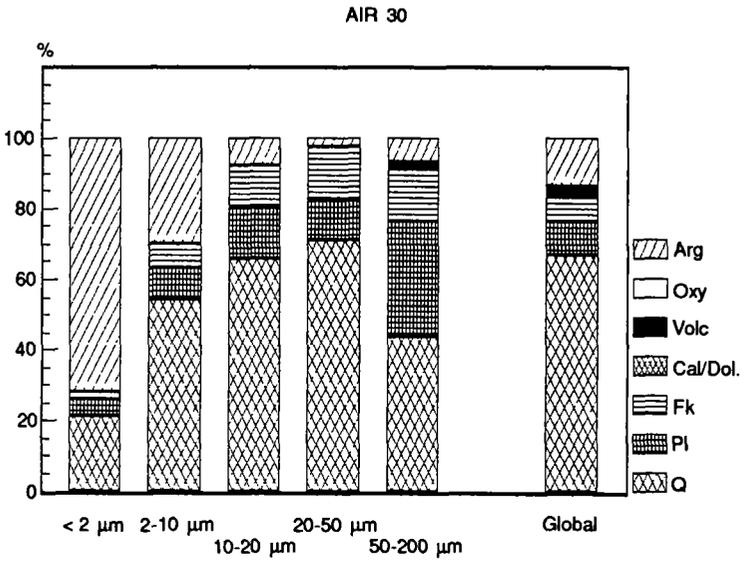
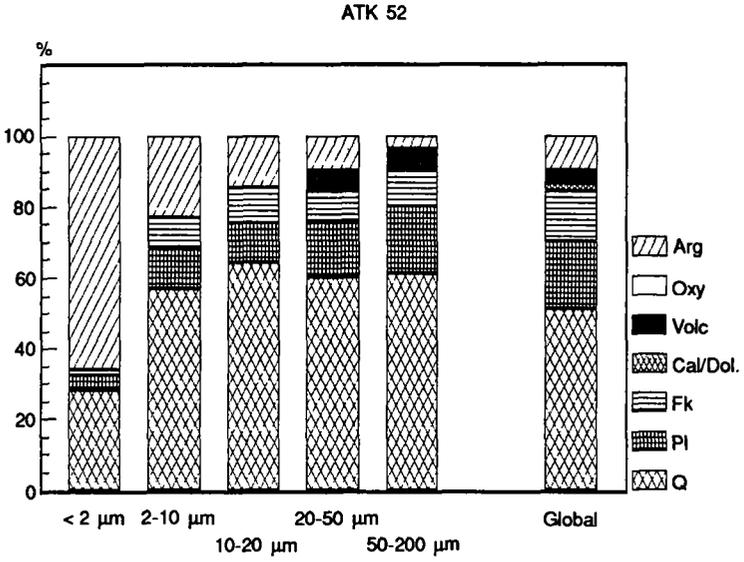
#### *Les fech-fech limoneux à sables quartzeux et feldspathiques*

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  $\mu\text{m}$  et encore très abondants dans la fraction sableuse où ils se mêlent aux minéraux volcaniques. La population granulométrique secondaire (5-10  $\mu\text{m}$ ) existe dans tous ces fech-fech. Mais par rapport à la deuxième région, la population principale est affinée, entre 45-65  $\mu\text{m}$  : 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  $\mu\text{m}$  et la population secondaire vers 50-70  $\mu\text{m}$ .

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  $\mu\text{m}$  et notables jusqu'à 20-50  $\mu\text{m}$  (Fig. 128). Dans ces sels, on a distingué aux RX l'halite NaCl, la glaubérite Na<sub>2</sub>Ca-



SO<sub>4</sub>, l'alunite KAl<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>, la jarosite KFe<sub>3</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub>, le gypse CaSO<sub>4</sub>.2H<sub>2</sub>O, la basanite CaSO<sub>4</sub>. 1/2H<sub>2</sub>O et l'anhydrite CaSO<sub>4</sub>. 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

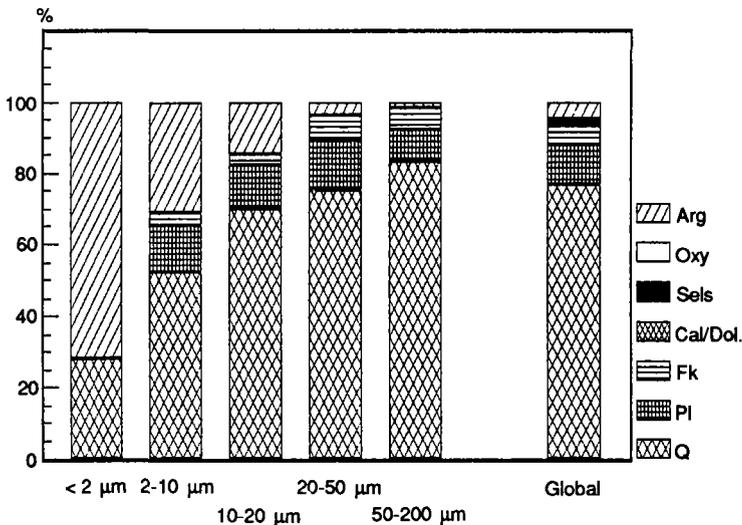
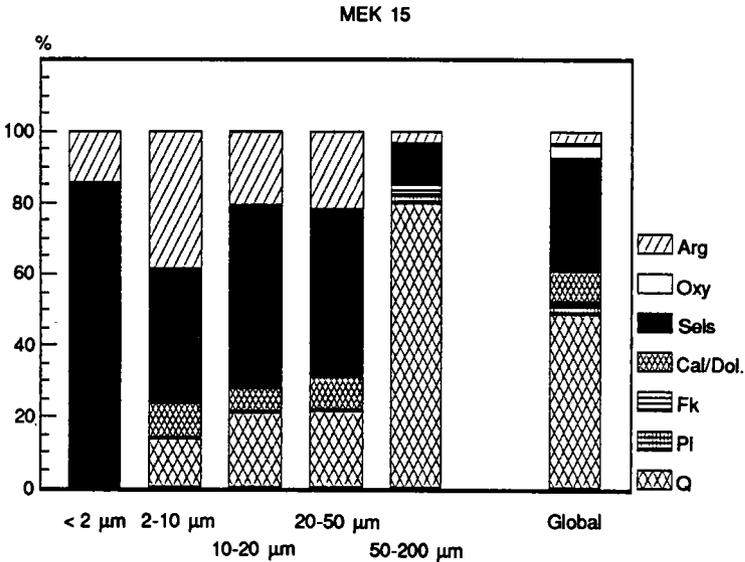


Figure 127. – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech ATK 52, Atakor, AIR 30, Air et MEK 49, Mekerrhane (troisième région).



**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.

**C**

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



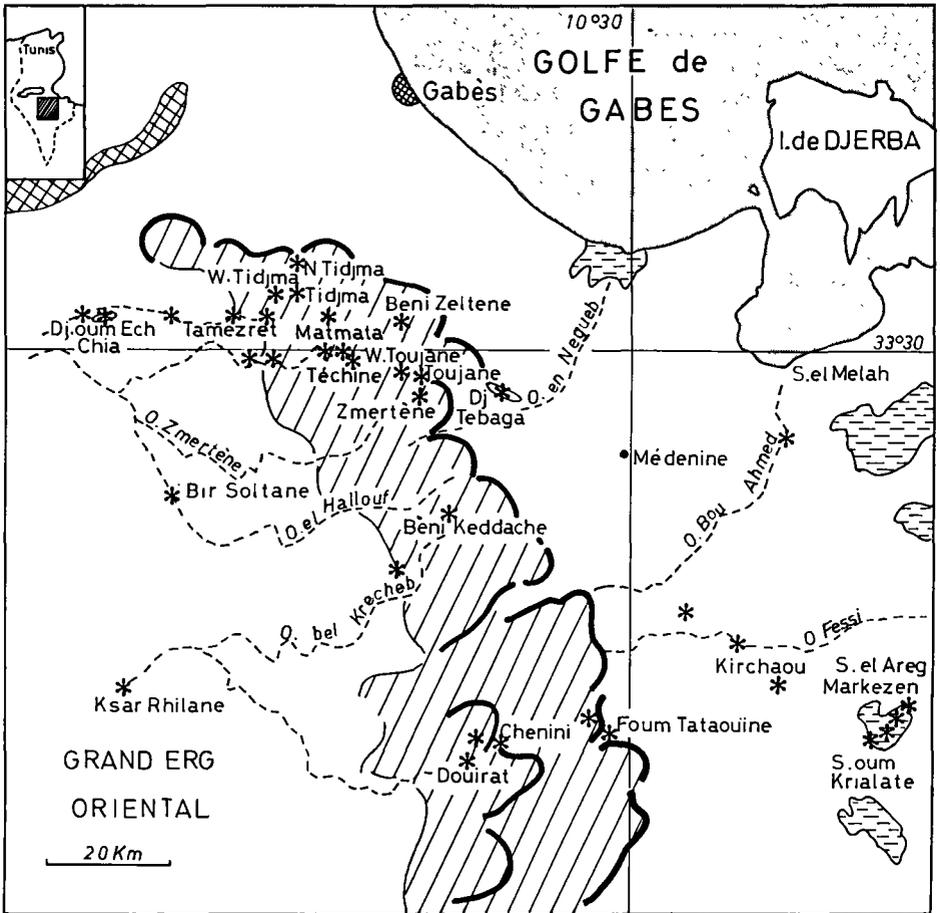
# 15

## Les caractères sédimentologiques des loess des Matmata

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

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

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



\* site de prélèvement



plateau loessique et ses cuestas



sebkha

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

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

## L'originalité des loess des Matmata

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

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

Ces dépôts sont :

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

### Présentation du terrain

#### *Les coupes du plateau*

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

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

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

#### *Le revers occidental du plateau*

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

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

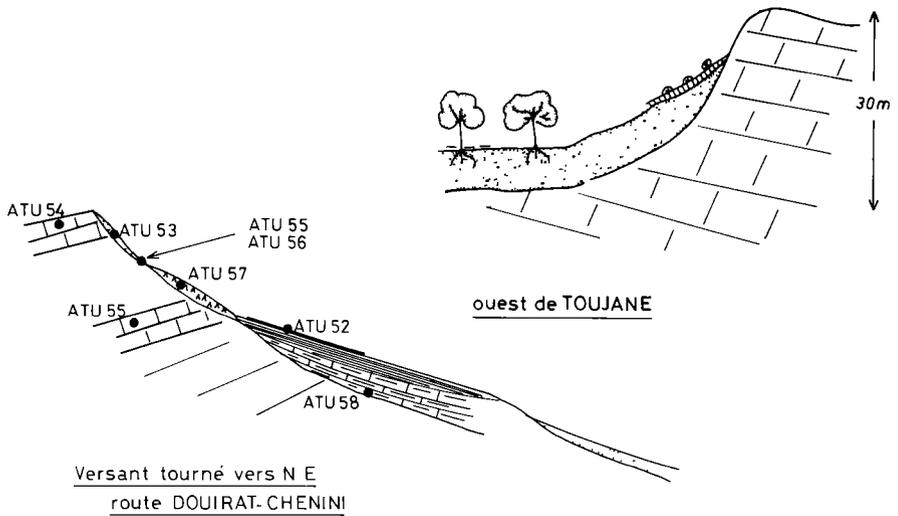


Figure 130. – Quelques accumulations de loess sur les hauts versants.

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

### Les loess du talus oriental et de la Djeffara

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

### La signification des grandes coupes

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

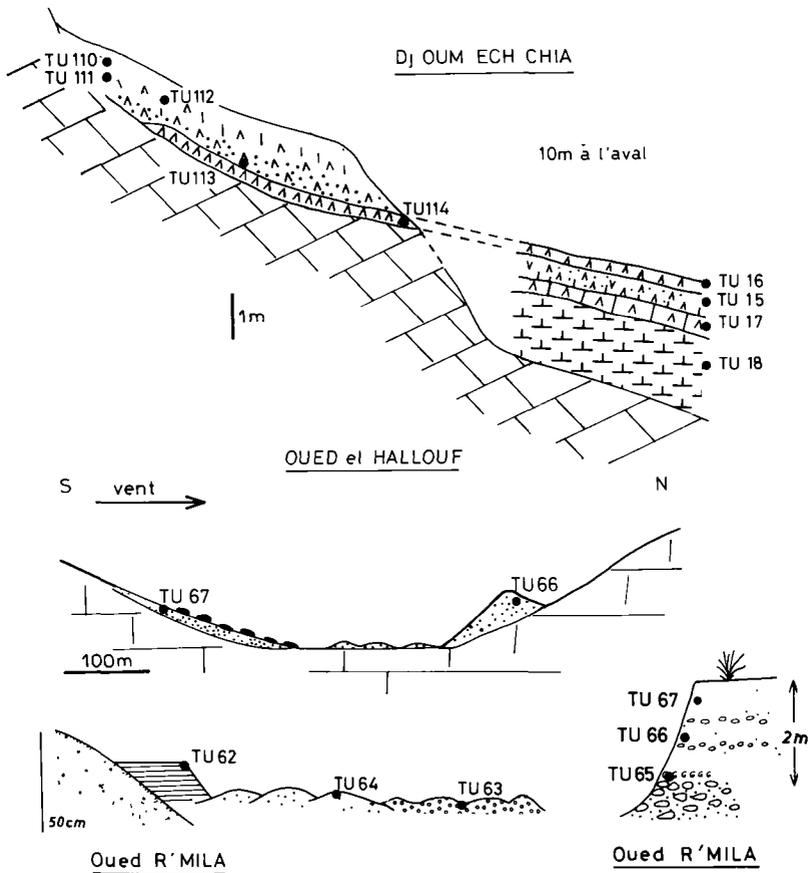


Figure 131. – Quelques sites du piémont occidental montrant la transition des loess aux sables.

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

**La coupe de Téchine**

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

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

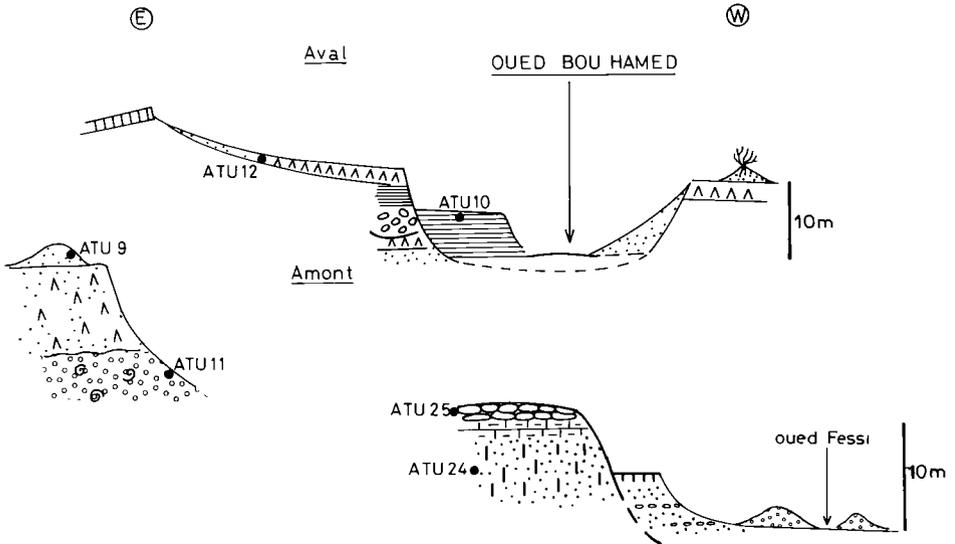


Figure 132. — Le remaniement des loess en terrasses le long des oueds de la Djefara.

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

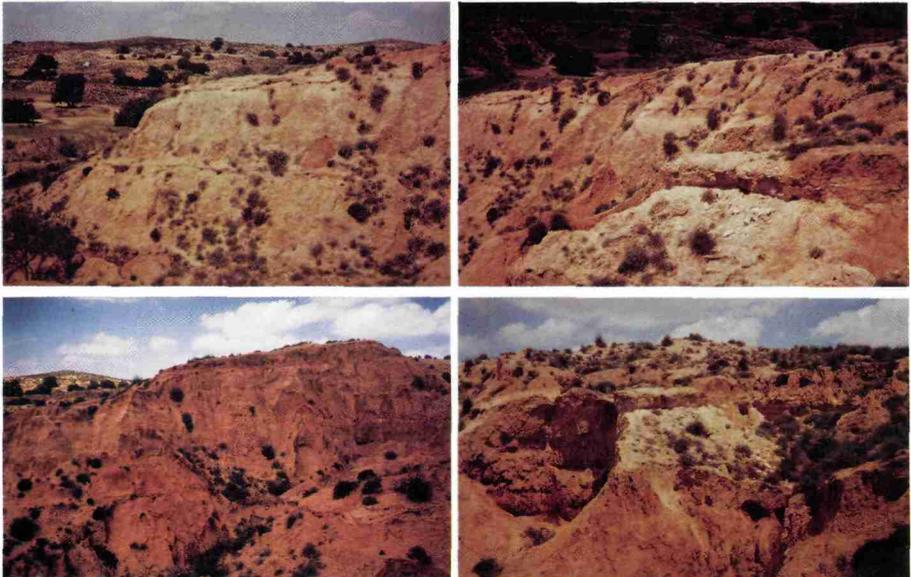
— Les loess beiges supérieurs ont 7 m d'épaisseur. Un horizon légèrement rubéfié (TU176) se situe 2 m sous la surface, reposant sur une croûte feuilletée discontinue [14].

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

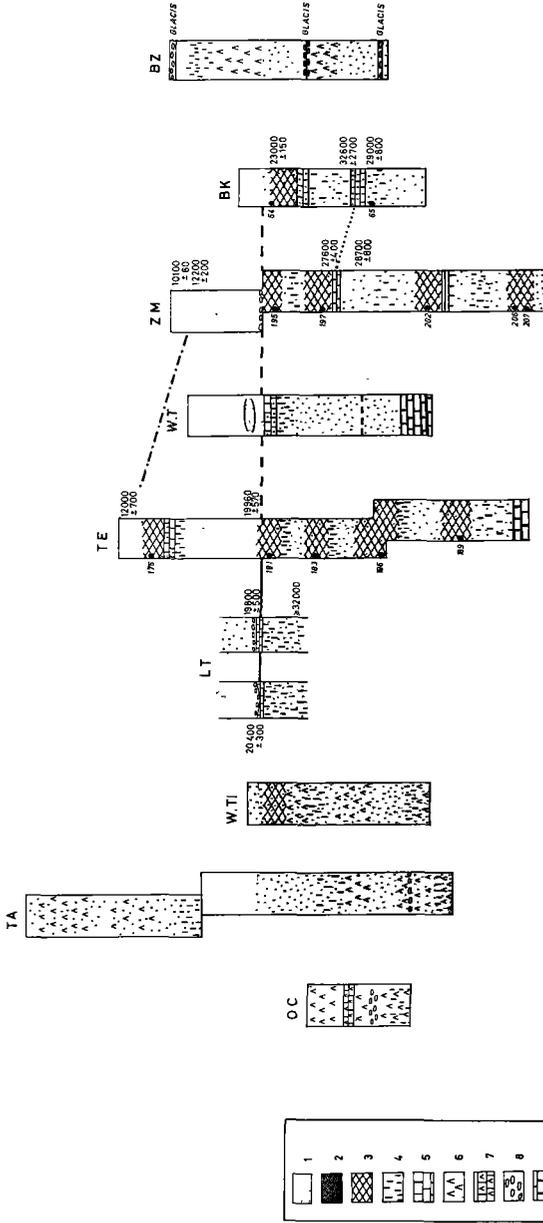
D'après les analyses chimiques qui ont porté sur les fractions < 2 mm, < 63  $\mu\text{m}$  et < 2  $\mu\text{m}$ , il y a peu de variations du haut en bas de la coupe (Fig. 136). Dans les fractions totale et silteuse des niveaux rubéfiés, s'observe une augmentation parallèle de  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Dans



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



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



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

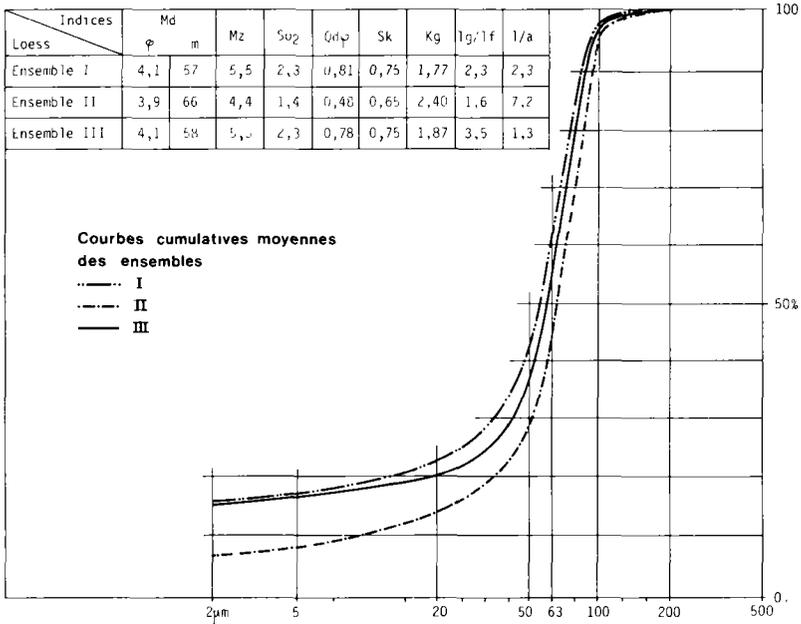


Figure 134. — Les courbes cumulatives et les indices granulométriques des trois séries de Téchine : I) série des loess beiges, II) série à paléosols, III) série des loess ocres.

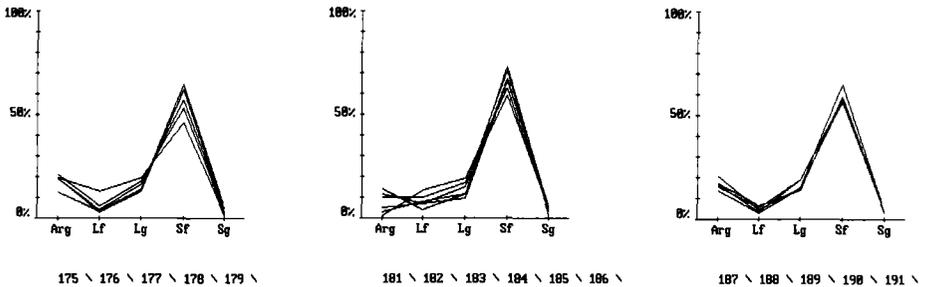


Figure 135. — Les distributions granulométriques-types des échantillons de Téchine (pour les numéros d'échantillons se reporter au log de la figure 136).

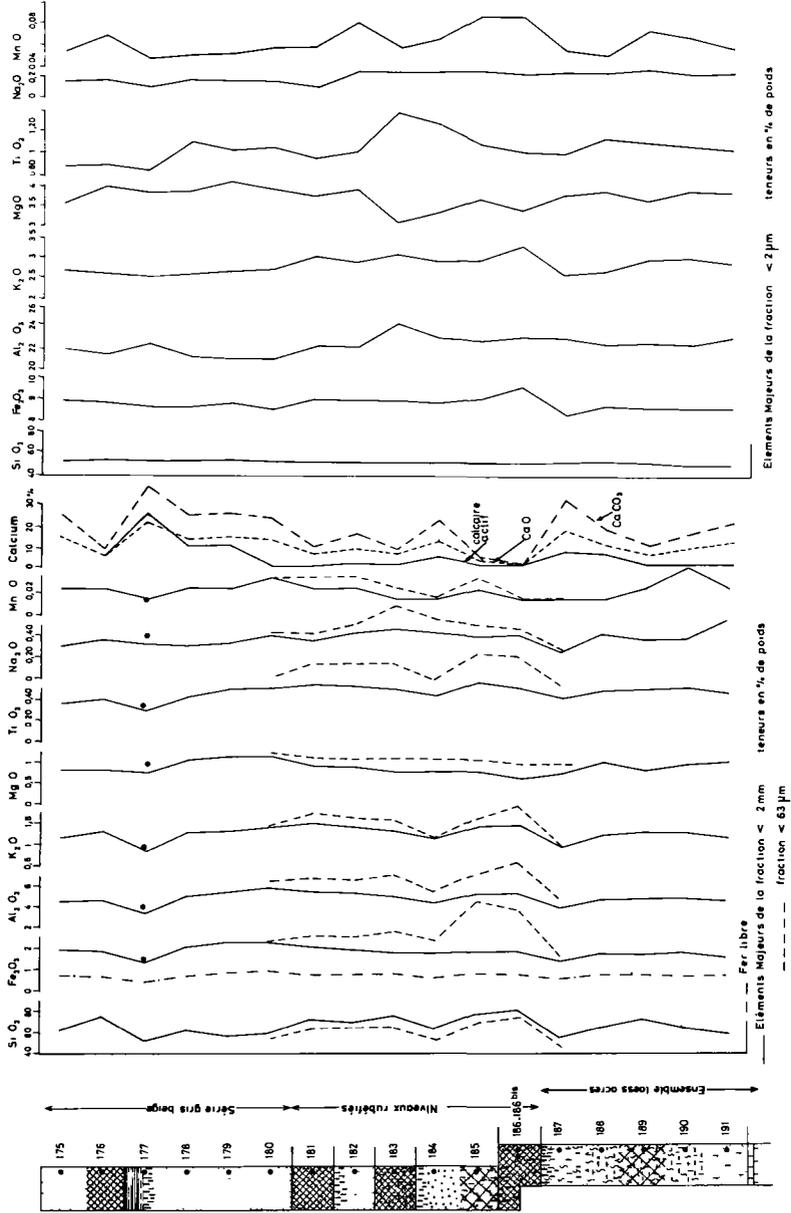


Figure 136. — Les variations de la composition chimique dans les fractions < 2 mm, < 63 μm et < 2 μm le long de la coupe de Téchine.

la fraction  $< 2 \mu\text{m}$ , les différences sont peu sensibles. Les variations de  $\text{CaO}$ ,  $\text{CaCO}_3$  et du calcaire actif illustrent une décarbonatation des horizons rubéfiés des paléosols mais une concentration dans les niveaux sous-jacents.

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

### La coupe de Zmertène

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

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

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

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

Tout au long de la coupe (Fig. 139), les courbes de tous les *éléments chimiques* varient parallèlement, avec des pics au niveau des paléosols et des loess les plus rouges les recouvrant et des minimums à la hauteur des horizons carbonatés, sauf pour celles des  $\text{CaO}$ ,  $\text{CaCO}_3$  et calcaire actif au comportement inverse.

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

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

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

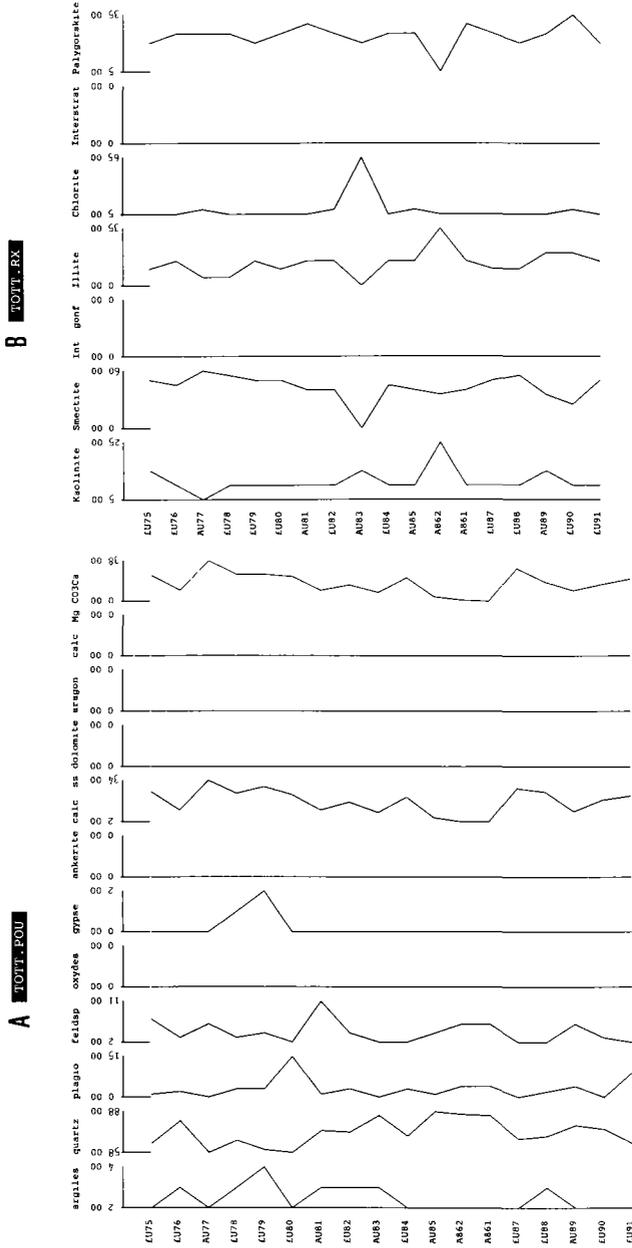
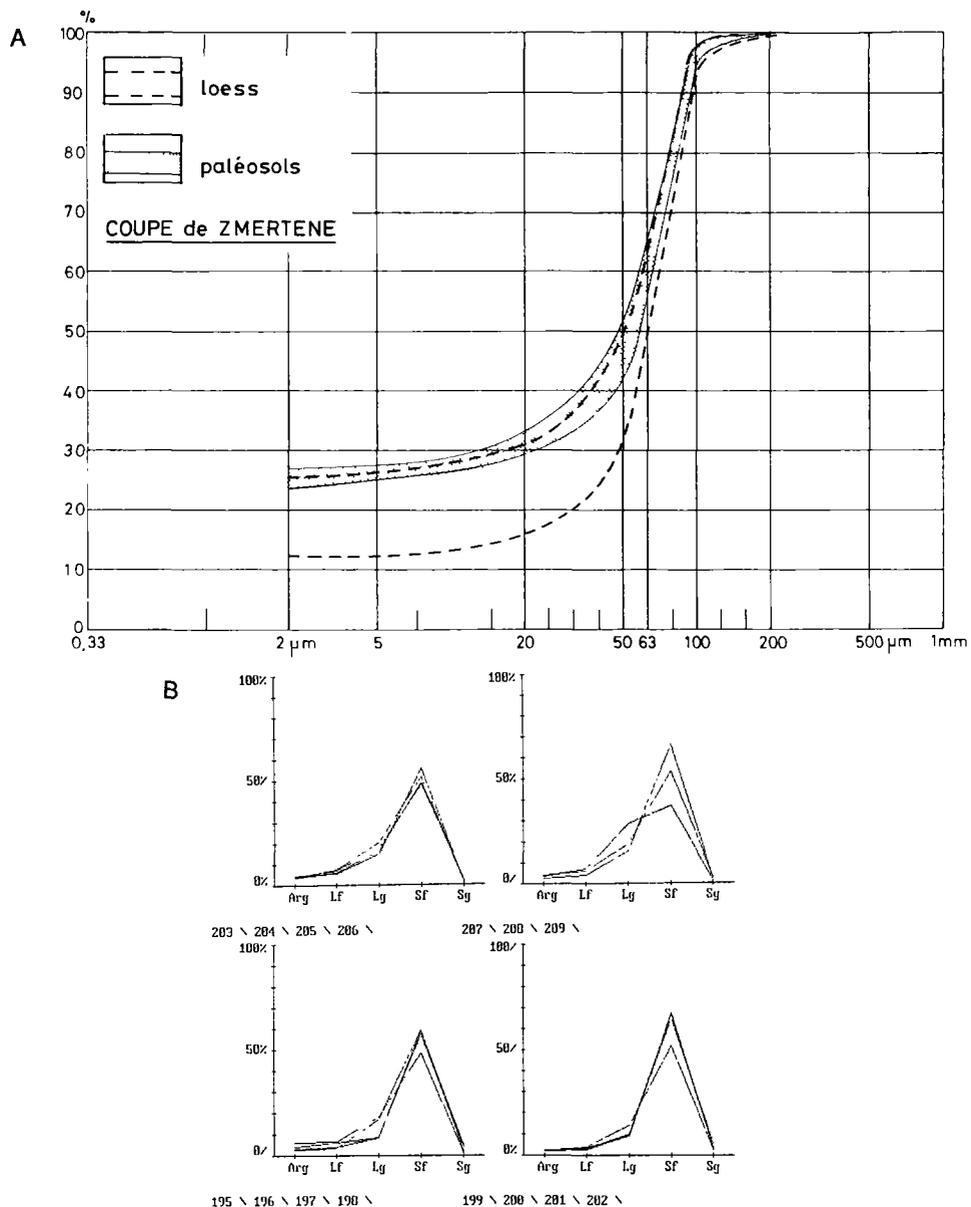


Figure 137. – Les variations de la composition minéralogique des poudres (A) et des argiles (B) le long de la coupe de Téchine.



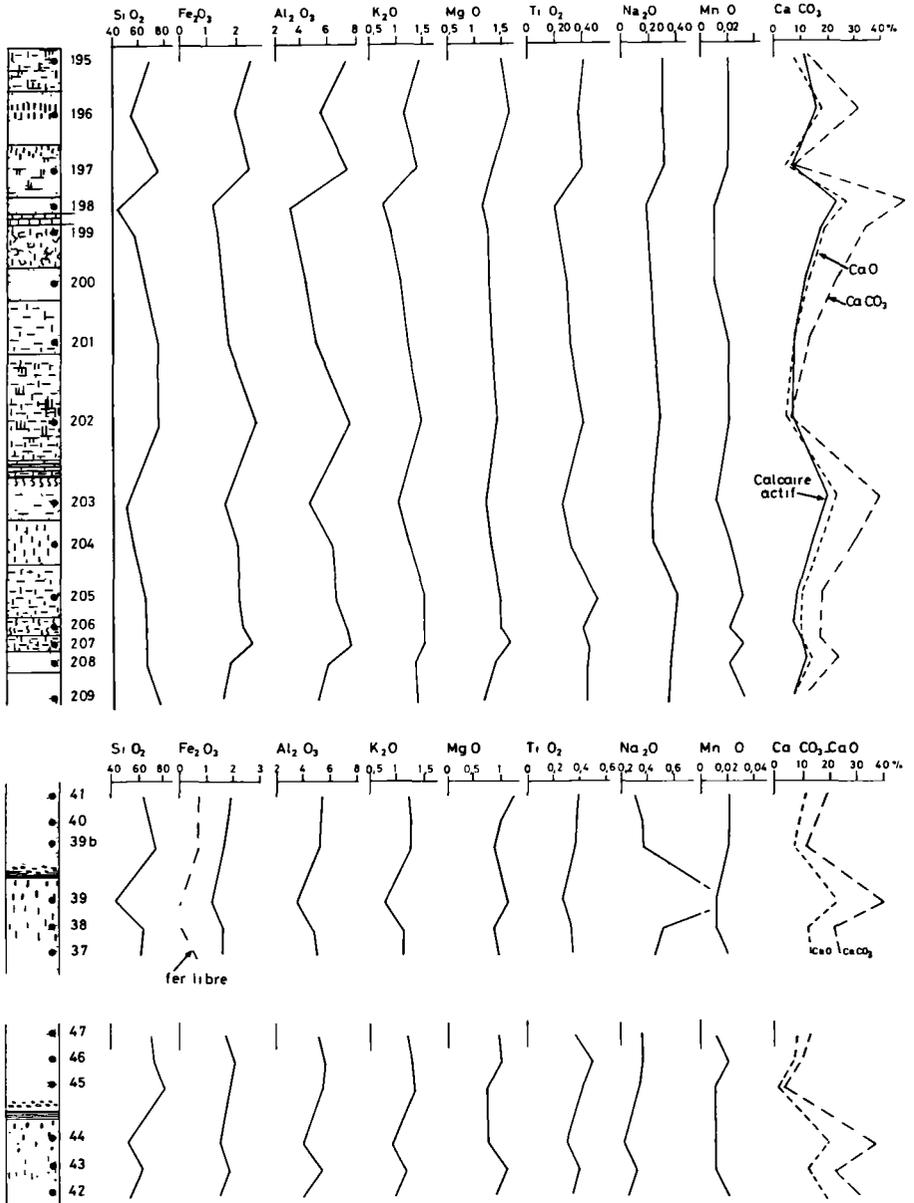


Figure 139. – Les variations de la composition chimique dans la fraction < 2 mm le long de la coupe de Zmertène (en haut) et des coupes de Lella Tekouasset (en bas).

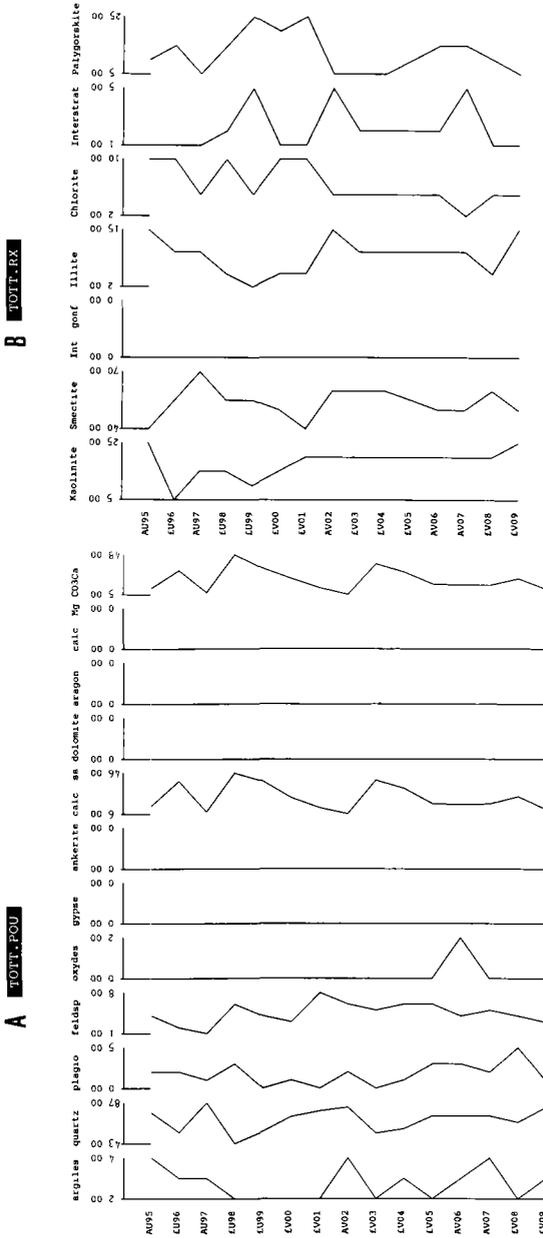


Figure 140. – Les variations de la composition minéralogique des poudres (A) et des argiles (B) le long de la coupe de Zmertène.

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

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

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

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

## Caractères hérités et caractères acquis dans les loess des Matmata

### L'héritage pré-dépositionnel : la granulométrie des loess

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

### *La comparaison avec les poussières proximales actuelles*

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

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

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

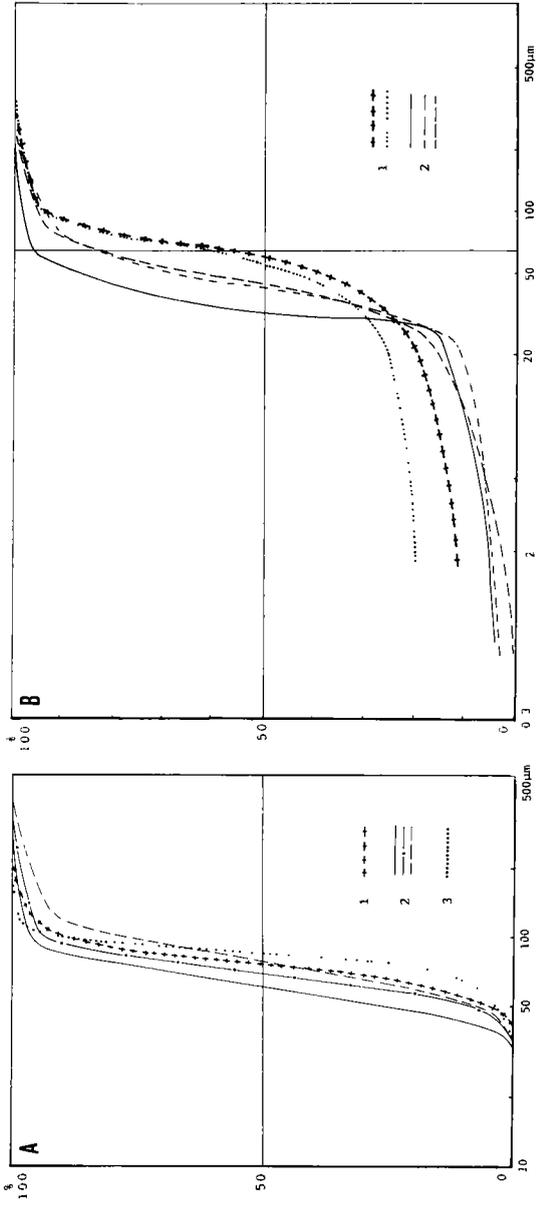


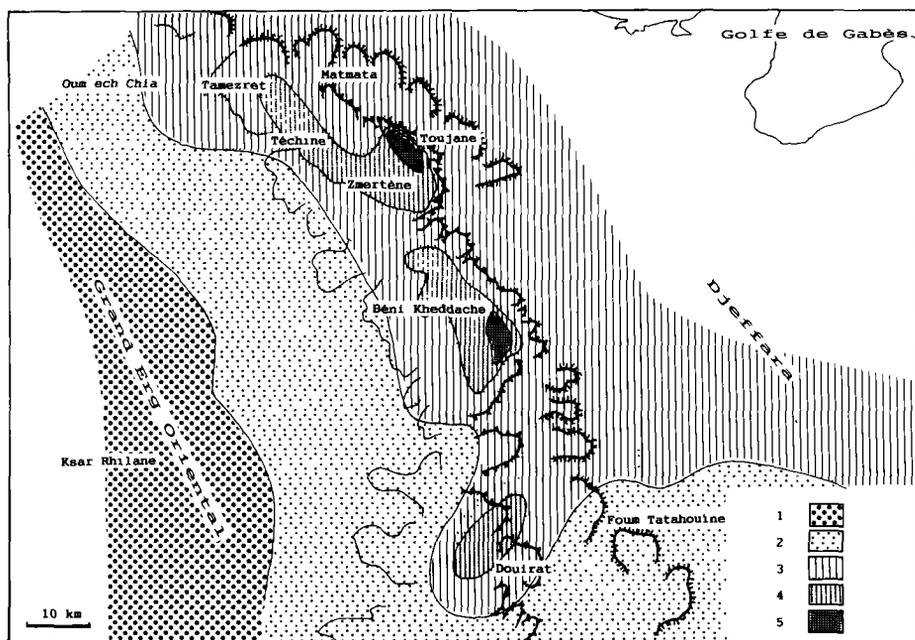
Figure 141. — Comparaison des courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata (1), des poussières actuelles prélevées à Gabès (2) et des sables du Grand Erg Oriental (3). A) fractions sableuses, B) fractions < 1 mm.

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

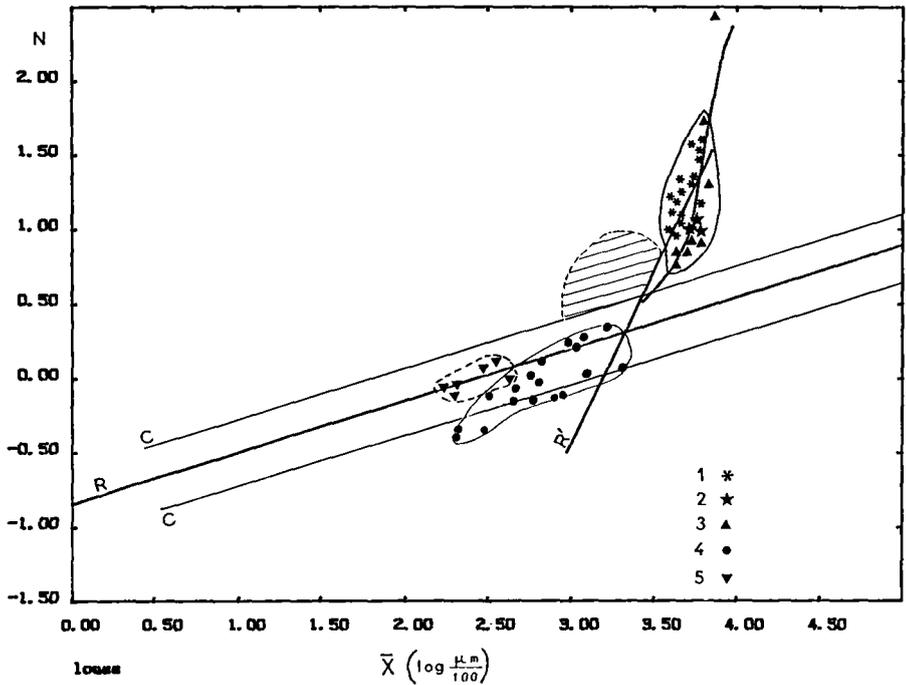


Figure 143. — La place de loess péri-désertiques dans la classification dynamique des sédiments détritiques en fonction de  $\bar{X}$  et  $N$  de A. Rivière. 1) Matmata, loess en place, 2) Matmata, loess colluviaux, 3) Matmata, loess ruisselés, 4) Negev, loess, 5) Fuerteventura, loess. R : droite de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

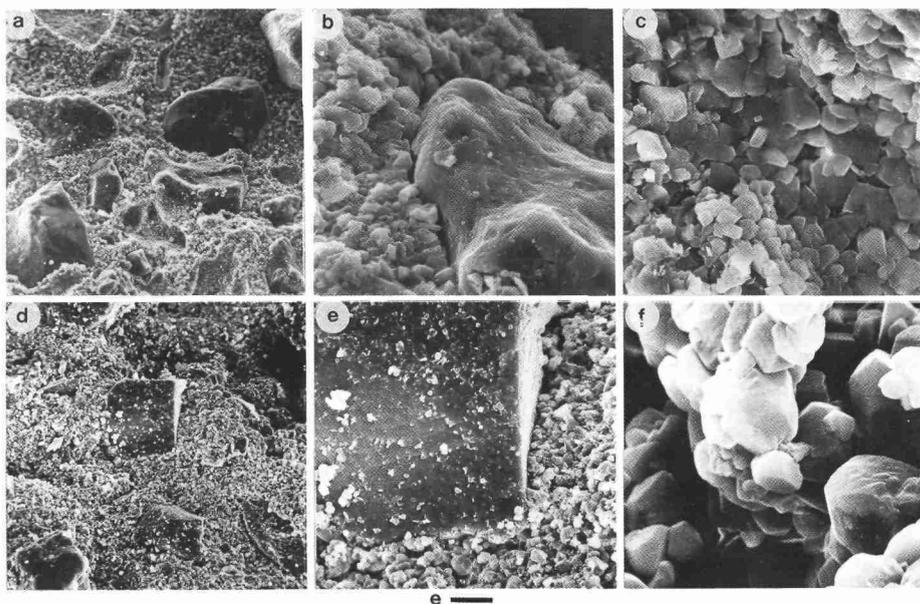
confirme bien leur parenté génétique, indépendamment des hypothèses de mise en place suggérées par la méthode de Rivière qui leur paraissent peu adaptées.

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

#### La fabrique des loess

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

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



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

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

### *Les grains des loess des Matmata*

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

- *les grains de quartz*

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

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

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

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

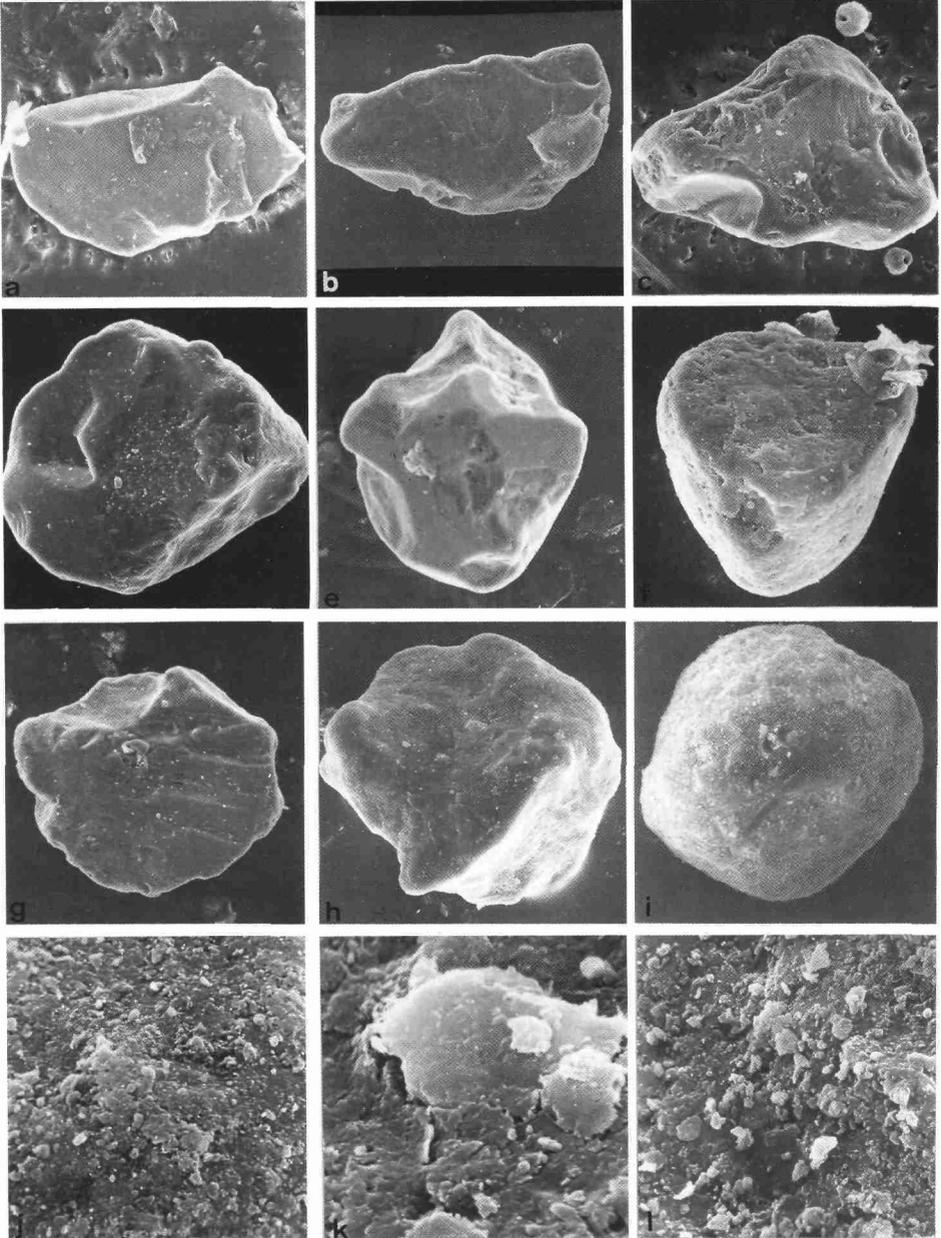
Occasionnellement, il apparaît des individus très arrondis, parfois véritables ronds-mats désertiques (Pl. 68i).

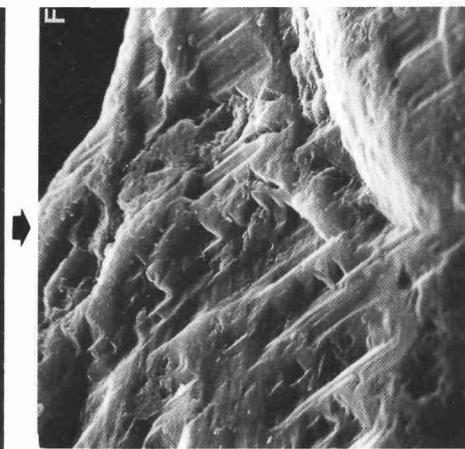
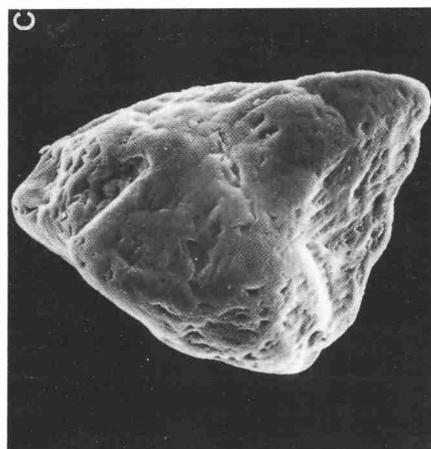
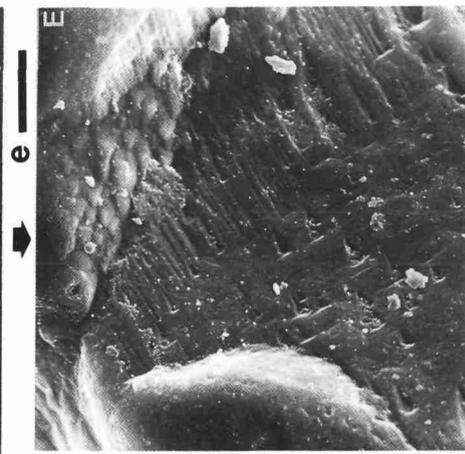
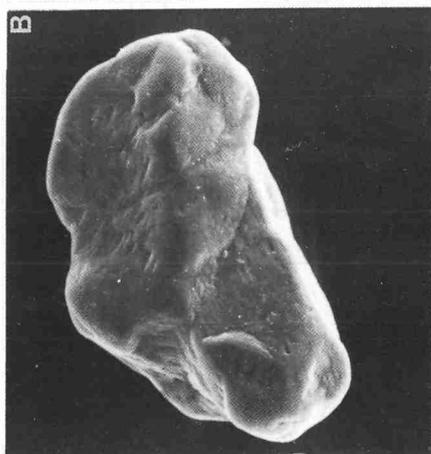
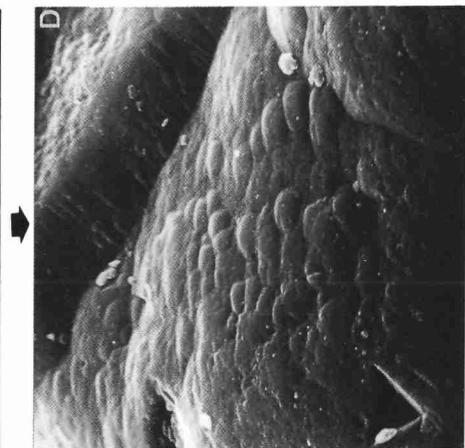
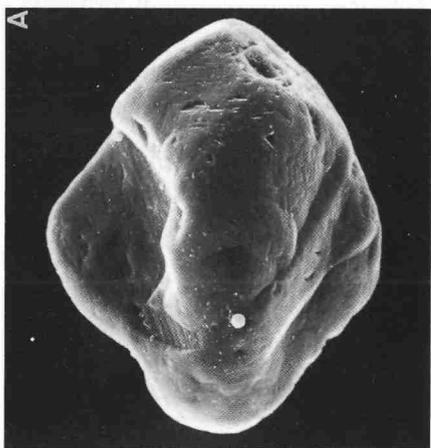
Des *traces d'origine chimique* sont décelées sur 2/3 des grains observés au MEB. Cette attaque contribue à l'émoussé des grains et au polissage des empreintes mécaniques. Les précipitations de silice sont variées : globules, larmes, mamelonnements, écailles convexes dont la coalescence peut former des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

- *la coloration des grains de quartz*

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

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





**e**

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

• *les autres grains détritiques*

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

*Les minéraux lourds des loess de Téchine et Zmertène*

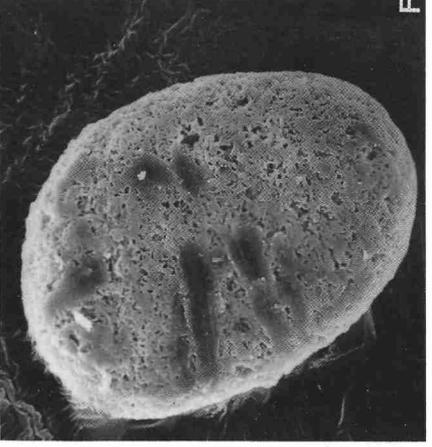
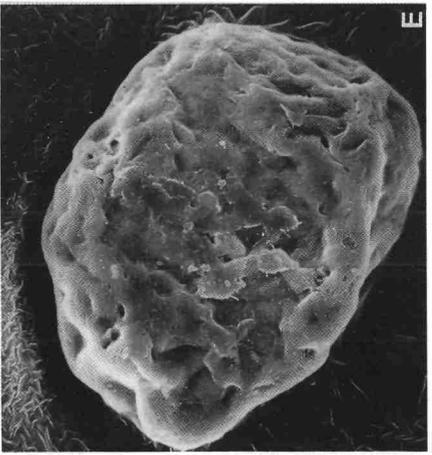
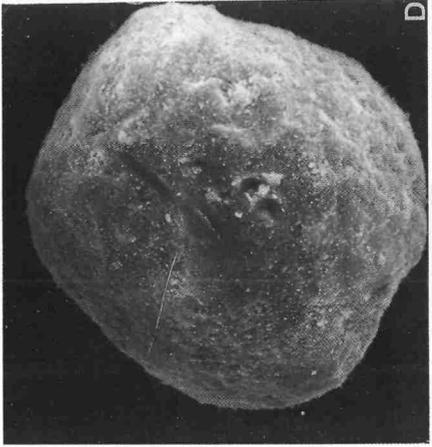
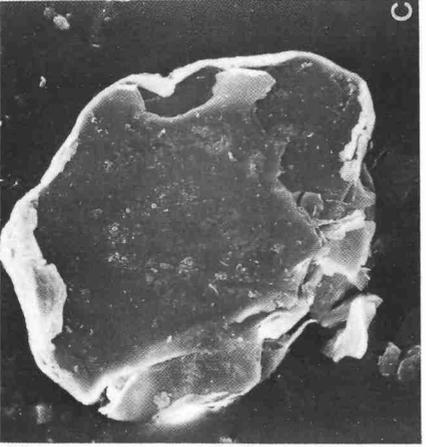
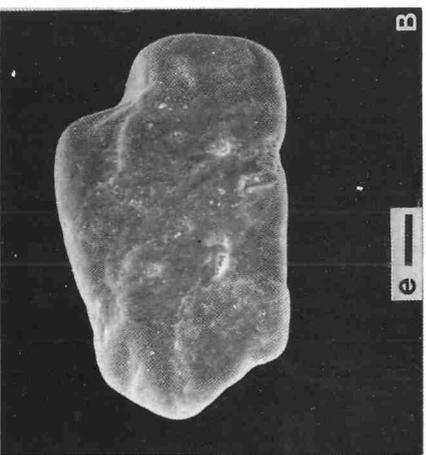
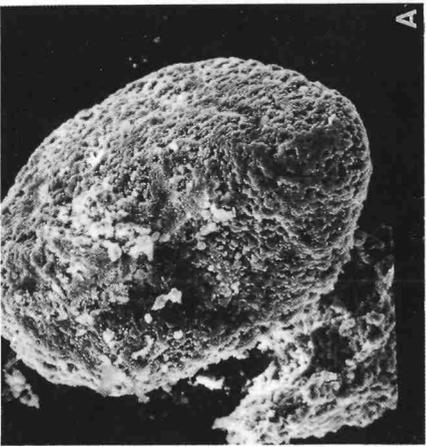
Les minéraux lourds de la fraction 50-150  $\mu\text{m}$  de 2 échantillons de loess beiges de Téchine (TU176, 178) et de 2 autres de loess ocres de Zmertène (TU196, 198) ont été étudiés et comparés à ceux de quelques sédiments proches bien connus [28]. Il en résulte que le Grand Erg Oriental est la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

*Commentaire*

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

---

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



## La pédogenèse syn-dépositionnelle des loess des Matmata

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

### La distribution des carbonates

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

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

#### • la migration des carbonates

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

#### • la répartition des carbonates dans diverses fractions granulométriques

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

#### • les carbonates des concrétions

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

---

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

- *l'origine des carbonates*

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

### *Les déplacements du fer*

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

### *Commentaire*

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

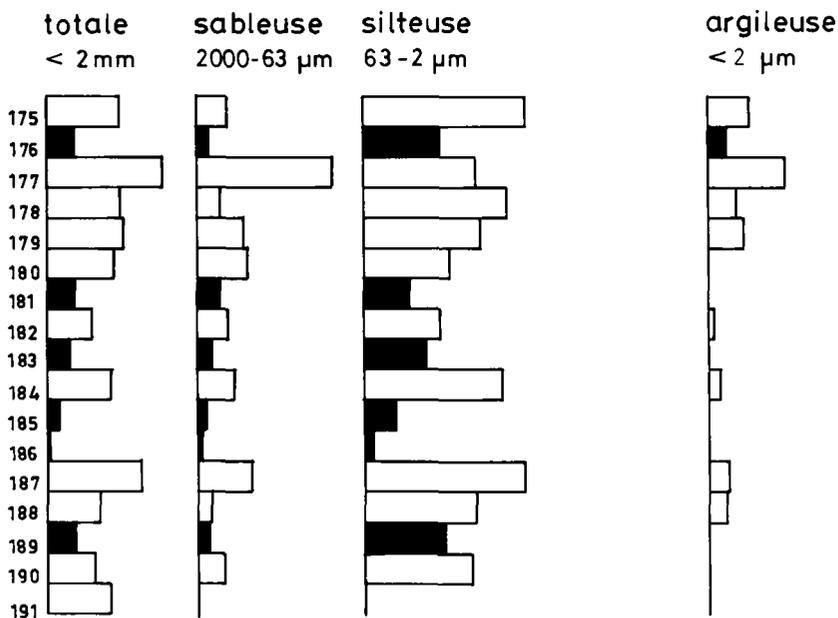
Elle peut provenir, comme l'a montré la régionalisation des poussières actuelles, des plateaux calcaires secondaires et tertiaires, des *torba* et des hamadas du Sahara septentrional.

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

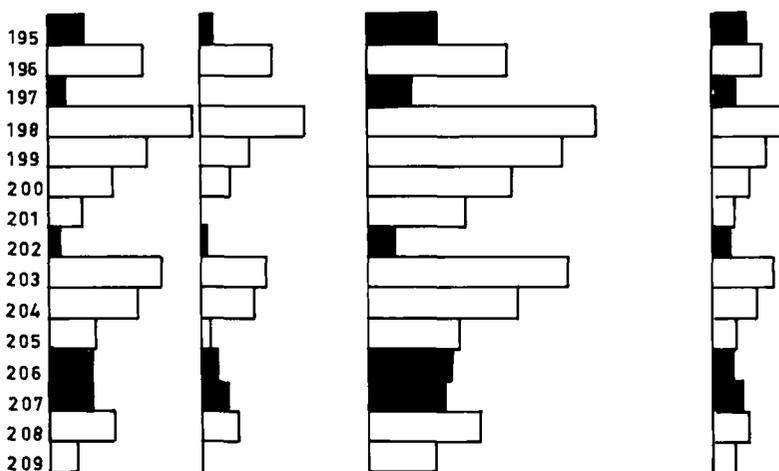
---

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

% de carbonates dans les fractions :



TECHINE



ZMERTENE

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

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

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

### Les remaniements post-dépositionnels

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

#### Les caractères sédimentologiques

##### • les nappes alluviales

On peut distinguer dans la basse terrasse :

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

— *une formation supérieure* où les argiles et limons fins représentent 20 % du matériel, les limons grossiers 16 % et les sables très fins le reste. La médiane est à 60  $\mu\text{m}$ .

##### • les dépôts fins étudiés pour comparaison

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

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

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

##### • la minéralogie

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

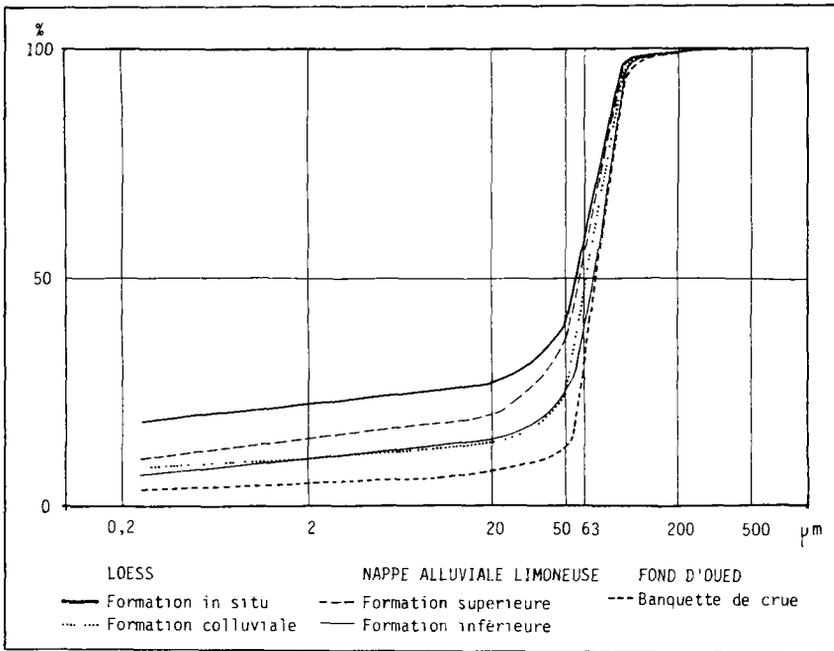


Figure 145. – Courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata et des dépôts dérivés.

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

• *Commentaire*

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

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

### Le modèle sédimentaire de remaniement des loess

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

- une séquence aride initiale qui a suscité le creusement du thalweg et son ravinement par la nappe fluviatile grossière qui en occupe actuellement le fond
- la réapparition de conditions plus humides qui s'est traduite par l'enchaînement des processus suivants :
  - une sédimentation éolienne formant des nappes de loess péri-désertiques, en particulier sur les interfluves
  - un remaniement des loess sur les versants par ruissellement diffus et colluvionnement
  - l'installation de la formation inférieure de la nappe alluviale par apport latéral du matériel fin colluvial et par transport longitudinal de type fluviatile expliquant les lits interstratifiés de graviers
  - un colluvionnement ralenti en fin de période humide créant par ses fines la formation supérieure au sommet de la nappe, alors que la redistribution longitudinale par l'oued s'interrompait progressivement
- le passage vers un nouvel aride. Les actions sporadiques et brutales de l'oued ont incisé la nappe limoneuse jusqu'à la formation grossière sous-jacente de l'aride précédent. Au sens

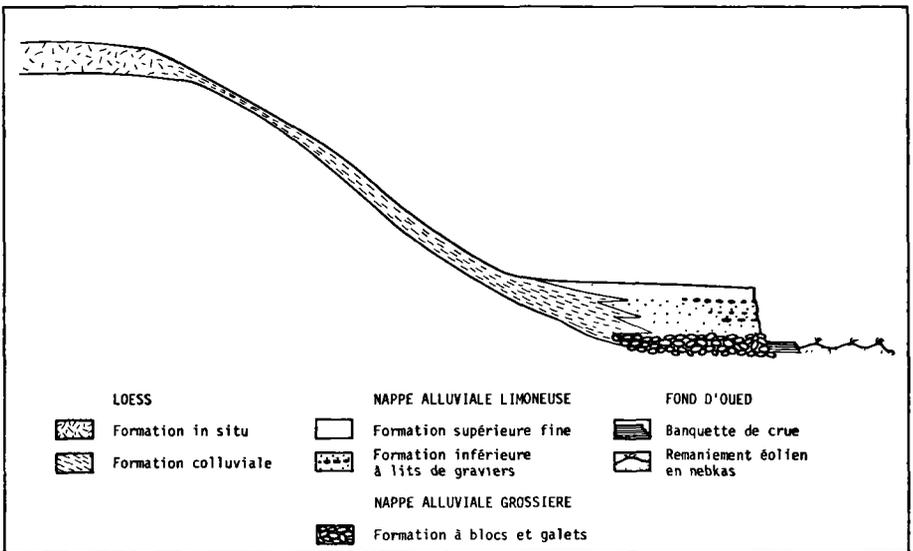


Figure 146. – La basse terrasse et son environnement morphosédimentaire. Schéma théorique.

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

### Commentaire

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

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

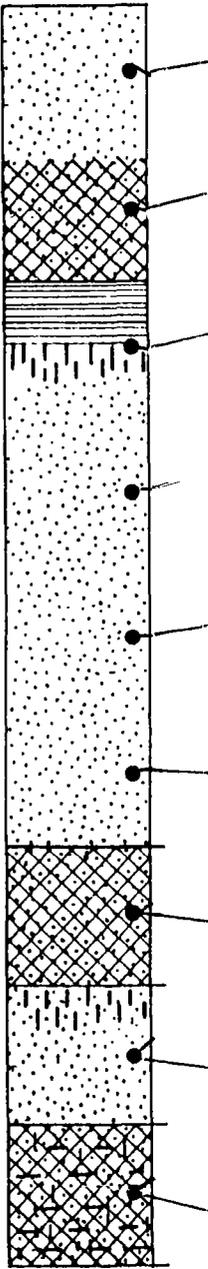
## Les faciès des loess des Matmata et leurs nuances régionales

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

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

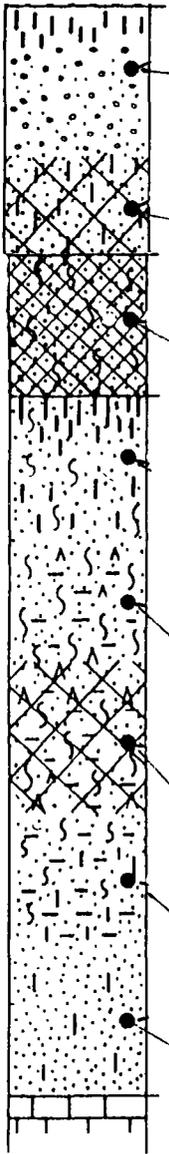
---

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



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

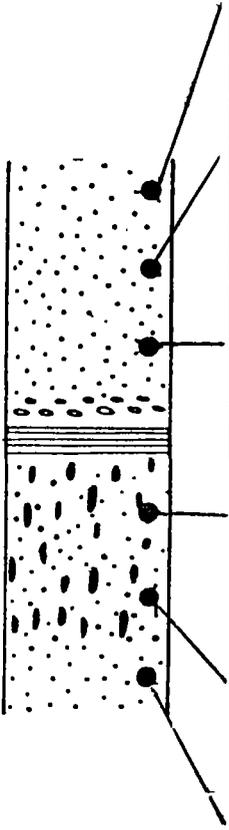
I+	Sédiment le plus riche en Smectite (+ de 40 %) et à Interstratifiés gonflants absents, assez pauvre en palygorskite (1-20 %) et avec des Interstratifiés.	III+	Sédiment assez carbonaté (Calcite SS : 20-45 %, Ca-Co3 : 30-70 %) et avec une assez forte perte au feu (10-20 %). Assez siliceux (55-65 %),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



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

Figure 147 (suite)

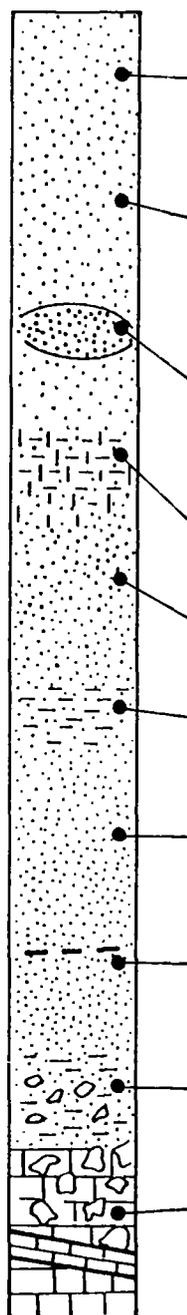
I+ Sédiment peu riche en argiles minéralogiques (1-2 %), assez riche en Quartz (40-65 %) et en Calcite SS (20-45 %).	IV- Sédiment le plus riche en argiles minéralogiques (+ de 3 % dans les Poudres), en Smectite (+ de 40 %) et en Kaolinite (+ de 15 %). Doté d'Interstratifiés, il est assez pauvre en Palygorskite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



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

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

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



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

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

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

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

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

## Les loess beiges

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

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

Sur l'axe II- de l'AFC Chimie, les loess beiges sont assez peu carbonatés (CaO : 5-10 %), à perte au feu modérée et à SiO<sub>2</sub> > 65 %. L'axe I- informe sur la relative richesse en K<sub>2</sub>O (> 1,25 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5-8 %) et TiO<sub>2</sub> (> 0,4 %), éléments chimiques «détritiques» provenant des roches du socle. En revanche, plusieurs échantillons sortis sur l'axe II+ montrent une teneur de 55-65 % de SiO<sub>2</sub>, des taux assez élevés de MgO (1-1,85 %) et CaO (10-25 %) et une assez forte perte au feu. Il s'agit d'un faciès déjà évolué de loess beige, avec une accentuation de la carbonatation due à l'enfouissement et à la pédogenèse. L'axe V- voit croître cette tendance, la proportion de silice étant désormais inférieure à 55 %.

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

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

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

## Les loess ocres

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

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

Les axes II+ et I- de l'AFC Chimie donnent l'essentiel des indications sur les loess ocres aux taux notables d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5-8 %), MgO (1-1,85 %), K<sub>2</sub>O (> 1,25 %) et TiO<sub>2</sub> (> 0,4 %). A la différence des loess beiges, ils sont plus riches en CaO (10-25 %), moins en SiO<sub>2</sub> (55-65 %) et dotés d'une assez forte perte au feu. Cela suggère une évolution pédologique plus poussée, tendance qui se confirme sur l'axe V- où les teneurs en SiO<sub>2</sub> de quelques échantillons fléchissent nettement (30-55 %). Il n'existe pas de variante nette de ce type «loess ocre», donc chimiquement très homogène.

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

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

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

## Les paléosols

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

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

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

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

## Les niveaux carbonatés

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Bibliographie

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

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



# 16

## La signification paléoclimatique des loess des Matmata

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

### La mise en place des loess

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

### Un paléo-environnement de type pluvial au Pléistocène

#### *Mise en évidence de conditions un peu plus humides*

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

l'origine saharienne du matériel loessique. D'autre part, les taux de  $^{13}\text{C}$  sont comparables à ceux des loess méditerranéens et les taux de  $^{18}\text{O}$  recourent étroitement ceux des sols fossiles des loess méditerranéens [7]. Ces données indiquent une pédogenèse sous un climat certes plus sec que le climat européen actuel mais avec une productivité de  $\text{CO}_2$  biogène notable, compatible avec un couvert de plantes à cycle photosynthétique court de type steppe dense (Fig. 150). Une telle formation était moins ouverte que la végétation actuelle du Sud-Tunisien et impliquait nécessairement un peu plus d'humidité. Les mesures sur les carbonates indiquent de plus qu'ils ont subi une altération pédogénétique modérée en cours de sédimentation, confirmant l'idée de la pédogenèse syn-dépositionnelle des loess.

### Le modèle sédimentaire

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

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

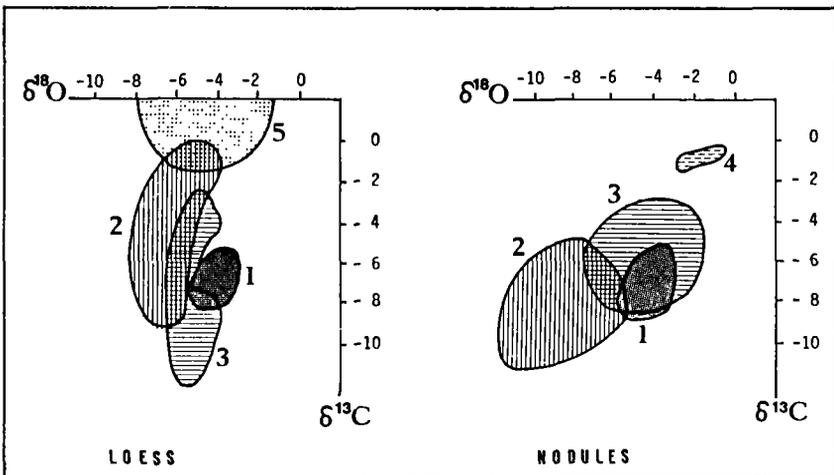


Figure 150. — Comparaison des valeurs isotopiques des carbonates de la fraction fine et des concrétions des loess des Matmata avec celles d'autres dépôts. 1) loess des Matmata, 2) loess périglaciaires, 3) loess méditerranéens, 4) carbonates de nappe aquifère, 5) carbonates marins.

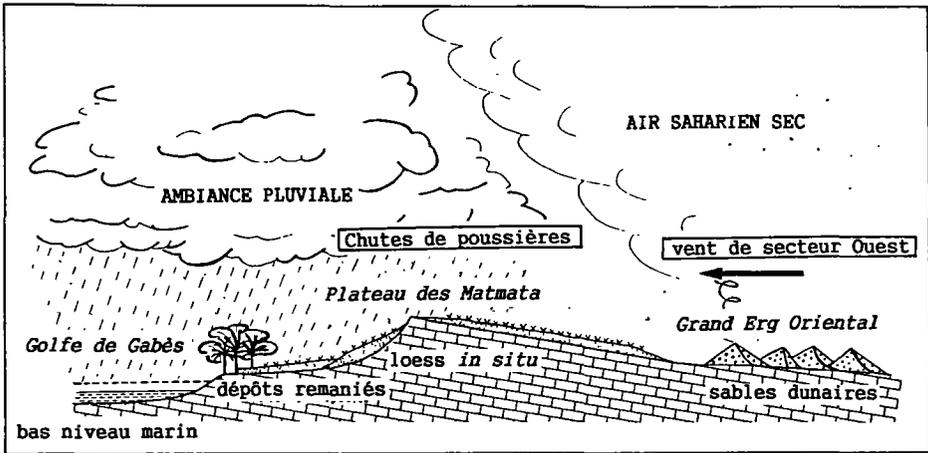


Figure 151. – Le modèle sédimentaire des loess péri-désertiques dans le paléoenvironnement pluvial du pléistocène supérieur des Matmata.

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

- *un milieu de steppe dense*

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

### Les phases récentes de sédimentation

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

#### *La sédimentation loessique du Pléistocène supérieur*

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

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

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

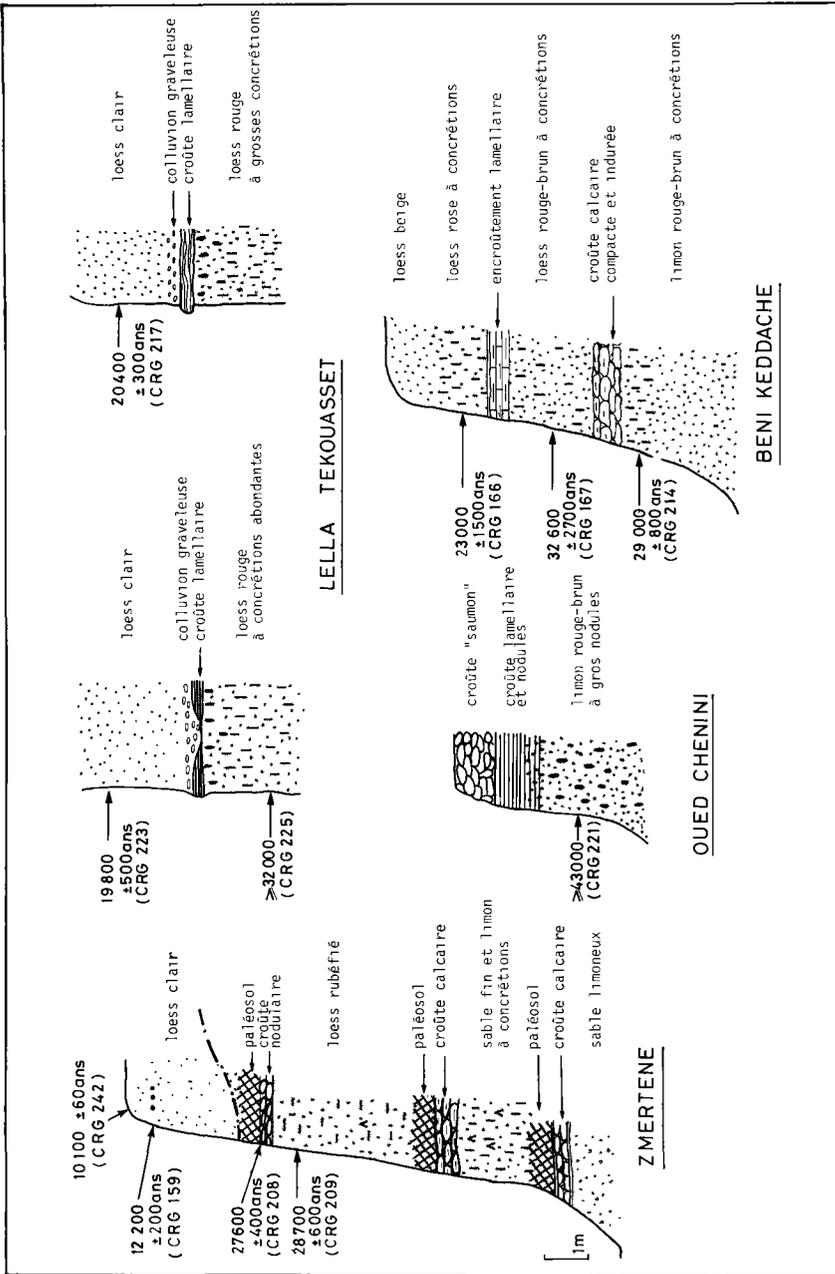


Figure 152. — Position stratigraphique des concrétions datées dans les coupes de loess des Matmata (Oued au nord de Matmata : datation J.C. Fontes; Oued en Négueb : Brosche & Mollé).

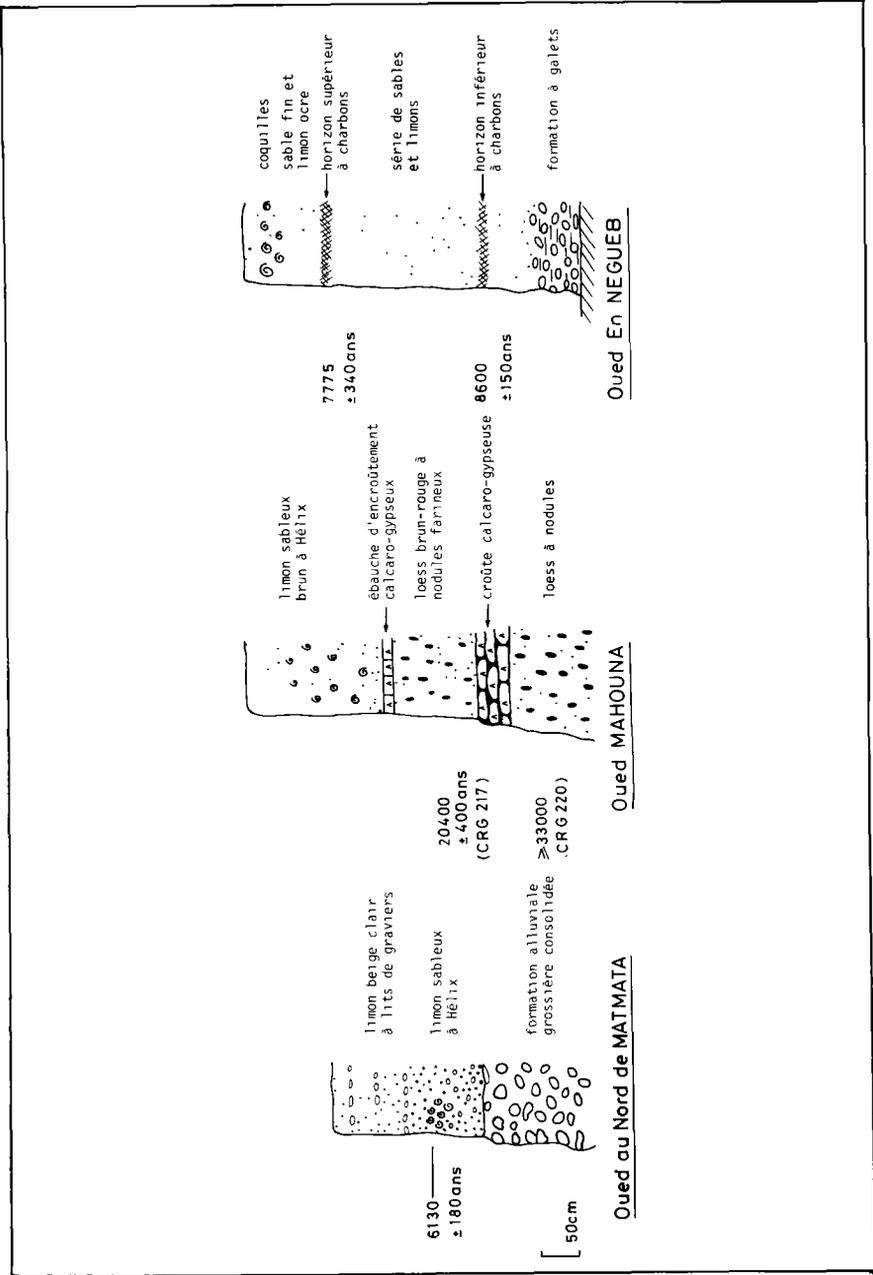


Figure 152 (suite)

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

### ***La sédimentation tardive de l'Holocène moyen***

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

## **La problématique loess péri-désertiques ou loess péri-méditerranéens**

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

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

### ***La localisation***

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

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

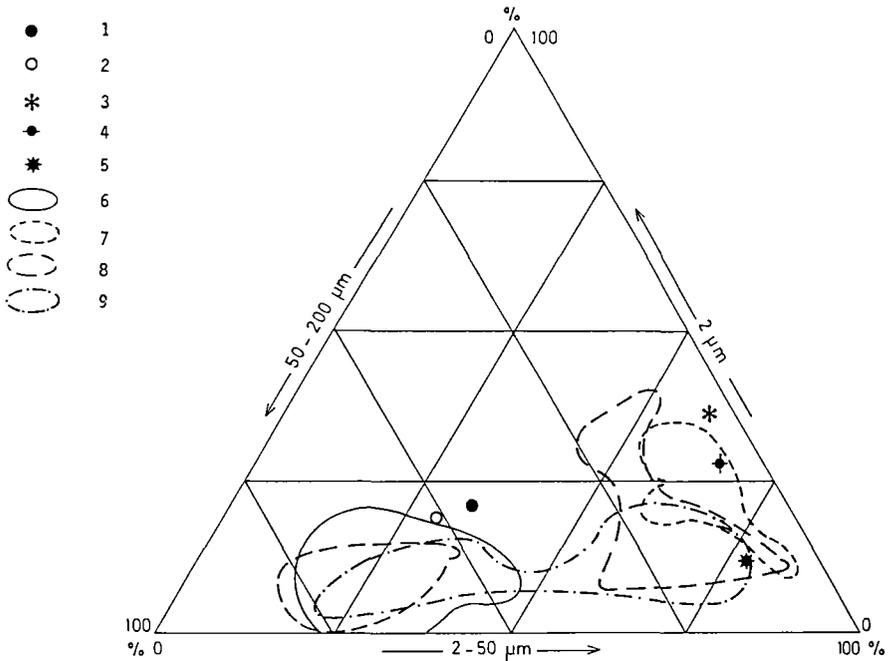
Au Sud de la Méditerranée, outre les loess des Matmata, on a évoqué quelques loess aux Canaries. Par ailleurs, nous avons repéré des dépôts limoneux à faciès loessique sur le piémont sud-atlasique du Maroc. Des loess souvent remaniés ont été décrits en Egypte [37], en Libye, en Tripolitaine [38], en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

### Les caractères sédimentologiques

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

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

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



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

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

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

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

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

### *Le cycle sédimentaire des loess*

- *la genèse des matériels*

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

- *des sources sédimentaires toujours proches*

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

- *des conditions paléo-environnementales convergentes*

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

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

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

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

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

*La stratigraphie des loess*

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

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

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

## Commentaire

### *Les contextes paléoclimatiques des sédimentations loessiques*

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

- *un périglaciaire modéré au Nord de la Méditerranée*

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

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

- *une ambiance pluviale au Sud de la Méditerranée*

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

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

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

### ***Fréquence au Nord et rareté au Sud***

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

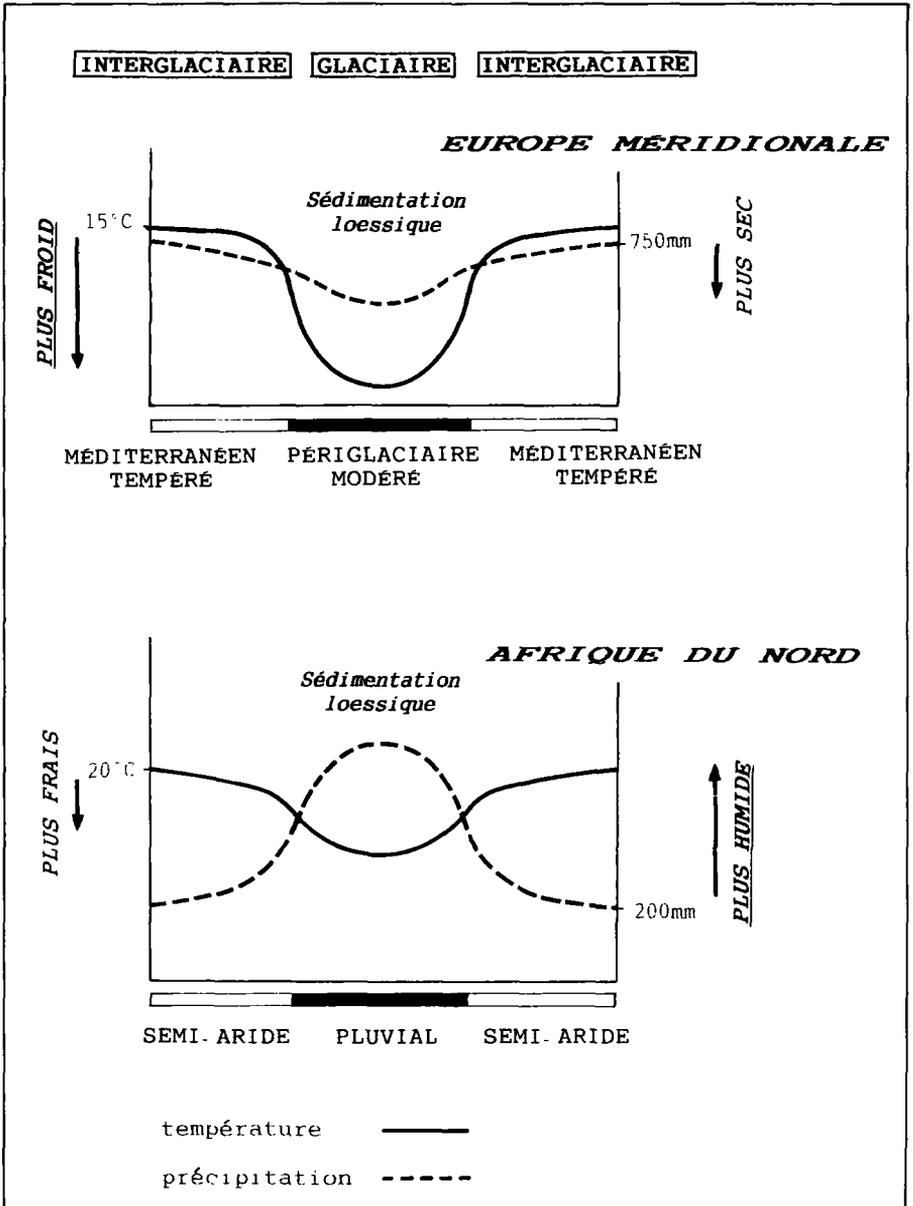


Figure 154. - Comparaison des conditions paléoclimatiques des sédimentations loessiques en Europe méridionale et en Afrique du Nord pendant un cycle théorique glaciaire/interglaciaire.

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

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

## Bibliographie

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

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

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



## Conclusion Générale

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

### Un bilan

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Les problèmes paléoclimatiques et paléogéographiques

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Les perspectives de recherche

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

## Bibliographie

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



# Annexe méthodologique

## La collecte sur le terrain

### Les sols et sédiments

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

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

### Les poussières

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

#### *Prélèvements d'aérosols en suspension*

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

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

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

## Les traitements sédimentologiques en laboratoire

### Les mesures granulométriques

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

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

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

— *Pipette Robinson* pour valeurs 2 et 20  $\mu\text{m}$  : préparation préalable (séchage de 20 g de sédiment 2 h à 100 °C puis refroidissement 2 h en dessiccateur; destruction de la matière organique par  $\text{H}_2\text{O}_2$  technique à 20 volumes sur plaque chauffante; dispersion des colloïdes dans 50 cc de  $\text{Na}_5\text{P}_3\text{O}_{10}$  à 40 g/l) puis échantillon soumis 12 h à agitateur rotatif. Point 20  $\mu\text{m}$  obtenu à  $h = 10$  cm pour  $t$  en fonction de 0; point 2  $\mu\text{m}$  obtenu à  $t = 7$  h pour  $h$  en fonction de 0. Enfin séchage de l'échantillon 12 h à 100 °C, refroidissement 2 h en dessiccateur et pesée sur balance au 0,0001 g.

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

Dans les 2 cas, la fraction  $> 20$   $\mu\text{m}$  récupérée par décantation et siphonnage. Tamisage des sables sur colonne réduite pour 50, 100, 200, 500  $\mu\text{m}$  et 1 mm; sur demande, étude de la fraction 20-50  $\mu\text{m}$  sur tamis 40, 32 et 25  $\mu\text{m}$ . Décarbonatation des sédiments très carbonatés par  $\text{HCl N}/10$ ; élimination de  $\text{SO}_4\text{Ca}$  par lavage à l'eau salée (139 g/l de  $\text{NaCl}$ ).

### Le Sedigraph et le Coulter Counter

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

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

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

## Les analyses chimiques

### Sédiment et matériel total de poussières

— analyses des *éléments majeurs* sur fraction  $< 2$  mm, à la demande sur fraction silteuse ( $< 63$   $\mu\text{m}$  (Centre de Géomorphologie du CNRS-Caen) : broyage des échantillons et tamisage à 200  $\mu\text{m}$ , traitement par gravimétrie pour déterminer taux d'humidité et perte au feu, et doser la silice. Dosage des ions  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{Cl}^-$  et  $\text{NO}_3^-$  par colorimétrie, de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{7+}$  par absorption atomique, et de  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  par émission de flamme.

— analyses des *éléments-traces* et composition chimique de la fraction  $< 2$   $\mu\text{m}$  (Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface, Univ. Strasbourg) faites selon Mosser (1980).

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

### **Aérosols prélevés sur filtres**

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

## **Les analyses minéralogiques**

### **Sédiment et matériel total de poussières**

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

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

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

### **Poussières collectées sur filtres**

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

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

### **Détermination de minéraux lourds**

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

## **L'expérimentation sur les processus**

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

#### **Les analyses préalables**

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

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

#### **Le protocole de gel à $-8^\circ\text{C}$**

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

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

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

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

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

### **Les recherches sur l'image**

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

##### **Réalisation des lames-minces**

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

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

##### **Examen des lames-minces**

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

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

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

### ***Particules montées sur plot***

Traitements préalables des particules grossières ( $>30\ \mu\text{m}$ ) : 1) lavage à l'eau déminéralisée puis passage aux ultra-sons (3 mn) pour tenter d'éliminer les particules adhérentes; 2) destruction de la matière organique par  $\text{H}_2\text{O}_2$ ; 3) pour observation des quartz «sales», traitement à  $\text{HCl}$  (10 % à froid et/ou à chaud) et souvent à  $\text{NaOH}$  (0.02N); 4) pour comparaison de loess périglaciaires et péri-désertiques, traitement des quartz à  $\text{HF}$  (25 %, 30 s) pour détruire la pellicule de surface (pour éliminer l'interférence d'artefacts liés à ces traitements, examen au MEB de témoins non traités). Après examen morphoscopique à la loupe binoculaire, montage des particules grossières une à une sur plot en Cu, métallisation du plot à l'or et examen au MEB.

### ***Poussières sur filtres***

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

### ***Fourchette des grossissements***

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

### ***Informations chimiques de l'EDS***

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

## **L'analyse d'images**

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

### ***L'appareil et le principe de fonctionnement***

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

### Saisie et le traitement des données

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

### Mesure des paramètres morphométriques

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

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

## La télé-détection et les analyses météorologiques

### Observation des images satellites

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

### Données météorologiques

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

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

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

## Le traitement informatique des données

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

## Le choix des paramètres

### Paramètres sédimentologiques

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

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

— *paramètres minéralogiques* : 1) valeurs en % des constituants minéralogiques de la *fraction poudre* (< 2 mm, outre les pourcentages d'argile minéralogique et de CO<sub>3</sub>Ca); 2) valeurs en % des constituants minéralogiques de la *fraction argile* (< 2 µm).

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

### Les paramètres morphométriques

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

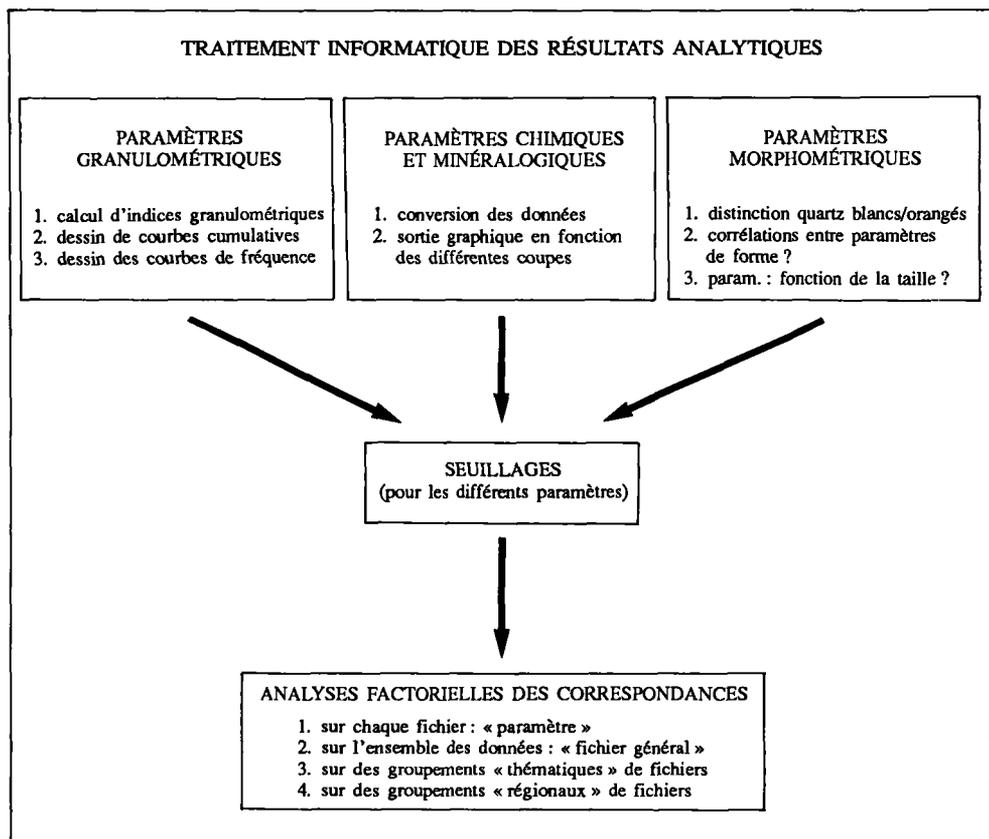
## Le seuillage statistique des données

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

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

## L'Analyse factorielle des correspondances

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



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

#### *AFC sur la sédimentologie*

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

#### *AFC sur la morphométrie des particules*

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

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

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

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

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

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

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

Diffraction des RX : fraction inférieure à 2 µm.

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

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

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

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

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

## Bibliographie

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



## LISTE DES TABLEAUX

**Tableau I.** – Stock potentiel et stock disponible en particules < 100 µm dans les substrats de l'Erg Occidental.

**Tableau II.** – Les indices granulométriques moyens de la fraction sableuse (50-2000 µm) des substrats du Grand Erg Occidental.

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

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

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

**Tableau VI.** – Variation de la composition du sable dunaire en fonction de la distance à la source.

**Tableau VII.** – Le poids des débris après 304, 409 et 814 cycles gel-dégel.

**Tableau VIII.** – Les protocoles des expériences en wind-tunnel.

**Tableau IX.** – Les paramètres morphométriques de l'analyse d'images des produits de l'expérimentation en soufflerie et les seuils retenus pour les AFC.

**Tableau X.** – Les surfaces occupées par les types de substrats au Maghreb et au Sahara septentrional et central.

**Tableau XI.** – Occurrence des mois où les jours de vent de sable sont les plus nombreux.

**Tableau XII.** – Classification en ordre croissant des zones-sources productrices de poussières avec les pourcentages et les valeurs absolues des surfaces occupées.

**Tableau XIII.** – Moyenne et écart-type des paramètres morphométriques de grains de quartz obtenus par analyse d'images.

**Tableau XIV.** – Les caractères morphométriques, génétiques et minéralogiques des poussières sahariennes.

**Tableau XV.** – Répartition de la nature minéralogique des grains de poussières en fonction de leur taille.

**Tableau XVI.** – La minéralogie des argiles et des poudres de poussières locales au Sahara.

**Tableau XVII.** – Analyse minéralogique des poussières prélevées en décembre 1985 au Nord du Grand Erg Occidental.

**Tableau XVIII.** – Variations des modes granulométriques des poussières observées au MEB (filtres totaux) et de la concentration en Si.

**Tableau XIX.** – Le calendrier des échantillons de poussières sur filtres de Béni-Abbès.

**Tableau XX.** – Comparaison des valeurs moyennes des argiles des poussières prélevées à Béni-Abbès par temps calme et par vents de poussières d'avril 1973 à juin 1974.

**Tableau XXI.** – Comparaison des valeurs minéralogiques moyennes des poussières venant du Sud prélevées à Béni-Abbès avec celles des poussières de deux transects au Sud de Béni-Abbès.

**Tableau XXII.** – Les attributions minéralogiques par axes de l'AFC transects.

**Tableau XXIII.** – Les indices granulométriques de poussières proximales.

**Tableau XXIV.** – Les différentes contributions aux poussières des Canaries.

**Tableau XXV.** – Variations mensuelles du nombre de jours d'arrivées de poussières entre 1979 et 1984 à la Martinique.

**Tableau XXVI.** – Comparaison du nombre mensuel de jours d'expulsions de poussières d'Afrique et d'arrivée de poussières aux Antilles pour 1979.

**Tableau XXVII.** – La composition minéralogique et chimique des échantillons de la coupe de Souk el Arba n'Sahel.

**Tableau XXVIII.** – La composition minéralogique et chimique des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des granites du Sud-Marocain.

**Tableau XXIX.** – La composition minéralogique et chimique des calcitisations et des formations superficielles de référence sur des roches volcaniques du Sud-Marocain et de Fuerteventura (Iles Canaries).

**Tableau XXX.** – Répartition des différentes fractions granulométriques au sein du matériel des loess et limons canariens.

**Tableau XXXI.** – La composition chimique d'échantillons de maaders de diverses provenances.

**Tableau XXXII.** – Les modes granulométriques des tirs et limons des Doukkala.

**Tableau XXXIII.** – Les teneurs moyennes en quartz des fech-fech, dans les différents domaines sahariens en fonction des fractions granulométriques.

**Tableau XXXIV.** – Les seuils des variables des AFC Minéralogie des fech-fech.

**Tableau XXXV.** – Les seuils retenus pour les paramètres granulométriques (indices et rapports).

**Tableau XXXVI.** – Les seuils retenus pour les paramètres minéralogiques et chimiques.

**Tableau XXXVII.** – Les paramètres morphométriques (tailles et formes) des particules.

## LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

**Planche 1.** – Du microscope électronique à balayage à l'imagerie satellitaire : la fourchette des échelles d'approche du «phénomène poussières».

**Planche 2.** – Les grains de la pellicule rousse observés au MEB.

**Planche 3.** – Relation entre le degré de rubéfaction des grains de quartz et la teneur en Fe.

**Planche 4.** – Les paysages de l'Erg Ine Koussamène.

**Planche 5.** – Evolution dynamique du matériel de l'Erg Ine Koussamène sous l'influence du vent en fonction de la distance à la source et façonnement corrélatif des grains éolisés de palygorskite.

**Planche 6.** – L'évolution des échantillons 92<sup>1</sup> et 92<sup>2</sup> à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).

**Planche 7.** – L'évolution de l'échantillon 90 à 32, 144 et 304 alternances gel-dégel (-8°C).

**Planche 8.** – Les particules adhérentes de Si sur une cassure conchoïdale d'un quartz soumis à la gé-lifraction expérimentale.

**Planche 9.** – Etat initial du matériel soumis à l'expérimentation en soufflerie: microbille de verre, son état de surface au MEB et sa composition chimique à l'EDS.

**Planche 10.** – La convergence des formes entre les fragments de microbilles de verre issus de l'expérimentation et les poussières quartzzeuses désertiques.

**Planche 11.** – Les microfaçonnements de haute énergie observés sur les fragments de verre issus de l'expérimentation.

**Planche 12.** – Micro- et méga-quartz (poussières sahariennes prélevées à Fuerteventura, Canaries).

**Planche 13.** – Les formes quelconques de trois fines particules argileuses (Al, Si, Fe) de poussières sahariennes.

**Planche 14.** – Cartes de répartition des principaux éléments chimiques de poussières sur filtre (Grand Erg Occidental) et diffractogramme EDS.

**Planche 15.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes (grains de quartz et grains argileux).

**Planche 16.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes (agrégats en chaîne et minéraux divers).

**Planche 17.** – Particule de feldspath potassique altéré.

**Planche 18.** – Les particules fines dans les poussières sahariennes.

**Planche 19.** – Les quartz génomorphiques (A) et fragmentés (B) dans les poussières sahariennes.

**Planche 20.** – Les formes et états de surface des quartz dans les poussières sahariennes.

**Planche 21.** – Les états de surface d'origine chimique.

**Planche 22.** – Un dépôt argileux piégé dans une dépression d'un quartz.

**Planche 23.** – Les minéraux résistants dans les poussières sahariennes.

**Planche 24.** – Les particules carbonatées dans les poussières sahariennes.

**Planche 25.** – Les micas et les gypses dans les poussières sahariennes.

**Planche 26.** – Les grains d'argiles non fibreuses dans les poussières sahariennes.

**Planche 27.** – Les grains éolisés de palygorskite dans les poussières sahariennes et quelques sédiments péri-désertiques présentés à titre de comparaison.

**Planche 28.** – Etats de surface des grains éolisés de palygorskite.

**Planche 29.** – Types de mobilisation de poussières.

**Planche 30.** – Portion du filtre de poussières prélevées à El Abiodh (Mars 1985) ayant servi à la mesure de la taille des particules.

**Planche 31.** – Les poussières sur filtres totaux de la campagne d'échantillonnage du 18 au 31 juillet 1985 à Corralejo (Fuerteventura, Canaries).

**Planche 32.** – Observations au MEB des poussières d'Amiens et de Trappes.

**Planche 33.** – La «pluie rouge» du 8 novembre 1984 sur Paris.

**Planche 34.** – Lames-minces observées au M. Pol. de granite encaissant à Sharm ash Shaykh.

**Planche 35.** – Observations au MEB des poussières piégées de IS 69.

**Planche 36.** – Observations au MEB des poussières piégées de IS 77.

**Planche 37.** – Observations au MEB de particules éolisées dans IS 84.

- Planche 38.** – Observations au MEB de particules de poussières piégées dans la fissure ATK 09.
- Planche 39.** – Observations au MEB de particules de poussières déposées dans la niche de névé de l'Illamane.
- Planche 40.** – Lames-minces observées au M. Pol. de sédiments limoneux piégés dans des fissures du basalte de la Culata del Roque.
- Planche 41.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 64.
- Planche 42.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 67.
- Planche 43.** – Lames-minces observées au M. Pol. de la calcitisation pelliculaire IF 91 (A) et pulvérulente IF 69 (B).
- Planche 44.** – Lames-minces observées au M. Pol. des calcitisations IF 68 et IF 69.
- Planche 45.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 79.
- Planche 46.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 51.
- Planche 47.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 61.
- Planche 48.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation diffuse IF 60.
- Planche 49.** – Lame-mince observée au M. Pol. de l'échantillon IF 59.
- Planche 50.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la croûte IF 62.
- Planche 51.** – Lame-mince observée au M. Pol. de la calcitisation IF 37.
- Planche 52.** – Lames-minces de sables biodétritiques de Fuerteventura observées au M. Pol.
- Planche 53.** – Observations au MEB de quartz et de grains divers prélevés dans les limons de Fuerteventura.
- Planche 54.** – Observations au MEB de grains éolisés de palygorskite prélevés dans les dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Planche 55.** – Encroûtement et paléosols à l'Est de la Montaña Blanca.
- Planche 56.** – Lames minces de maaders marocains observées au M. Pol.
- Planche 57.** – Lame-mince du maader ATK 32 observée au M. Pol.
- Planche 58.** – Lames-minces de maaders des Canaries observées au M. Pol.
- Planche 59.** – Observations au MEB de grains de quartz éolisés des maaders des Canaries.
- Planche 60.** – Lames-minces d'échantillons de la Sebkhá Areg el Markhezen observées au M. Pol.
- Planche 61.** – Les plaisirs du fech-fech...
- Planche 62.** – Etude au MEB du fech-fech de la Koudia d'Idjill.
- Planche 63.** – Etude au MEB du fech-fech FF 01.
- Planche 64.** – Microphotographies au MEB de particules de divers fech-fech.
- Planche 65.** – Quelques paysages des Matmata.
- Planche 66.** – Les coupes de Téchine et de Zmertène.
- Planche 67.** – La fabrique des loess des Matmata.
- Planche 68.** – Les grains de quartz des loess des Matmata et leur pellicule superficielle.
- Planche 69.** – L'attaque chimique d'origine pédologique et le polissage hydrique des grains de quartz des loess des Matmata.
- Planche 70.** – Les grains détritiques des loess des Matmata.

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** – Les régions étudiées et la localisation de l'échantillonnage.
- Figure 2.** – Piémont atlasique et Grand Erg Occidental : localisation et échantillonnage.
- Figure 3.** – Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des sédiments du Grand Erg Occidental.
- Figure 4.** – Quelques exemples de pellicule rousse prélevée dans les dépressions méridionales.
- Figure 5.** – Profil de la dépression d'Hassi Mejna I.
- Figure 6.** – Quelques exemples de pellicule rousse dans les dépressions septentrionales.
- Figure 7.** – La discordance minéralogique de la pellicule rousse sur les sols évaporitiques à Dayet el Mellah.
- Figure 8.** – Le massif dunaire du Cap Sim (Maroc).
- Figure 9.** – L'Erg Ine Koussamène (Nord-Mali).
- Figure 10.** – L'Erg Ine Koussamène : transect ENE-WSW et localisation des échantillons.
- Figure 11.** – Evolution de la minéralogie de l'Erg Ine Koussamène.
- Figure 12.** – Affinement du tri granulométrique du matériel sableux de l'Erg Ine Koussamène.
- Figure 13.** – Accroissement de la proportion des grains de quartz en fonction de la distance parcourue depuis le centre du paléolac.
- Figure 14.** – Limites méridionales des régions où la température du sol peut descendre au-dessous de 0° (d'après Dubief, 1959).
- Figure 15.** – Courbes granulométriques cumulatives des débris libérés par la gélifraction expérimentale pour les échantillons 6 et 90.
- Figure 16.** – Courbes granulométriques cumulatives des débris libérés par la gélifraction expérimentale pour les échantillons 4<sup>2</sup> et 6 (deuxième expérience).
- Figure 17.** – Schéma du wind-tunnel de l'Université de Leuven.
- Figure 18.** – Sortie graphique du croisement des axes I et II dans l'AFC des expériences 5V et 7G.
- Figure 19.** – Les types de comminution des sables désertiques.
- Figure 20.** – Types de sols et substrats du Maghreb, du Sahara septentrional et central.
- Figure 21.** – Les milieux naturels du Maghreb et du Sahara septentrional et central.
- Figure 22.** – Classification des zones potentielles de fourniture de poussières.
- Figure 23.** – Classification des zones-sources de poussières entre 1925 et 1950.
- Figure 24.** – Les courbes granulométriques cumulatives de trois poussières locales.
- Figure 25.** – Courbes granulométriques cumulatives des poussières prélevées à El Abiodh en mars 1985.
- Figure 26.** – Les populations granulométriques mises en évidence au Coulter dans les poussières locales de Tessalit et du Tanezrouft.
- Figure 27.** – L'évolution de la minéralogie des poudres et des argiles lors de deux transects.
- Figure 28.** – Répartition géographique des groupes d'attributions minéralogiques proposés par l'AFC.
- Figure 29.** – La zonation de la palygorskite et de la smectite dans les poussières du Sahara central et septentrional.
- Figure 30.** – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières proximales prélevées au Maghreb.
- Figure 31.** – L'expulsion de poussières du 6 avril 1984 d'après NOAA 7 et Météosat 2.
- Figure 32.** – La variation de concentration des éléments chimiques (Ca, Si, Al, Fe, Ti, P) des poussières prélevées à Fuerteventura pendant l'épisode du 12 au 19 avril 1984.
- Figure 33.** – Trajectographies commençantes calculées du 6 au 12 avril 1984.
- Figure 34.** – Trajectographies finissantes arrivant au large de Fuerteventura (Canaries) calculées pour le 18 avril 1984.
- Figure 35.** – Trajectographies finissantes pour les deux niveaux barométriques (925 et 850 hPa) calculées du 16 au 31 juillet 1985.
- Figure 36.** – Sectorisation des concentrations des éléments chimiques à partir des trajectographies à 850 hPa.
- Figure 37.** – Sectorisation sur le nord de l'Afrique des concentrations de Si et de S en fonction des trajectographies indiquant une origine africaine.

- Figure 38.** – Taux de recouvrement et taille des poussières prélevées sur filtres totaux du 18 au 31 juillet 1985 à Fuerteventura.
- Figure 39.** – Les courbes granulométriques cumulatives de poussières distales prélevées en France.
- Figure 40.** – Trajectographie finissante du 4 XI au 8 XI 1984 à 12h TU à 925 hPa reconstituant le trajet de la masse d'air saharien responsable de la "pluie rouge" sur Paris.
- Figure 41.** – Mise en évidence des poussières sahariennes au-dessus de Paris par l'opposition des évolutions de Al (critère crustal) et de Na (critère d'origine océanique).
- Figure 42.** – L'étude séquentielle des constituants minéralogiques des filtrats de la "pluie rouge" du 8 novembre 1984 sur Paris.
- Figure 43.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Vic de Bigorre (26-27 juillet 1983).
- Figure 44.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Montaud (31 mai-1<sup>er</sup> juin 1983).
- Figure 45.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Oran (25-27 octobre 1987).
- Figure 46.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Trappes-Amiens (7 mai 1988).
- Figure 47.** – La situation météorologique de la chute de poussières de Paris (5-15 novembre 1984).
- Figure 48.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Poitiers (23 avril 1985).
- Figure 49.** – La situation météorologique de la chute de poussières à Villefranche sur Mer (3 juillet 1981).
- Figure 49** (suite)
- Figure 50.** – La situation météorologique des vents de sable à El Abiodh Sidi Cheikh (avril 1986).
- Figure 51.** – La situation météorologique de la tempête désertique sur le Tanezrouft (10 décembre 1980).
- Figure 52.** – La situation météorologique des vents de sable du 29 mars au 4 avril 1985 à El Abiodh Sidi Cheikh.
- Figure 53.** – La situation météorologique de la chute de poussières sur Lisbonne et Madrid (20 février 1985).
- Figure 54.** – La situation météorologique de la chute de poussières sur Caen (17 août 1987).
- Figure 55.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries d'avril 1984.
- Figure 56.** – La situation météorologique pendant la campagne de prélèvement de poussières aux Canaries du 12 au 30 juillet 1985.
- Figure 57.** – Déplacement de lithométéores successifs sur l'Atlantique en juin 1979.
- Figure 58.** – Fréquence des lithométéores au large de l'Afrique occidentale en 1979 d'après Goes-Est et Météosat.
- Figure 59.** – Corrélation (?) entre les expulsions de poussières et la cyclogenèse tropicale sur l'Atlantique en 1979 d'après les images de Goes-Est.
- Figure 60.** – Localisation des prélèvements dans la Péninsule du Sinaï.
- Figure 61.** – Les poussières piégées en Sinaï oriental.
- Figure 62.** – Courbes granulométriques cumulatives de poussières piégées en Sinaï oriental.
- Figure 63.** – Localisation des prélèvements effectués dans l'Atakor.
- Figure 64.** – Poussières piégées et limons de l'Atakor.
- Figure 65.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor.
- Figure 66.** – Poussières piégées et limons de l'Atakor : cuvette d'Iteghen.
- Figure 67.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de l'Atakor.
- Figure 68.** – Les poussières piégées dans le cratère de l'Ouksem, sur l'inselberg granitique de l'Ouest du Tché n'Tsita.
- Figure 69.** – Les courbes granulométriques cumulatives des poussières piégées de l'Ouksem et de la surface du Tché n'Tsita (Atakor).
- Figure 70.** – Les poussières piégées à la Culata del Roque (Fuerteventura).
- Figure 71.** – Carte de localisation dans le Sud-Marocain.
- Figure 72.** – La coupe sur granite proche d'Ifni
- Figure 73.** – La coupe sur rhyolite au Sud-Ouest d'Ifni.
- Figure 74.** – Localisation des prélèvements dans le Nord de Fuerteventura.

- Figure 75.** – Calcitisation pelliculaire pénétrant une fissure (TF 72A).
- Figure 76.** – Le versant sur grès précambiens du Massif du Kerdouss.
- Figure 77.** – Un exemple d'encroûtement sur granite à l'Est d'Ifni (Sud-Marocain).
- Figure 78.** – La coupe du col à l'est de Souk el Arba n'Sahel.
- Figure 79.** – La croûte calcaire IF 20. d'après une lame-mince.
- Figure 80.** – Les coupes sur versants dolomitiques de Souk el Arba Irhir Méloulène et de Tizi Micht.
- Figure 81.** – La coupe sur calcaire lacustre à l'ouest de Tiznit et les courbes granulométriques cumulatives de IF 02 et IF 03.
- Figure 82.** – Les valeurs isotopiques des carbonates des sables biodétritiques de plages ou dunes mobiles actuelles de dunes anté-holocènes meubles ou légèrement grésifiées et de croûtes calcaires.
- Figure 83.** – Le cycle des poussières carbonatées dans le Sud-Marocain : production, soulèvement et précipitation des poussières au pléistocène.
- Figure 84.** – Carte des principales formations volcaniques et sédimentaires du nord de Fuerteventura.
- Figure 85.** – Logs pétrographiques des sept sondages.
- Figure 86.** – Trois coupes de sables biodétritiques de Fuerteventura.
- Figure 87.** – La Péninsule de Jandia.
- Figure 88.** – Composition des sables biodétritiques actuels, des sables dunaires consolidés et des limons bruns dans la presqu'île de Jandia (Fuerteventura).
- Figure 89.** – Spectres minéralogiques des poudres de deux échantillons de sable de Fuerteventura.
- Figure 90.** – Variations de la composition minéralogique des sables le long de sondages de Fuerteventura.
- Figure 91.** – Distribution de l'ensemble illite+kaolinite par rapport à la smectite et aux argiles fibreuses dans la fraction argileuse des formations superficielles du nord de Fuerteventura et de la Presqu'île de Jandia.
- Figure 92.** – Le recouvrement des sables et de leur croûte sommitale par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.
- Figure 93.** – Le recouvrement d'une croûte calcaire développée sur substrat volcanique par les dépôts limoneux dans divers sites de Fuerteventura.
- Figure 94.** – Les limons à faciès loessique de l'île de Fuerteventura.
- Figure 95.** – Les placages limoneux sur les versants dans l'île de Fuerteventura.
- Figure 96.** – Variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles et la composition chimique des loess de Lajarès.
- Figure 97.** – Les spectres minéralogiques des poudres de trois limons prélevés à Fuerteventura.
- Figure 98.** – Les types de distribution modale dans la granulométrie des limons de Fuerteventura.
- Figure 99.** – Les courbes granulométriques cumulatives des limons à faciès loessique de Fuerteventura.
- Figure 100.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons représentatifs des trois types de limons à distribution modale différente.
- Figure 101.** – La distribution granulométrique-type des différents dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Figure 102.** – La composition chimique moyenne des formations limoneuses de Fuerteventura.
- Figure 103.** – L'indépendance de la composition chimique des dépôts limoneux par rapport aux variations de site et de substrat.
- Figure 104.** – Composition chimique moyenne des divers dépôts limoneux de Fuerteventura.
- Figure 105.** – Cas de paléosols interstratifiés dans les sables dunaires à Fuerteventura (groupe A).
- Figure 106.** – Cas de paléosols en position superficielle au sommet des coupes à Fuerteventura (groupe B).
- Figure 107.** – Cas de paléosols reposant directement sur le substrat volcanique à Fuerteventura (groupe C).
- Figure 108.** – Les deux cycles de poussière à Fuerteventura.
- Figure 109.** – Le maader Aït Brahim ou Salah.
- Figure 110.** – Courbes granulométriques cumulatives de trois échantillons de maaders de l'Atakor.
- Figure 111.** – Courbes granulométriques cumulatives d'échantillons de maaders des Canaries.
- Figure 112.** – Les courbes granulométriques cumulatives du takyr de la Moon Valley.
- Figure 113.** – Log et composition minéralogique globale de la tranchée de Tnine Rharbia.
- Figure 114.** – Les coupes et l'échantillonnage de la Sebkhia Areg el Markhezen.
- Figure 115.** – Reconstitution de l'évolution de la Sebkhia Areg el Markhezen.

- Figure 116.** – Localisation des prélèvements de fech-fech de la série FF.
- Figure 117.** – Croquis de localisation de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 118.** – Localisation des prélèvements de fech-fech de l'Aïr.
- Figure 119.** – Variations de la proportion des quartz dans les différentes fractions granulométriques des fech-fech du sud au nord de l'Atakor.
- Figure 120.** – Les deux types de courbes granulométriques cumulatives des fech-fech de l'Atakor et de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 121.** – Les courbes granulométriques cumulatives des fech-fech du Tadémaït de l'Aïr.
- Figure 122.** – Histogrammes de fréquence des populations granulométriques des fech-fech sahariens. A) graphique global, B) population dominante et populations secondaires.
- Figure 123.** – Quelques fech-fech du nord-est de la Sebkhâ Mekerrhane.
- Figure 124.** – La régionalisation des fech-fech sahariens.
- Figure 125.** – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech SA 22 (première région septentrionale).
- Figure 126.** – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech FF 02 et FF 06 (deuxième région, Tadémaït et Nord-Hoggar).
- Figure 127.** – Minéralogie par fractions granulométriques des fech-fech ATK 52, Aïr 30 et MEK 49, (troisième région).
- Figure 128.** – Minéralogie par fractions granulométriques du fech-fech MEK 15 (quatrième région).
- Figure 129.** – Localisation des sites de prélèvements dans les Matmata (Sud-Tunisien).
- Figure 130.** – Quelques accumulations de loess sur les hauts versants.
- Figure 131.** – Quelques sites du piémont occidental montrant la transition des loess aux sables.
- Figure 132.** – Le remaniement des loess en terrasses le long des oueds de la Djéffara.
- Figure 133.** – Logs simplifiés des principales coupes de loess des Matmata et essai de corrélation.
- Figure 134.** – Les courbes cumulatives et les indices granulométriques des trois séries de Téchine.
- Figure 135.** – Les distributions granulométriques-types des échantillons de Téchine.
- Figure 136.** – Les variations de la composition chimique dans les fractions  $< 2$  mm,  $< 63 \mu\text{m}$  et  $< 2 \mu\text{m}$  le long de la coupe de Téchine.
- Figure 137.** – Les variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles le long de la coupe de Téchine.
- Figure 138.** – Les caractéristiques granulométriques de la coupe de Zmertène.
- Figure 139.** – Les variations de la composition chimique dans la fraction  $< 2$  mm le long de la coupe de Zmertène et des coupes de Lella Tekouasset.
- Figure 140.** – Les variations de la composition minéralogique des poudres et des argiles le long de la coupe de Zmertène.
- Figure 141.** – Comparaison des courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata, des poussières actuelles prélevées à Gabès et des sables du Grand Erg Oriental.
- Figure 142.** – Variation régionale de la médiane granulométrique des loess des Matmata.
- Figure 143.** – La place de loess péri-désertiques dans la classification dynamique des sédiments détritiques en fonction de  $\bar{X}$  et N de A. Rivière.
- Figure 144.** – Les variations des teneurs en  $\text{CaCO}_3$  dans les coupes de Téchine et Zmertène.
- Figure 145.** – Courbes granulométriques cumulatives des loess des Matmata et des dépôts dérivés.
- Figure 146.** – La basse terrasse et son environnement morphosédimentaire. Schéma théorique.
- Figure 147.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Téchine.
- Figure 148.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Lella Tekouasset.
- Figure 149.** – Caractérisation sédimentologique par AFC des niveaux de la coupe de Ouest-Toujane.
- Figure 150.** – Comparaison des valeurs isotopiques des carbonates de la fraction fine et des concrétions des loess des Matmata avec celles d'autres dépôts.
- Figure 151.** – Le modèle sédimentaire des loess péri-désertiques dans le paléoenvironnement pluvial du Pléistocène supérieur des Matmata.
- Figure 152.** – Position stratigraphique des concrétions datées dans les coupes de loess des Matmata.

**Figure 153.** – Distribution granulométrique des loess et dépôts apparentés de part et d'autre de la Méditerranée occidentale.

**Figure 154.** – Comparaison des conditions paléoclimatiques des sédimentations loessiques en Europe méridionale et en Afrique du Nord pendant un cycle théorique Glaciaire/Interglaciaire.

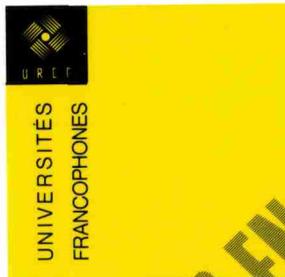
**Figure 155.** – Organigramme du traitement CAO des données granulométriques, chimiques, minéralogiques et morphométriques.



**L O U I S - J E A N**  
avenue d'Embrun, 05003 GAP cedex  
Tél. : 92.53.17.00  
Dépôt légal : 694 — Septembre 1991  
Imprimé en France







SCIENTES EN MARCHÉ

## LES POUSSIÈRES SAHARIENNES

CYCLE SÉDIMENTAIRE  
ET PLACE DANS LES ENVIRONNEMENTS  
ET PALÉOENVIRONNEMENTS DÉSERTIQUES

Universités francophones est la collection de l'Université des Réseaux d'Expressions Françaises (UREF). Cette dernière, qui fonctionne au sein de l'AUPELF comme une Université sans murs, a été choisie par le Sommet des Chefs d'Etat et de Gouvernement des pays ayant en commun l'usage du français comme l'opérateur privilégié du Sommet en matière d'enseignement supérieur et de recherche. Cette collection de manuels universitaires et d'ouvrages de référence s'adresse à tous les étudiants francophones. Elle est appelée à constituer une bibliothèque universitaire en langue française dont les ouvrages sont proposés à des prix modérés.

300,00 FF

80,00 FF — UREF / Prix préférentiel : Afrique, Asie, Amérique du Sud, Haïti

REF 59.4319.6



AUPELF

