Contribution a l'etude des sols des zones arides (hautes plaines steppiques de l'Algerie): morphologie, distribution et role des sels dans la genese et le comportement des sols

A. Halitim

▶ **To cite this version:**

A. Halitim. Contribution a l'etude des sols des zones arides (hautes plaines steppiques de l'Algerie): morphologie, distribution et role des sels dans la genese et le comportement des sols. Sciences du Vivant [q-bio]. Ecole Nationale Supérieure Agronomique, 1985. Français. NNT : . tel-02858263

HAL Id: tel-02858263
https://hal.inrae.fr/tel-02858263

Submitted on 8 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

R64 TH-MCC
INRA
STATION DE SCIENCE DU SOL
22. MAI 1986
Domaine St-Paul - B.P. 91
84140 MONTFAVET

Série C
N° d'ordre : 425
N° de série : 126

THÈSE

présentée devant
l'Université de RENNES
U.E.R. des Sciences de la Vie et de l'Environnement
pour obtenir le grade de
Docteur ès Sciences

par

Amor HALITIM

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

Soutenue le 13 mai 1985 devant la Commission d'examen

MM.	- J. TOUFFET	Président
	- C. CHEVERRY	Examinateurs
	- G. PEDRO	
	- M. ROBERT	
	- A. RUELLAN	
	- G. STOOPS	

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

INTRODUCTION GENERALE

PREMIERE PARTIE : CARACTERISATION DU MILIEU NATUREL ET DES SOLS

CHAPITRE I : Le cadre physique

CHAPITRE II : Les accumulations calcaires

CHAPITRE III : Les accumulations gypseuses

CHAPITRE IV : Les accumulations de sels solubles

CHAPITRE V : Minéralogie de la fraction "Argile"

CONCLUSION DE L'ETUDE DU MILIEU NATUREL

DEUXIEME PARTIE : ETUDE EXPERIMENTALE SUR LA GENESE ET LE FONCTIONNEMENT DES SOLS EN ZONE ARIDE

CHAPITRE VI : Rôle des sels dans la stabilité et l'évolution des minéraux primaires (quartz) et secondaires des sols des régions arides

CHAPITRE VII : Influence des sels sur le comportement physique des argiles - conséquences sur les sols

CHAPITRE VIII : Comparaison des résultats de l'analyse du milieu naturel et ceux obtenus par voie expérimentale

CONCLUSION GENERALE

BIBLIOGRAPHIE

ANNEXES

R E S U M E

L'analyse séquentielle de la couverture pédologique en zone aride de l'Algérie et l'expérimentation en laboratoire ont constitué les deux pôles de ces recherches. Plus spécialement, ont été considérés la morphologie et la distribution des sels (calcite, gypse et sels solubles) ainsi que le rôle de ces derniers dans la génèse et le fonctionnement des sols.

Les sels constituent les traits caractéristiques des sols des zones arides. Les processus pédologiques hérités et actuels sont à l'origine d'un ordonnancement temporel et spatial des faciès géochimiques propre à ces régions. Les accumulations de sels présentent des morphologies très variables, en relation avec la nature du matériau d'accueil, l'origine et le stade de l'acumulation saline, les conditions pédoclimatiques et physico-chimiques. Les analyses microscopique et thermodynamique permettent un classement chronologique des différents faciès géochimiques et de concevoir un ordre de succession minéralogique.

L'origine des minéraux argileux est essentiellement à rattacher à un héritage sédimentaire, à l'exception de la palygorskite qui serait néoformée et paléopédologique. Cette néoformation doit être reliée dans des formations supergènes à des conditions particulières.

La génèse et le comportement des sols des régions arides mettent en jeu des processus dont le siège est la fraction saline. Il s'agit de dissolution des silicates et principalement du quartz avec parfois remplacement isovolumique (épigénie) par la calcite. Dans le cas de l'accumulation du gypse, elle ferait intervenir essentiellement une action mécanique avec mouvement de matière. Enfin la concentration de sels solubles dans le sol entraîne une réorganisation de la structure.

Dans le fonctionnement des sols, la phase aqueuse saline joue un rôle essentiel. C'est par l'intermédiaire du gonflement et de la dispersion des argiles queles propriétés physico-chimiques influencent le comportement physique des sols. En ce qui concerne les phases solides salines étudiées, il y a lieu d'opposer l'action de cimentation du matériau pédologique par la calcite à celle qui conduit à l'éclatement de la structure par le gypse.

*****

Mots clés - Zone aride, sol, pédologie expérimentale, sels solubles, gypse, morphologie, argile, comportement physique, épigénie, sols salés, palygorskite.

AVANT PROPOS

Avant d'exposer les résultats des recherches réalisées d'abord en Algérie, puis au Laboratoire de Pédologie de l'E.N.S.A. de Rennes, et enfin à la Station de Science du Sol de l'I.N.R.A. à Versailles, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué par leurs encouragements et leur aide à l'élaboration de ce travail.

Je dois une reconnaissance toute particulière à M. le Professeur ***TOUFFET*** *pour son accueil chaleureux à l'Université de Rennes. Je le remercie pour son appui et ses conseils ainsi que de la confiance qu'il me témoigne en acceptant de présider mon jury de thèse.*

Que M. le Professeur ***RUELLAN****, Directeur Général de l'O.R.S.T.O.M. trouve ici l'expression de ma profonde gratitude. D'abord pour m'avoir accueilli au Laboratoire de Pédologie de l'E.N.S.A. de Rennes alors qu'il était Directeur et aussi pour l'intérêt qu'il a accordé à ce travail. Je le remercie également d'avoir trouvé le temps de siéger dans le jury de thèse en dépit de ses nombreuses occupations.*

Au cours de ce travail, j'ai eu le privilège de faire la connaissance de M. le Professeur ***STOOPS*** *de l'Université de Gand à l'occasion d'un séminaire de micromorphologie des sols en Algérie. J'ai beaucoup appris à travers ses travaux et au cours de la correction du manuscrit. De cela et pour avoir accepté de juger ce mémoire, je le remercie respectueusement.*

Au niveau de la Station de Science du Sol de Versailles, j'ai eu la chance d'avoir été en contact avec M. ***PEDRO****, Directeur de Recherches et Président de l'Association Française pour l'Etude du Sol. J'ai profité de ses critiques et de ses conseils ; il m'a beaucoup apporté dans la structuration du texte. Je veux lui exprimer toute ma*

reconnaissance pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail en acceptant de siéger dans mon jury.

Je remercie également M. le Professeur ***BOCQUIER*** *pour ses observations et critiques qui m'ont été très précieuses.*

Si aujourd'hui ce travail a pu être mené à bien, c'est grâce à l'appui scientifique et moral de M. le Professeur ***CHEVERRY*** *Directeur du Laboratoire de Pédologie de l'E.N.S.A. de Rennes et de M.* ***ROBERT****, Directeur de Recherches et Directeur Adjoint de la Station de Science du Sol de Versailles.*

Tout d'abord à Rennes où M. ***CHEVERRY*** *m'a accueilli en directeur scientifique à la fois exigeant et compréhensif. Au cours des nombreuses discussions et la correction du manuscrit, j'ai eu le privilège de bénéficier de ses critiques et de la clarté dans ses analyses alliées à une grande amabilité. Qu'il veuille bien trouver ici l'expression de ma profonde reconnaissance.*

A Versailles ensuite où sous la direction amicale et clairvoyante de M. ***ROBERT****, j'ai réalisé les recherches expérimentales. Ma formation dans ce domaine lui est redevable. Pour tout ce qu'il m'a appris et permis d'apprendre et pour avoir eu le temps de m'aider tant sur le plan scientifique que sur le plan humain, je voudrais lui exprimer toute ma gratitude.*

Je suis également reconnaissant à tous ceux qui par leur aide, leurs suggestions ou leurs critiques ont pu influencer mes recherches et je pense à :

- *MM.* ***TESSIER****,* ***PROST****,* ***DELMAS****,* ***TURC****, Mlle* ***BERRIER****, M.* ***GAULTIER****,* ***LESSARD*** *au niveau de la Station de Science du Sol de Versailles.*
- *Mlle* ***PAQUET*** *du C.N.R.S. de Strasbourg*
- *M.* ***SERVANT*** *de G.E.R.D.A.T.*

- M. le Professeur **AUBERT**, MM. **POUGET** et **ESCHENBRENNER** de l'O.R.S.T.O.M.
- M. **MORI** du Service de Cartographie des Sols de l'I.N.R.A.
- M. **FEDOROFF** de l'I.N.A.P.G.

Cette thèse a été réalisée grâce à l'aide et à la collaboration de nombreuses personnes et auxquelles j'adresse mes sincères remerciements. Je citerai M. **VENEAU**, Mmes **REGEARD**, **SIMON** et **van OORT** pour les analyses chimiques, M. **HERVIO** pour les rayons X et l'A.T.D., MM. **DELAYE** et **LAPEYRONNIE** pour la fabrication des lames minces, M. **MILLOT** pour le développement des photos. Mes remerciements vont aussi à Mmes **PELLISSIER**, **BOUILLE** et **CLOSIER** pour leurs bonnes volontés.

A mes collègues du Département des Sciences du Sol, en particulier M. **DAOUD**, qui m'ont accordé leur aide et au personnel technique et administratif qui ont participé activement à la phase finale de la thèse, j'adresse mes vifs remerciements.

Sur le plan administratif, ce travail a bénéficié d'un environnement très favorable :

- Cette thèse a profité de la convention entre l'I.N.R.A.-France et l'I.N.A. d'Alger. Ceci me donne l'occasion de remercier les directeurs de l'I.N.A. qui se sont succédés : MM. **BENACHNOU**, **DJEBAILI** et **KHOURI**, ainsi que le Service des Relations Internationales de l'I.N.R.A. et en particulier M. **RIBARD** pour les facilités que j'ai eues au cours de mes recherches.

- Les directeurs de la Station de Science du Sol, M. **BETREMIEUX**, puis actuellement M. **PROST** m'ont accordé toutes les facilités nécessaires à la réalisation de mon travail. Je les remercie pour cela et pour l'atmosphère favorable qui règne à la Station.

- Sur le terrain, j'ai bénéficié de l'aide du personnel de la Station de l'I.N.R.F. de Djelfa. A tout le monde j'exprime mes remerciements.

De même, j'exprime ma reconnaissance aux personnes qui ont organisé et réalisé avec compétence l'édition de cette thèse :

- *Mme* ***DIMEY*** *pour la dactylographie,*
- *Le bureau de dessin du C.N.R.A. de Versailles et M.* ***ABDELKRIM*** *du Département des Sciences du Sol de l'I.N.A. pour les figures,*
- *L'équipe de reprographie du C.N.R.A. pour le tirage de la thèse.*

Enfin, durant ces recherches, les moments difficiles ont été nombreux. Aux miens qui les ont supportés avec patience et résignation, ***... je leur dédie ce travail...***

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Malgré l'importance des travaux (De MARTONNE, 1926; TORNTHWAITE, 1948; EMBERGER, 1955 ; BAGNOULS et GAUSSEN, 1957 ; DUBIEF, 1963 ; VERNEMMEN, 1969 ; LE HOUEROU, 1975) consacrés à l'aridité et en particulier à sa définition et à sa quantification, ce concept n'est pas encore bien connu. Théoriquement, il implique une insuffisance des précipitations par rapport à l'évapotranspiration pendant une période plus ou moins longue de l'année. L'UNESCO (OSMAN, 1982) vient de proposer pour classer la zone aride de considérer les valeurs du rapport P/E.T.P. *(fig.1)*, mais généralement on retient la subdivision de la zone aride en trois domaines comme suit (EMBERGER, 1955 ; LE HOUEROU, 1975) :

- Le domaine hyperaride dont la pluviométrie est inférieure à 100 mm
- Le domaine aride proprement dit dont la pluviométrie est comprise entre 100 et 300-400 mm
- Le domaine semi-aride dont la pluviométrie est comprise entre 300-400 mm et 600 mm.

Ainsi définie,la zone aride occupe environ le 1/3 de la surface terrestre et se trouve surtout concentrée en Afrique, en Asie et en Australie. Les déserts occupent environ 4,2 % de la terre ferme et gagnent chaque année 7 millions d'hectares (QUINTANILLA, 1981) sur le domaine aride proprement dit. Enfin en Afrique 55 % de la superficie est constituée de déserts ou de régions désertiques à divers degrés (BALBA, 1982).

La destruction du couvert végétal et du sol dans ces régions est reconnue par tous les spécialistes. Ce phénomène est souvent irréversible, particulièrement dans les zones très sèches(< 200 mm). Il n'est pas dû uniquement à un changement du climat général (DUBIEF, 1963 ; FLOHN et KETTATA, 1971 ; LE HOUEROU, 1971), ou à une conjoncture climatique (sécheresse au Sahel, sécheresse chronique au Nord du Sahara), mais essentiellement à une

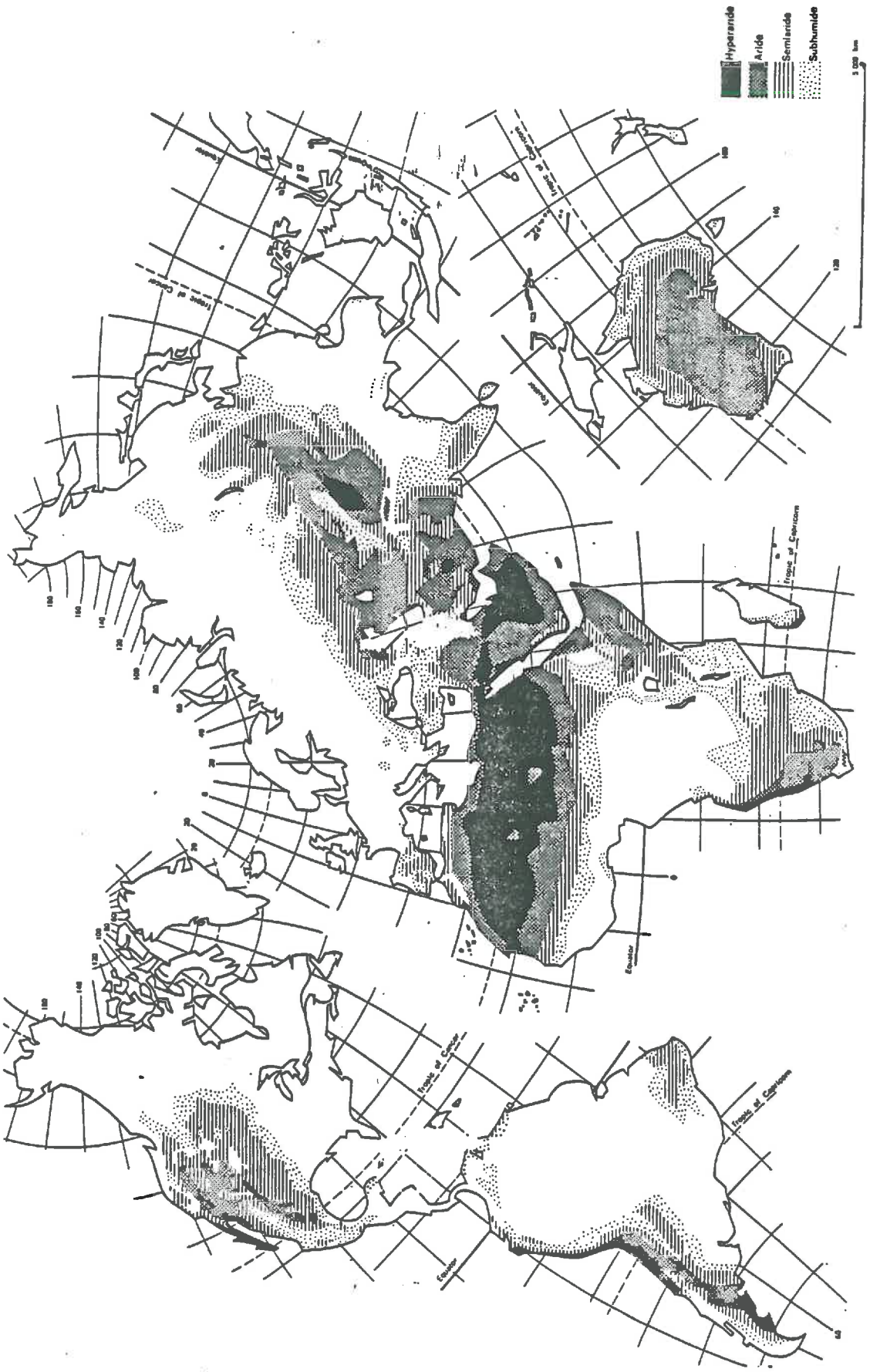


Fig. 1 - Distribution mondiale des régions arides (UNESCO, 1977)

action humaine (LONG, 1954 ; EMBERGER, 1957 ; MONOD, 1958 ; RODIN, 1964 ; LE HOUEROU, 1971 ; QUEZEL, 1958). Il s'agit d'un déséquilibre intervenant entre les conditions écologiques et l'exploitation du sol, dû en particulier à l'augmentation de la population, à l'introduction de nouvelles techniques culturales inadaptées et à l'accroissement de la densité du cheptel.

Les ressources de l'agriculture des zones arides sont limitées si on les compare aux populations qui y vivent. Dans la plupart de ces régions l'extension de la production agricole s'accompagne de la réalisation de systèmes d'irrigation. Cependant à cause de la rareté de l'eau et de ses caractéristiques chimiques ainsi que des conditions climatiques très évaporantes, les irrigations doivent être réalisées rationnellement, pour éviter en particulier, la dégradation des sols. C'est ainsi que 200.000 ha sont pratiquement perdus pour l'agriculture tous les ans dans le monde, par des irrigations mal conduites (LE HOUEROU, 1979). D'autre part, les possibilités d'irrigation restent limitées et requièrent des investissements considérables (BALBA, 1982). Moins de 4 % de la superficie des zones arides proprement dites dans le monde sont irriguées. On estime que cette superficie pourrait atteindre 8 % dans l'avenir (LE HOUEROU, 1979). Le reste de ces régions doit être mis en valeur en "sec".

L'écosystème dans les zones arides connait ainsi un équilibre délicat et très fragile. La mise en valeur des terres dans ces régions, l'augmentation de la productivité par unité de surface, leur conservation exige ici plus qu'ailleurs des études très détaillées. Le sol est l'élément de l'environnement dont la destruction est souvent irréversible et qui entraîne les conséquences les plus graves à court et à long terme. Chaque année des millions d'hectares sont soustraits à une utilisation agro-pastorale par la désertification. Cette dernière est un processus de dégradation des terres qui est le résultat d'une interaction complexe entre les facteurs du milieu (homme, végétation, animaux, sol et climat). Pour le pédologue, la désertification peut être définie comme la réduction ou la destruction du potentiel de fertilité du sol (baisse du taux de matière organique, dégradation de la structure, diminution de l'épaisseur du sol, salinisation, etc...) se traduisant par la formation d'un paysage de type désertique. Dans les régions arides, les sols, d'une manière générale, posent d'énormes problèmes de mise en valeur. Ils présentent souvent des croûtes calcaires ou gypseuses et sont la plupart du temps salés et sujets à l'érosion et à une salinisation secondaire (AUBERT, 1960).

Ainsi donc pour utiliser rationnellement une ressource aussi précieuse que l'eau, pour mettre en valeur des sols très souvent peu fertiles, pour contrôler l'érosion, enfin pour proposer un système d'exploitation du sol répondant aux besoins des populations de ces régions sans hypothéquer l'avenir, des recherches longues et approfondies sont nécessaires. L'objectif de ces dernières est de mettre entre les mains du pouvoir politique une base technique et scientifique de protection et d'aménagement de ces régions. En effet ici plus spécialement, la volonté politique est indispensable. Cette dernière doit considérer le sol comme une ressource naturelle essentielle et de base qui nécessite des institutions appropriées pour coordonner son utilisation, sa gestion, son inventaire et sa conservation (NYANDAT, 1982).

En Algérie, la zone aride représente *(fig.2)* près de 95 % du territoire national dont 80 % dans le domaine hyperaride. Ces chiffres traduisent à eux seuls l'intérêt de ces régions sur le plan socio-économique. Le déséquilibre auquel est sujette la zone aride de ce pays comme d'ailleurs dans tous le Maghreb est dû en particulier depuis le début du 20è siècle à l'augmentation de la population et de son niveau de vie avec trois conséquences principales : déforestration, surpâturage, culture en "sec". C'est ainsi qu'en Afrique du Nord la population de la zone aride proprement dite a été multipliée par six (6) depuis 1930 (LE HOUEROU, 1975). Il est indispensable donc, tant pour les populations qui vivent dans ces régions que dans celles des régions limitrophes, d'augmenter les capacités de production des zones arides.

Dans le cadre de la connaissance de ces régions, de nombreux travaux de phytosociologues et de phytoécologistes ont été réalisés ces dernières années (KILLIAN, 1948 ; 1953 ; OZENDA, 1954 ; MONJAUZE *et al.*,1955 ; DUBUIS et SIMMONEAU, 1954 ; QUEZEL *et al.*, 19 64 ; BARRY et FAUREL, 1973 ; CELLES, 1975 ; CLAUDIN et *al.*,1975 ; DJEBAILI, 1978 ; ACHOUR, 1983 ; AIDOUD et NEDJRAOUI, 1982 . Ils ont mis en évidence en particulier des relations entre la végétation et le milieu ainsi que le niveau de dégradation très poussée de la végétation naturelle qui se traduit par une diminution de son effet protecteur vis-à-vis du sol. Par contre, les études pédologiques restent très localisées et les sols de la zone aride sont ainsi insuffisamment connus (POUGET, 1980). D'autre part, ces études cartographiques (DURAND, 1954 ; S.O.G.R.E.A.H., 1961 ; BERAUD *et al.*, 1974 ; BOYADGIEV, 1975) sont en général descriptives. Cette étape est indispensable certes, puisqu'elle a

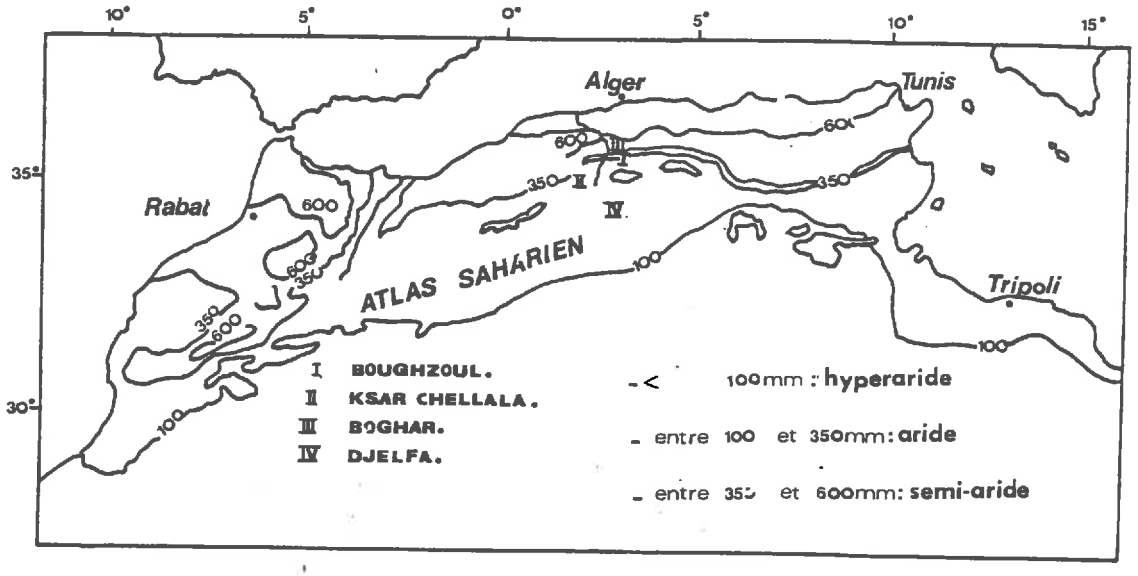


Fig. 2 - Les domaines hyperarides, arides et semi-arides du Maghreb (DUBIEF, 1963)

déjà permis de montrer la grande extension des sols à encroûtement calcaire, gypseux et les sols salés, mais elle reste, à notre avis, insuffisante et doit être relayée par une autre phase permettant d'apprécier les processus de formation et surtout d'évolution des sols en cas de mise en valeur. POUGET (1980) vient de montrer à l'aide d'un travail de terrain le rôle joué par la végétation dans le développement des processus pédogénétiques en zone aride. Il est nécessaire d'approfondir le problème de la genèse et du fonctionnement de ces sols et en particulier le rôle joué par les sels (la calcite, le gypse et les sels solubles).

C'est cette orientation que nous avons prise dans nos recherches. Pour ce faire, notre contribution a porté sur l'étude de la distribution spatiale des sels ainsi que sur leurs relations avec le matériau pédologique. Ce travail comporte deux étapes essentielles :

- la première consiste à étudier sur le terrain et en laboratoire la caractérisation, l'organisation et la distribution des sels dans deux séquences de sols en zone aride proprement dite et plus exactement dans les hautes plaines steppiques Sud Algéroises. L'analyse des sols étudiés nous

a conduit à proposer des hypothèses quant au rôle des sels dans l'évolution des sols. L'approche est principalement morphologique, minéralogique et chimique.

- la seconde phase a pour objectif de vérifier les hypothèses émises précédemment et de reconstituer en les simplifiant, les mécanismes physiques et physico-chimiques qui régissent le comportement de ces systèmes naturels. Pour mieux examiner les principaux processus mis en cause par l'action des sels, ces recherches sont menées sur des modèles. L'approche au cours de cette étape est donc expérimentale.

Enfin, nous terminerons par une discussion et une synthèse des données acquises par les différentes approches.

——— * ———

P R E M I È R E P A R T I E

CARACTÉRISATION DU MILIEU NATUREL ET DES SOLS

CHAPITRE I

LE CADRE PHYSIQUE

Les deux séquences de sols étudiées appartiennent aux hautes plaines steppiques, c'est-à-dire à une région limitée au nord par l'Atlas tellien et au sud par l'Atlas saharien *(fig.I.1)*.

- *L'Atlas tellien*

Il est constitué d'une succession de massifs d'altitude variant entre 1000 et 2000 m environ. Sur ses flancsl'Atlas est formé de marnes miocènes surmontant des niveaux de grès et de marnes du Crétacé et du Tertiaire.

- *L'Atlas saharien*

Il est constitué par une succession de massifs et de dépressions. L'altitude de ces reliefs est comprise entre 1000 et 1800 m. Il s'agit essentiellement de roches calcaires dures plus ou moins dolomitiques et de roches marneuses fortement érodées.

- *Les hautes plaines steppiques*

Le relief des hautes plaines steppiques paraît assez tabulaire, mais il est constitué en fait d'un ensemble de chaînons dont l'altitude ne dépasse pas 800 m émergeant d'un manteau presque continu formé de terrains continentaux épais (pliocènes et quartenaires), de plaines souvent vallonnées et de dépressions fermées (dayas et sabkhas). Le bassin des Zahrez représente un bon exemple des dépressions fermées et salées le long de la bordure nord de l'Atlas saharien. Enfin les hautes plaines steppiques sont caractérisées par un réseau hydrographique de faible importance et par

l'endoréisme, à l'exception de l'Oued Touil qui se jette à la mer en devenant l'Oued Chellif après le Boughzoul.

I.- LES FACTEURS DE FORMATION ET D'EVOLUTION DES SOLS

A.- GEOLOGIE

Il a paru utile d'indiquer la part attribuée aux différentes formations géologiques comme source du matériau alluvionnaire et comme roches mères. Les roches mères de ces régions sont sédimentaires et d'âge secondaire, tertiaire et surtout quaternaire (FLANDRIN, 1952 ; S.N. REPAL, 1952; CORNET, 1952 ; ESTORGES, 1962 ; 1965 ; MAHROUR, 1965 ; CARATINI, 1967 ; POUGET, 1980 ; TRAYSSAC, 1980).

1) Les grands traits de l'histoire géologique anté-quaternaire

Les principales unités lithologiques qu'on observe dans notre zone d'étude et sur ses bordures sont les suivantes *(fig.I.2)* :

a) Le Trias

Cette formation secondaire apparaît en diapir ou en injection dans les fractures. Le Trias est formé d'argiles schistosées gypseuses et salées et constitue ainsi une source très inportante de sels solubles et de gypse dans les régions arides. Le Rocher de Sel au nord de Djelfa en est un exemple très typique à côté de nombreux petits massifs entre les séries jurassiques.

b) Le Jurassique

Il s'agit dans les hautes plaines steppiques d'affleurements nombreux, importants, à faciès très varié mais à dominance de calcaires durs et dolomitiques alternant avec de minces bancs de marnes. Cette formation peut atteindre 4500 m d'épaisseur environ, dans l'Atlas saharien.

c) Le Crétacé

C'est un ensemble de dépôts, d'âges différents, au-dessus du Jurassique et jusqu'au Crétacé moyen, dont la puissance dépasse 3000 m.

1. Le Crétacé inférieur :

Du Néocomien à l'Albien les faciès sont à dominance de roches gréseuses dures et de marnes tendres contenant quelquefois

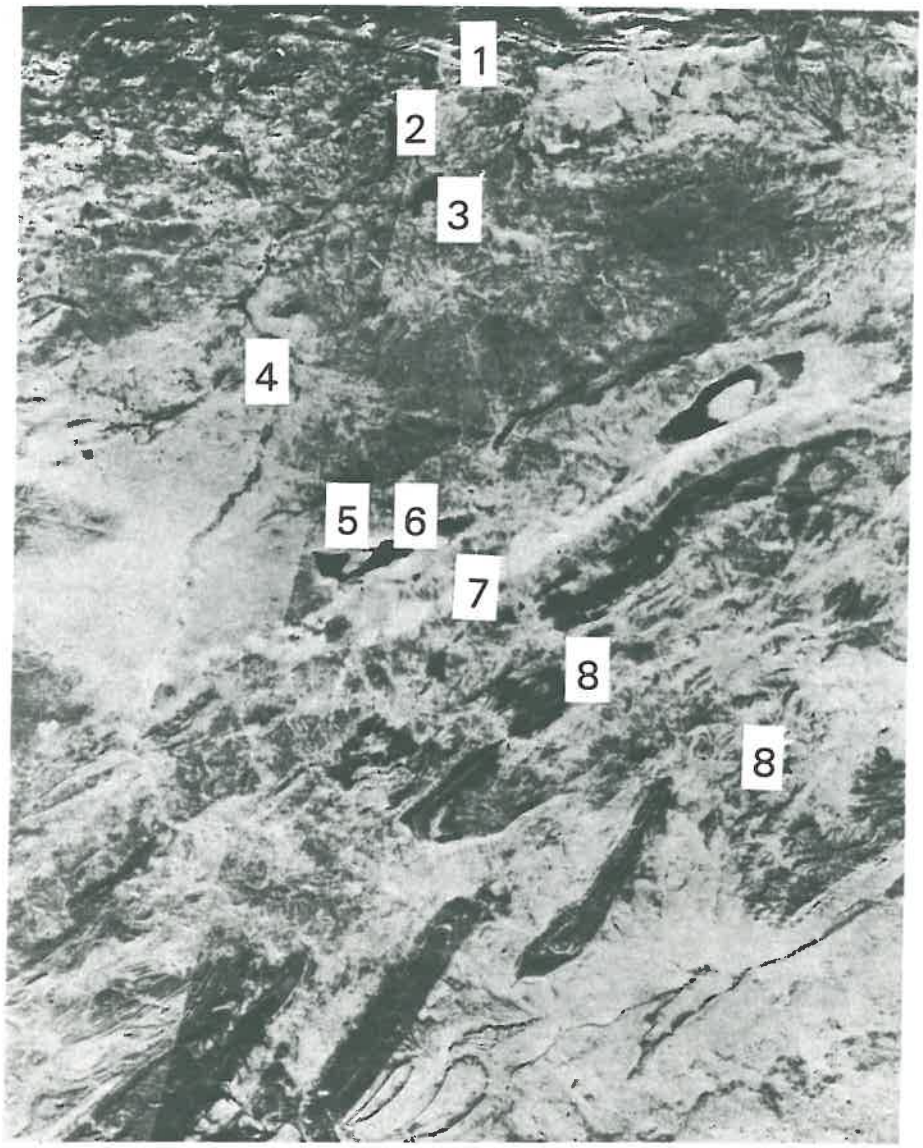


Fig. 1 - Les hautes plaines Sud Algéroises au 1/1000.000 env. (assemblage réalisé à partir d'images satellite LANDSAT, 1972)

Légende -

(1) Atlas Tellien ; (2) retenue du barrage de Boughzoul ; (3) séquence de Boughzoul ; (4) Oued Touil ; (5) Zahrez Gharbi ; (6) séquence de Zahrez ; (7) cordon dunaire ; (8) Atlas Saharien

des cristaux de gypse. Cette formation peut être encroûtée, comme au sud d'Aïn Oussera, par exemple. La puissance est d'environ 1000 m.

2. *Le Cénomanien :*

Ces roches sont constituées de marnes et marno-calcaires alternant avec des calcaires durs. Les marnes sont le plus souvent gypseuses et salées. Cet ensemble bien dégagé par l'érosion est souvent recouvert de colluvions et d'éboulis plus ou moins encroûtés, notamment au nord du Zahrez.

3. *Le Turonien :*

Il se révèle surtout important dans l'Atlas saharien où il est très dur. Il s'agit de calcaire dolomitique avec quelquefois alternance de bancs marneux. Il se distingue dans le paysage par une barre de calcaire dolomitique d'environ 100 m d'épaisseur.

4. *Le Sénonien :*

Il est formé d'une alternance de petites barres calcaires et de marnes. Du Cénomanien au Sénonien l'épaisseur est d'environ 1500 m.

d) *Le Paléogène (Nummulitique)*

1. *L'Eocène :*

Il domine au sud de l'Atlas saharien où il est d'origine marine. Il s'agit essentiellement de marnes gypseuses et salées.

2. *L'Oligocène :*

Il est constitué de grès fins à ciment calcaire et de marnes verdâtres et salées en alternance. Ce niveau est surtout présent dans la bordure sud de l'Atlas tellien.

e) *Le néogène*

1. *Le Miocène inférieur et moyen marin :*

Cette série est très typique des hautes plaines steppiques et des chaînes sud telliennes. Elle comprend en alternance de très importantes couches de marnes gypseuses et salées et des bancs de grès calcaires.

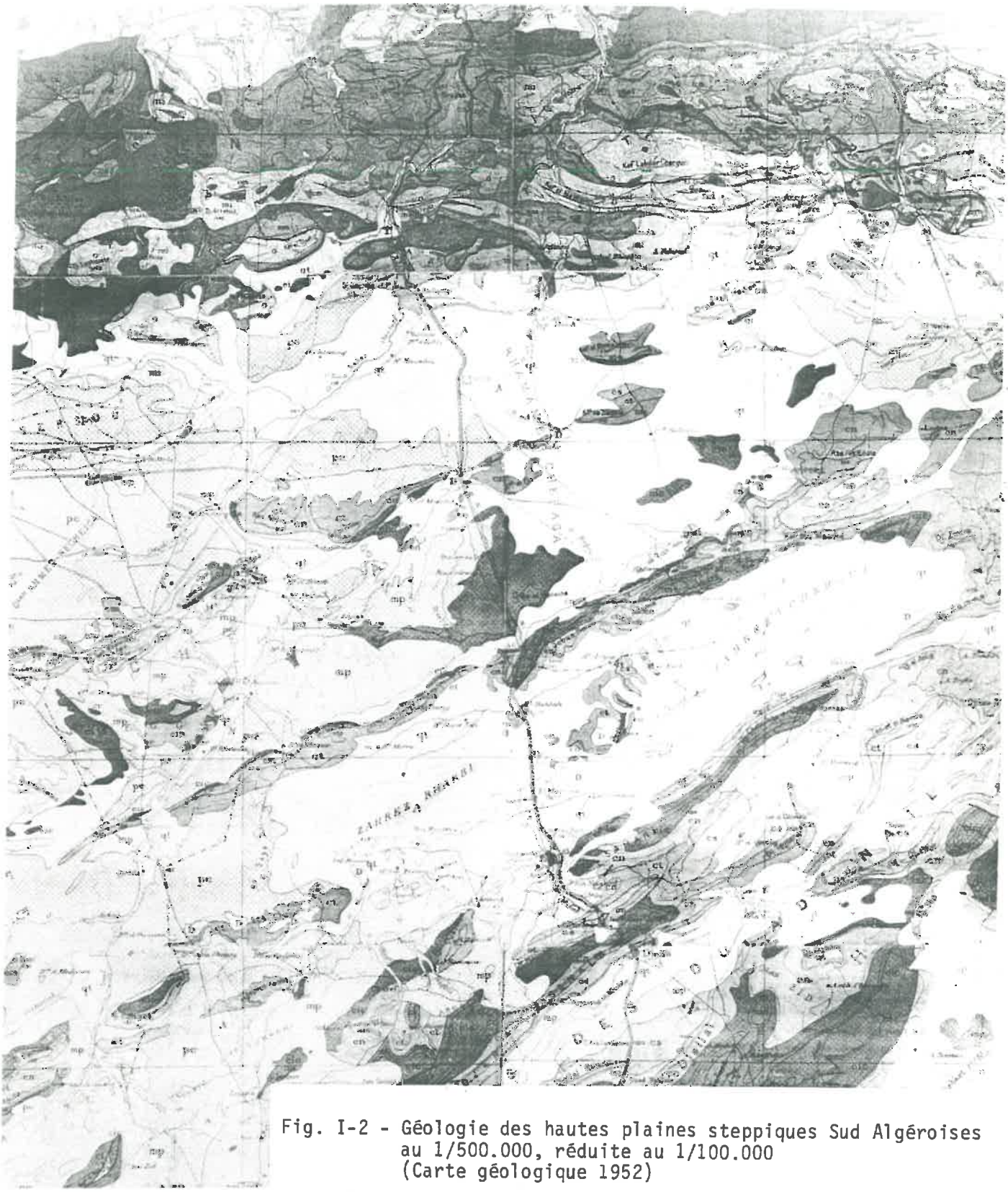


Fig. I-2 - Géologie des hautes plaines steppiques Sud Algéroises au 1/500.000, réduite au 1/100.000 (Carte géologique 1952)

Légende -

(t) Trias ; (Ji) Jurassique inférieur ; (Js) Jurassique moyen et supérieur ; (Ci) Crétacé inférieur ; (CiC) Crétacé inférieur continental ; (Cn) Cénomanien ; (Ct) Turonien ; (Cs) Sénonien ; (ei) Eocène inférieur ; (em) Eocène moyen ; (o) Oligocène ; (mi) Miocène inférieur marin ; (mp) Miocène-pliocène (Tertiaire continental) (pc) Pliocène continental ; (qt) Quaternaire continental ; (D) Dunes récentes ; (A) Alluvions actuelles

2. Le Tertiaire continental terminal :

Il s'agit d'un manteau de terrains continentaux venus combler les dépressions dans les hautes plaines steppiques après les mouvements tectoniques du Tertiaire et la surrection de l'Atlas saharien. Il est constitué par :

- des argiles "sableuses" rouges à ocres plus ou moins salées et gypseuses, provenant d'altérations superficielles d'origine continentales.
- des grès et de sables.

Ce niveau appelé aussi Mio-Pliocène peut être recouvert par des croûtes calcaires et gypseuses.

2) Le Quaternaire : esquisse géomorphologique

L'étude du Quaternaire est nécessaire puisqu'il recouvre de grandes surfaces dans les hautes plaines steppiques et que les caractères de ces formations se reflètent très souvent dans les propriétés des sols (RAYNAL, 1962 ; RUELLAN, 1970).

A la fin du Villafranchien, les conditions climatiques (relative aridification) et un certain répit orogénique ont permis la formation d'une croûte dure et extrêmement résistante à l'érosion : c'est la dalle moulouyenne (RUELLAN, 1970 ; POUGET, 1980).

C'est à partir de cette période que débute le Quaternaire caractérisé par les actions combinées, du climat, par l'intermédiaire du couple érosion-dépôts et des mouvements internes de l'écorce terrestre (subsidence, soulèvement, plissements). L'histoire de cette époque est fondée sur la théorie climatiques admettant un cycle caractérisé par un pluvial et un interpluvial où morphogenèse et pédogenèse se succèdent (BELKHODJA, 1972).

Au cours du maximum du pluvial, le climat est frais et humide, la morphogenèse est active et l'instabilité des versants s'oppose à la pédogenèse. Cette dernière ne peut affecter les matériaux transportés qu'à l'occasion de phases d'accalmies du pluvial, lorsqu'une végétation suffisante s'installe.

Pendant l'interpluvial, l'aridité du climat raréfie la végétation et un régime de précipitation à caractère irrégulier, se rapprochant des conditions actuelles, s'installe (TRAYSSAC, 1980). Ces caractéristiques favorisent

la concentration du ruissellement et l'érosion des formations géologiques et des sols. La pédogenèse pendant cette période est réduite. C'est au cours du premier pluvial que la dalle moulouyenne aurait été fragmentée et en partie dissoute pour donner à côté ou plus en aval, le Quaternaire moyen. A côté de ce paramètre climatique joue aussi un autre facteur : la tectonique. En effet, après la période de calme orogénique marquant la fin du Tertiaire, plusieurs mouvements tectoniques post-villafranchiens soulevèrent l'ensemble de l'Atlas saharien et la croûte moulouyenne. Cette dernière sera soumise à une forte érosion et disloquée dans certaines zones. Il peut en résulter des cassures qui favorisent la formation de fosses de subsidence telles que le bassin des Zahrez. Ce dernier a subi ultérieurement un surcreusement par érosion éolienne (TRAYSSAC, 1980). La dalle moulouyenne va être donc plus ou moins déformée et isolée des reliefs. Malgré son importance et sa forme tabulaire de départ, elle évoluera en surface "polygénique" par suite de phénomènes de dissolution et de reprécipitation de calcaire. A cet ensemble de surfaces polygéniques se rattachent les collines d'Ain Oussera sur des formations crétacées. Ces surfaces sont formées aussi sur les argiles "sableuses" rouges du Mio-Pliocène.

Les deux niveaux, dalle villafranchienne et Quaternaire moyen (ou glacis du Tensiftien) sont très riches en calcaire sous forme de croûtes, d'encroûtements et nodules. Le Quaternaire moyen présente en surface des graviers et des cailloux. Enfin, les dépressions mal drainées et sur lesquelles à l'interpluvial il peut se former sur ces deux niveaux des encroûtements et croûtes gypseuses. Au Soltanien, les alluvions comblent les zones déprimées. L'accumulation calcaire est surtout sous forme diffuse ou en amas. A l'interpluvial, un encroûtement gypseux se forme, avec élaboration de bourrelets sableux ou pseudosables gypseux provenant de sols très salés et gypseux (BELKHODJA, 1972). Sur les terrasses du Rharbien se développent des sols hydromorphes à horizons noircis avec faible individualisation calcaire. A ce niveau, les encroûtements gypseux sont fréquents. Le Soltanien et le Rharbien constituent une auréole plus ou moins continue et érodée autour des sabkhas comme c'est le cas du Zahrez Gharbi.

Les dépressions sont constituées par des sols à salure et alcalisation très fortes en liaison avec une hydromorphie. La salure est en général de type chloruré à chloruro-sulfaté. Dans les régions arides les dépressions salées sont constituées par une zone centrale, la plus basse qui est la sabkha (sans végétation) entourée par le chatt très salé, mais où pousse

une végétation d'halophytes. Dans le chatt l'eau ne stagne que peu de temps et sur une faible épaisseur par rapport à la sabkha. Ce dernier terme est employé pour désigner l'ensemble de la dépression fermée salée quand le chatt est relativement peu représenté. Dans les autres cas, le terme chatt est employé seul.

Le bassin des Zahrez fait partie du système des grands chatts des hautes plaines steppiques qui va du chatt Chergui à l'ouest au chatt Djerid à l'est en Tunisie pour aboutir au golfe de Gabès, avec un abaissement général d'altitude *(fig. I.3)* :

- Chatt Ghergui : 980 m
- Zahrez Gharbi : 827 m
- Chatt Chergui : 750 m
- Chatt Hodna : 390 m
- Chatt Melrhir : - 3 m
- Chatt Djerid : -17 m

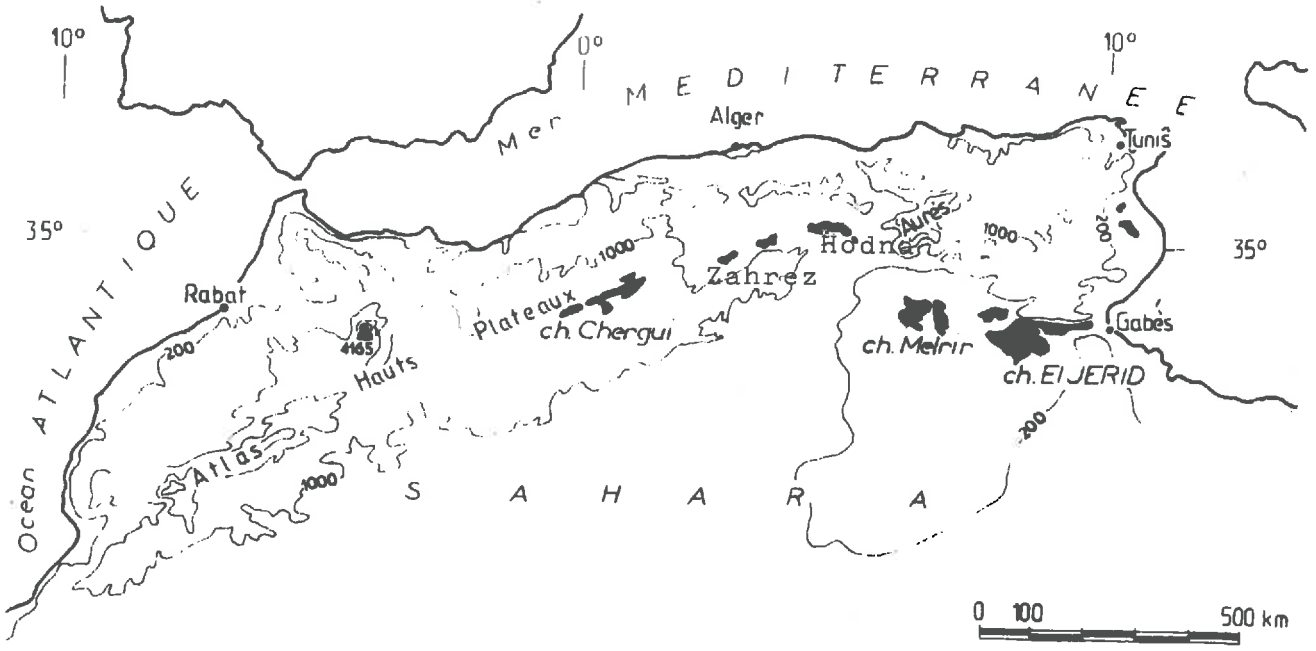


Fig. 1-3 - Situation des chatts au Maghreb

En période pluvieuse, il se forme dans ces dépressions de véritables lacs salés. L'eau en s'évaporant dépose ses sels. Une structure en pseudo-sable peut se constituer. Le vent balayant cette surface desséchée, sans végétation entraîne les particules de pseudosable, constituées d'argile et de cristaux de sels (halite, gypse) et les dépose en bordure des chatts donnant des "lunettes" et des bourrelets éoliens. C'est ce qu'on observe au sud-est du Zahrez Gharbi. Il s'agit là de bourrelets éoliens, constitués de matériaux sableux peu salés, mais très gypseux. Ce matériau proviendrait de la déflation éolienne de la surface du Zahrez au cours des deux derniers pluviaux. Sur les microdunes en bordure des bourrelets peuvent se former des encroûtements gypseux et cela avec ou sans intervention de nappes superficielles.

Au nord, en bordure de la zone chatteuse près du Boughzoul, on observe de petites collines semblables à celles observées par G. AUBERT en 1951 (communication orale) et décrites par BOULAINE (1953) et BELKHODJA (1972) respectivement en Oranie et en Tunisie comme "lunettes". Le matériau qui les constitue est très argileux bien structuré en pseudosable et riche en cristaux de gypse et relativement peu salé. Il daterait du Rharbien.

3) Conclusion

De cet aperçu géologique, il y a lieu de retenir les faits suivants :

- A cause d'une tectonique plissée ou cassante les reliefs des deux Atlas sont continuellement rajeunis et subissent une forte érosion, témoin les vallées et les gorges des oueds.

- Les calcaires et les marnes du crétacé forment en général le cadre montagneux avec quelques pointements triasiques. Au niveau des plaines proprement dites, les ruptures de paysages sont formées de roches tertiaires (grès) assez dures. Cependant la quasi totalité de ces régions basses est constituée par des dépôts quaternaires provenant des roches tendres (marnes et argiles rouges) arrachées par l'érosion des zones montagneuses et sur lesquels interviennent les processus pédologiques et de subsidence.

- Le caractère essentiel de ces formations, aussi bien dures que tendres, est la présence de sels (calcaire, gypse et sels solubles) qui aura des conséquences sur la composition des eaux superficielles et souterraines comme nous allons le voir.

B.- HYDROLOGIE ET HYDROGEOLOGIE

1) Le réseau hydrographique

Au Zahrez, le réseau hydrographique est endoréïque. Plusieurs oueds aboutissent à la sabkha dont le principal, l'oued Mellah, est très salé parce qu'il rentre en contact, sur une partie de son parcours, avec le Trias du Rocher de Sel. On citera un certain nombre d'autres oueds : Kori-rèch, Mesrane, Zireg qui descendent des zones montagneuses de l'Atlas saharien dont le couvert végétal est très dégradé. Tous ces oueds, dont les crues peuvent être très importantes, ont été au contact de terrains et de roches salés plus ou moins meubles et contribuent à l'alimentation et à la salure des nappes ainsi qu'au transport d'une forte proportion d'éléments solides. Ils constituent en quelque sorte le principal agent de salinisation des sols de ces zones arides. Au nord, dans le Boughzoul, c'est l'oued Touil avec son affluent l'oued Nahr Ouassel, qui constitue de très loin le principal oued de la région. Il se déversait dans un ancien bassin fermé (le chatt Massiline), mais par érosion récurente a été depuis capté par le Chellif au seuil du Boughzoul. C'est ainsi que l'oued Touil représente l'unique cas d'exoréïsme du réseau hydrographique des régions arides en Algérie.

A côté de ces principaux oueds, il existe naturellement une multitude d'autres oueds dont la plupart n'atteignent pas les dépressions, à cause d'un relief peu marqué et de la nature très perméable des terrains. D'après les calculs de **BERKALOFF et TIXERONT** (1958), effectués au niveau de grands systèmes hydrauliques, le ruissellement représente moins de 5 % de la quantité de pluie tombée annuellement en zone aride. Toutefois, au niveau local, des écoulements instantanés peuvent être très importants.

2) Les nappes superficielles

A cause de la nature des terrains et du relief, ainsi que de l'endoréïsme du réseau hydrographique, il est possible de trouver plusieurs types de nappes, très différentes quant à leur importance, leur profondeur, leur salure et leur faciès chimique.

Ces nappes sont en relation les unes avec les autres dans la plupart des cas. Dans le Zahrez, la profondeur des nappes superficielles varie entre 0,5 m et 6 m par rapport à la surface du sol. Ainsi, les processus pédogénétiques dans cette région sont très influencés par les nappes superficielles.

En revanche dans le Boughzoul et en dehors du centre de la sabkha, la profondeur des nappes varie de 5 à 45 m par rapport à la surface du sol. On mentionnera enfin que certaines nappes profondes et captives jaillissent au centre des sabkhas, c'est le cas du Zahrez où existent plusieurs sources d'eau douce.

C.- LE CLIMAT ACTUEL

Le climat de la partie centrale des steppes est bien entendu comme celui de l'ensemble des steppes algériennes de type méditerranéen contrasté avec une longue saison estivale sèche et chaude et une saison hivernale pluvieuse et froide. La valeur des précipitations est très faible et très variable d'une année à l'autre au point de vue quantité et répartition. Les régimes thermiques sont relativement homogènes et traduisent un climat de type continental.

1) Les données climatiques

Pour caractériser le climat de notre zone d'étude nous utiliserons les résultats météorologiques de trois stations (SELTZER, 1946)*(fig.2)* :

- une station dans la zone steppique proprement dite : Ksar Chellela (altitude : 860 m)
- une station sur l'Atlas tellien au nord : Boghar (altitude : 910m)
- une station sur l'Atlas saharien du sud : Djelfa (altitude : 1143m)

a) Les précipitations

La pluviométrie moyenne annuelle dans la partie steppique proprement dite est de 290 mm (Tableau I.1), mais la notion de moyenne ne reflète guère la réalité dans ces régions à cause de la très grande variabilité de la quantité de pluie. En 1953, il n'est tombé dans la région d'Aïn Oussera que 25 mm.

Les pluies tombent environ 90 jours dans l'année, surtout pendant la période hivernale. D'autre part, il est important de signaler qu'il y a en moyenne un jour de pluie torrentielle par an, c'est-à-dire une tranche de 30 mm au moins de pluie en 24 heures. Généralement, ce sont ces pluies qui interviennent dans les processus d'érosion et dont le rôle sur la migration des sels solubles est à envisager.

TABLEAU I.1

Pluviosités moyennes mensuelles et annuelles (en mm)
et nombre de jours de pluies par année

Stations	Pluviosités moyennes mensuelles et annuelles													Nombre de jours de pluie par an
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année	
Boghar	57	46	39	29	39	21	5	9	22	34	49	58	408	86
Djelfa	34	28	29	21	35	22	6	10	31	23	34	35	308	63
Ksar-Chellala	33	24	27	30	36	21	5	8	21	22	33	31	291	90

Le tableau I.1 montre que la quantité de pluie décroît dans l'ordre suivant : Atlas tellien (Boghar), Atlas saharien (Djelfa), hautes plaines steppiques (Ksar Chellala). Cette répartition montre à la fois l'effet de l'Atlas tellien comme barrière aux influences maritimes et l'effet de l'altitude dans la zone steppique sur les précipitations. La neige est très rare dans les hautes plaines steppiques. Cet enneigement est de l'ordre de 10 à 20 jours par an sur l'Atlas saharien.

b) *Les températures*

Les hautes plaines steppiques sud algéroises sont comprises entre les isothermes 13 et 17°C de température annuelle moyenne (Tableau I.2). La grande différence entre les températures moyennes de l'été et celles de l'hiver (Tableaux I.2.3), montre l'importance de la chaleur estivale qui traduit bien la continentalité du climat. La correspondance entre les fortes températures et la faible pluviométrie indique le caractère méditerranéen du climat.

Dans cette région la surface du sol, mal protégée par un couvert végétal très clairsemé est soumise à de grandes variations de températures saisonnières et nycthémérales, d'autant plus élevées que les sols sont plus secs (chaleur spécifique de l'eau élevée) et plus sableux (transfert

de chaleur élevé). Enfin, les hautes plaines subissent des jours de gelées dont malheureusement la fréquence est ignorée faute d'observations.

TABLEAU I.2

Températures annuelles moyennes et moyennes mensuelles des minimums en °C

Stations	Moyennes mensuelles des minimums												T° moyennes annuelles
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	
Boghar	2,1	3,1	5,5	8,0	11,6	15,6	19,6	20,1	15,5	10,7	5,8	3,0	15,1
Djelfa	0,8	0,1	2,1	4,1	7,8	12,1	15,1	15,0	12,1	7,2	3,5	0,1	13,4
Ksar-Chellala	1,6	2,3	4,3	6,4	10,2	14,2	17,6	18,1	15,8	9,9	5,5	2,4	16,2

TABLEAU I.3

Moyennes mensuelles des maximums en °C

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Boghar	9,2	11,0	16,2	18,1	22,4	27,3	33,0	32,5	27,4	21,3	16,5	9,4	20,1
Djelfa	9,3	11,0	14,3	18,7	23,4	28,5	33,5	32,9	27,5	20,1	13,8	9,8	20,2
Ksar-Chellala	12,2	14,2	17,6	21,6	26,6	31,7	36,7	36,7	30,8	23,4	16,6	12,4	23,4

c) *Les vents*

Dans les régions arides les vents ont joué et jouent encore un rôle primordial dans la formation des reliefs et des sols, dans la dégradation de la végétation, et la destruction des sols.

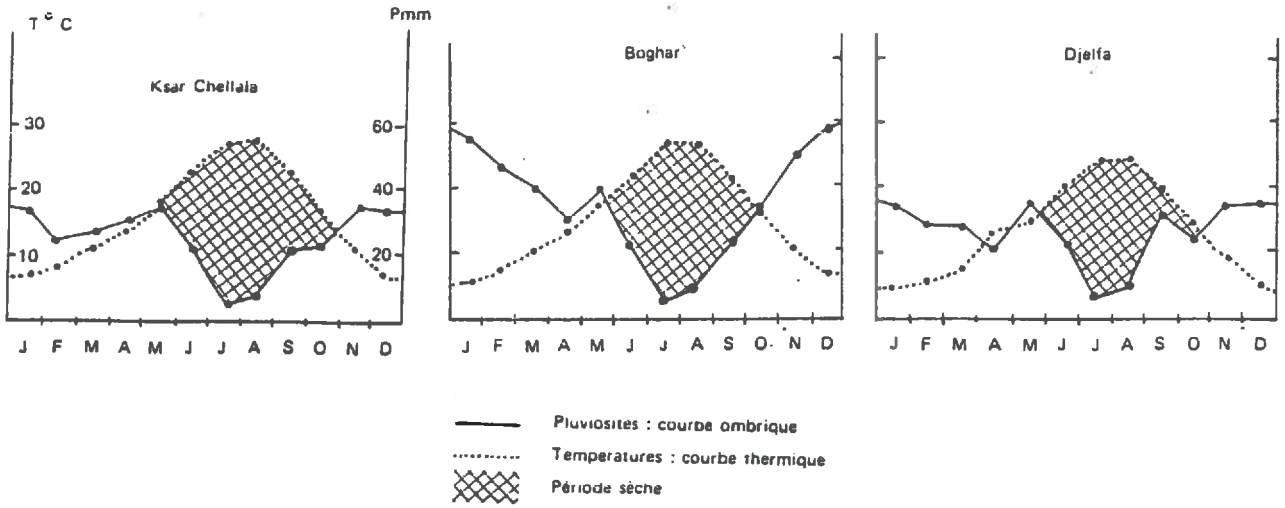


Fig. I-4 - Diagrammes ombrothermiques de quelques stations climatiques

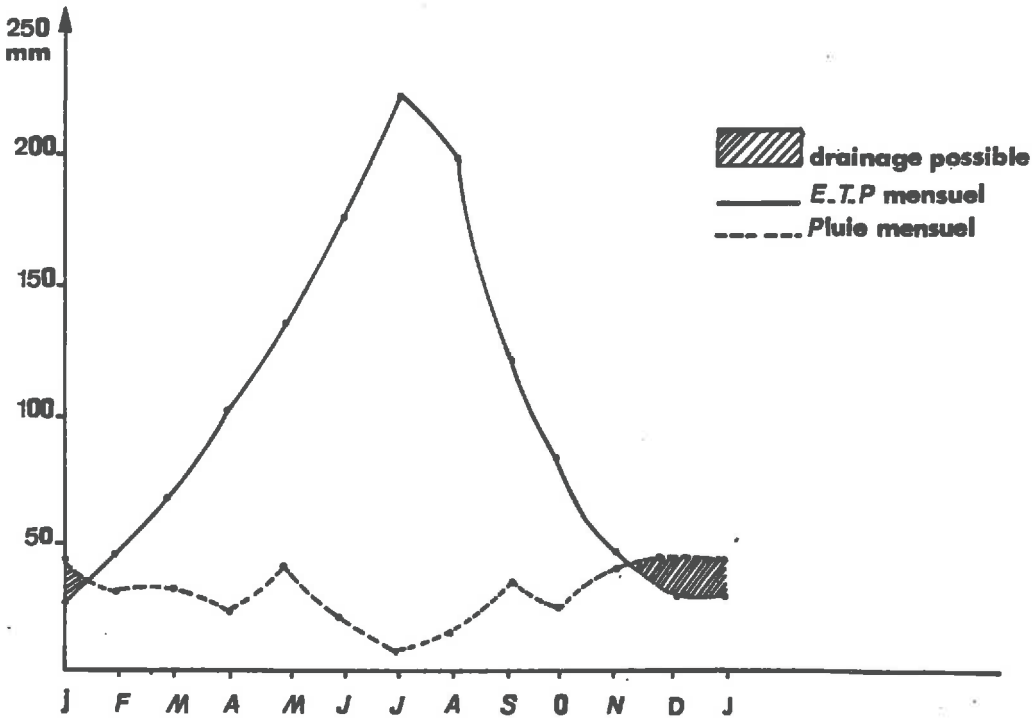


Fig. I-5 - Relation E.T.P. (formule f(60) de TURC (1961)
et précipitations à Djelfa (E.T.P. total annuel : 1228 mm)

La direction, la fréquence et la vitesse des vents sont très variables au cours de l'année ; cependant les vents du nord-ouest et l'ouest sont dominants, sauf en été. Ces vents sont relativement pluvieux puisqu'ils poussent les nuages qui se trouvaient sur l'Atlas tellien.

Les vents du sud sont généralement secs et froids en hiver. En été, il deviennent très desséchants (le sirocco). Ils font baisser le degré hygrométrique de 60 % (moyenne annuelle) à 20 %. Dans ces régions, on peut estimer que le sirocco sévit pendant 15 jours/an.

Une autre conséquence de ces vents est la formation et le déplacement des dunes de sables, de nabkas et de "lunettes" autour des sabkhas. Les effets de ces vents sont accentués par l'absence de végétation.

2) Classification du climat

De nombreux essais de classification ont été tentés pour synthétiser les données météorologiques, en considérant en particulier des indices climatiques. Dans la conception de certains indices, la température corrige les précipitations. C'est le cas de :

- *l'indice xérothermique de BAGNOULS et GAUSSEN (1957)*, I_x, qui est calculé en retranchant du nombre de jours de la période sèche (suite de mois secs) le nombre de jours pluvieux ou supposés humides (degré hygrométrique élevé). Les valeurs obtenues représentent le nombre de jours "biologiquement secs" au cours de la période sèche (Tableau I.4). Cet indice complète le diagramme ombrothermique qui montre l'importance de la période sèche *(fig.I.4)*. Dans ce diagramme les températures sont portées à une échelle double de celle des précipitations : un mois est considéré comme sec si la pluviométrie Pmm est égale ou inférieure au double de la température (P = 2T°C).

TABLEAU I.4

Les valeurs des indices climatiques

Stations	I_x	I_a	Q_2
Boghar	105	14	45,2
Djelfa	125	12	30,8
Ksar-Chellala	120	9	28,4

- *l'indice annuel d'aridité de De MARTONNE*

$$I_a = \frac{P}{T + 10}$$

P = pluviométrie annuelle en mm

T = T° annuelle moyenne

Les valeurs de cet indice sont portées dans le tableau I.4.

- *le quotient pluviométrique d'EMBERGER (1955)*

$$Q_2 = \frac{2000\ P}{M^2 - m^2}$$

P = exprimée en mm

M et m moyenne des maxima et des minima en degré KELVIN.

Les résultats obtenus pour nos stations sont portés sur le tableau I.4. Sur un diagramme pluviométrique avec m en abscisse et Q_2 en ordonnée EMBERGER délimite des étages bioclimatiques à partir des indications fournies par la végétation. Nos stations ont été classées (Tableau I.5) en tenant compte de ce diagramme ainsi que des travaux de CLAUDIN *et al.* (1975).

TABLEAU I.5

Classification bioclimatique des stations considérées

Stations	Etages bioclimatiques	Variantes
Boghar	semi-aride supérieur	hiver frais : m = 1 à 3°
Djelfa	aride supérieur	hiver froid : m = 2 à 1°
Ksar-Chellala	aride moyen	hiver frais

Tous ces indices et leur représentation graphique traduisent l'aridité de la région et les conditions difficiles auxquelles la végétation et les animaux sont soumis. Cependant, ils s'avèrent insuffisants quand il s'agit de caractériser le bilan hydrique du sol. C'est ce que nous allons aborder en nous appuyant essentiellement sur la démarche de TURC (1954).

3) Le régime hydrique des sols

Le régime hydrique des sols est à la base des phénomènes pédologiques et en particulier de la dynamique des sels. Son importance se reflète dans les classifications des sols, en particulier comme nous le verrons ultérieurement dans la Soil Taxonomy (U.S.D.A., 1975). Ces considérations expliquent la place particulière que nous avons réservée à cette question. Nous avons tenté une estimation du drainage par une modélisation basée sur la démarche de TURC. Pour approcher le bilan hydrique, plusieurs formules ont été établies. Considérons d'abord un premier indice qui serait :

P - E.T.P.

P = pluviométrie annuelle ou mensuelle en mm.

E.T.P. = évapotranspiration potentielle annuelle ou mensuelle en mm.

Si on applique cette expression au niveau de l'année, on constate un bilan négatif pour les trois stations considérées. A l'échelle mensuelle, seuls les deux mois de janvier et de décembre présentent un bilan positif *(fig.I.5)* sans qu'il y ait obligatoirement drainage. Envisageons maintenant l'expression suivante :

$$\overline{D_r} = \overline{P} - \overline{E.T.} \quad \text{avec} \quad \overline{P} > \overline{E.T.}$$

D_r = drainage (moyenne interannuelle)

P = pluviométrie (moyenne interannuelle)

E.T.= évapotranspiration (moyenne interannuelle)

De cette expression HENIN et TERNISSIEN (1944) ont proposé la formule suivante :

$$\overline{E.T.} = \frac{\overline{P}}{1 + \gamma P^2}$$

et ont évalué le drainage :

$$D_r = \frac{\gamma \quad P^3}{1 + \gamma P^2} \quad \text{car} \quad P - \frac{\overline{P}}{1 + \gamma P^2} = \frac{\gamma \overline{P}^3}{1 + \gamma P^2}$$

où $\gamma = \dfrac{1}{0,15\ t - 0,13}$

$\overrightarrow{P}$ et D_r en mètres/an

t = température en °C (moyenne annuelle) de l'air. Cette formule a été appliquée aux deux stations de Ksar-Chellala et de Djelfa. Elle a donné des drainages très faibles, respectivement presque nuls et de 15 mm/an.

Il est important de noter que cette formule a été établie à partir d'écoulements de cours d'eau mesurés aux stations de jaugeage. En Algérie, pour des bassins versants recevant une pluviométrie moyenne de 365 mm/an, on a jaugé à l'exutoire des écoulements de 5 à 10 mm/an. Pour des bassins versants ayant une pluviométrie moyenne de 415 mm, des écoulements de 15 à 45 mm/an ont été enregistrés (TURC - communication orale d'après les annuaires hydrologiques de l'Algérie). Cependant, sous les climats arides, les écoulements des cours d'eau, à cause d'une forte évaporation, ne donnent pas au pédologue des évaluations aussi convenables que des quantités d'eau percolant à travers le sol que dans le cas des régions humides.

Il est nécessaire de cerner le régime hydrique du sol pour des périodes très courtes (10 jours par exemple). Il faut pour cela évidemment, tenir compte des précipitations et de l'évapotranspiration, mais aussi de la capacité de stockage du sol en eau (capacité au champ). La formule du bilan s'écrit alors pour une période donnée (une décade par exemple) :

$$P = E + D_r + (\Delta \text{ initial} - \Delta \text{ final})$$

D_r représente la quantité d'eau qui s'écoule pendant une période donnée = ruissellement + percolation au-delà d'une certaine profondeur.

E = évaporation ou évapotranspiration

Δ initial - Δ final = variation de la réserve en eau du sol sur une profondeur donnée = réserve finale-réserve initiale

P = précipitation

Dans le calcul de ce bilan, c'est le paramètre E qui pose un problème pour sa détermination. A défaut de mesures de cette évapotranspiration, on a recours à des indices établis pour tenter de l'évaluer en fonction des précipitations, des températures et parfois d'autres données météorologiques. Les quantités d'eau qui pénétrent dans le sol sont déduites, si on néglige le ruissellement, par différence entre le volume décadaire

des précipitations et les quantités d'eau qui s'évaporent pendant la décade. Dans ce bilan, on admet que l'eau d'infiltration ne pénètre pas au-delà d'une couche de sol donnée tant que la capacité au champ n'est pas atteinte par cette couche.

Il est nécessaire de disposer d'un minimum de données au moins, mensuelles concernant les grandeurs météorologiques pour évaluer le bilan et en particulier les précipitations. Ces résultats nous ont été fournis pour la station d'El Bayadh située sur l'Atlas saharien dont la pluviométrie annuelle est légèrement plus élevée et la température moyenne annuelle plus basse qu'en plaine (effet de l'altitude). Les données climatiques utilisées portent sur environ 7 années successives (de janvier 1955 - Mars 1962).

L'évaluation de l'évapotranspiration (E) pour une intervalle de temps restreint nécessite de prendre en compte le sol à travers sa capacité au champ. Il en est ainsi des formules de TURC (1953) établies pour deux situations extrêmes :

- sol nu,
- sol sous végétation recouvrant complètement le sol.

Le but de ces calculs est d'évaluer en fonction des précipitations, des températures et des caractéristiques hydriques du sol, les quantités d'eau qui s'évaporent aux différentes époques de l'année, les variations d'humidité du sol et les quantités d'eau qui percolent à travers le sol.

a) Cas d'un sol nu

$$E = \frac{P + a}{\sqrt{1 + \left(\frac{P + a}{L}\right)^2}}$$

où $L = \frac{(t + 2)}{16} Rg$

L = est l'évaporation maximum atteinte pendant la décade si l'approvisionnement en eau par des précipitations est suffisant pour ne pas limiter l'évaporation.

Rg = rayonnement global (en cal. cm^{-2}. $jour^{-1}$)

E = évaporation en mm pour une période de 10 jours

P = précipitations en mm correspondant au 1/3 des précipitations mensuelles (nous ne disposons pas des valeurs décadaires).

a = hauteur d'eau susceptible d'être évaporée en 10 jours en sus des précipitations, donc aux dépens des réserves du sol.

Selon TURC (1953), la valeur de "a" utilisée pour chaque décade se déduit des résultats du calcul pour la décade précédente. Elle est de 10 mm lorsque le sol est humide, c'est-à-dire tant que le déficit de la teneur en eau du sol (Δ) par rapport à sa capacité au champ est inférieur à 25 ; puis $a = 35 - \Delta$; enfin à partir de $\Delta = 34$, c'est-à-dire quand le sol a atteint un certain stade d'assèchement, $a = 1$. A l'aide de cette formule TURC (1953) évalue des évaporations de sols nus en conduisant le calcul comme si 35 mm constituait la quantité d'eau du sol nu susceptible de s'évaporer rapidement (par exemple en 4 décades). Ensuite le calcul est conduit comme si, l'assèchement n'était plus que de l'ordre de 1 mm par décade.

Ainsi, pour chaque décade on évalue :

- l'évaporation,
- le drainage,
- la variation de stock d'eau

Le drainage (D_r) est évalué par le calcul suivant ; en considérant que :

$\Delta_{initial} = \Delta_{final}$ de la décade précédente

et le bilan hydrique est évalué ainsi :

soit $x = P - E - \Delta_{initial}$

si $x > 0 \rightarrow D_r = x$

$\Delta_{final} = 0$

si $x < 0 \rightarrow D_r = 0$

$\Delta_{final} = -x$

Les données qui ont servi à ces calculs ainsi que les résultats obtenus sont présentés en annexe (annexe I). Toutefois, nous portons sur le Tableau I.6, les mois pour lesquels le calcul a donné un drainage (D_r) non nul ainsi que les mois pour lesquels la valeur de Δ est la plus élevée c'est-à-dire où l'assèchement a été le plus accentué.

TABLEAU I.6

Mois ou D_r est non nul et mois où Δ est le plus élevé entre novembre 1954 et mars 1962 en sol nu (station d'El Bayadh). On suppose que Δ fin octobre 1954 = 40 mm.

Mois		D_r mm	Δ_{mm}	Mois		D_r mm	Δ mm
Janvier	55	86		Octobre	58	4	
Avril	55	81		Novembre	59	25	
Novembre	55		43	Décembre		3	
Février	56	17		Février	59	9	
Mars	56	13		Mars		1	
Août	56		44	Septembre			47
Avril	57	8		Décembre		9	
Septembre	57		45	Janvier	60	22	
Décembre	57	27		Novembre	60		50
Janvier	58	60		Décembre	61		55
Septembre	58		51	Mars	62	19	

Ce calcul "sol nu" donne un drainage total en 7 ans de 350 mm, soit 50 mm par an en moyenne. D'autre part, si on remplaçait ces précipitations mensuelles par les 2/3 (pluviosité annuelle de 206 mm), ce calcul donnerait environ 20 mm par an en moyenne au lieu de 50. Enfin, il faut rappeler que ces évaluations sont entachées d'une erreur atteignant aisément 20 à 40 mm/an et il arrive que ce calcul sousestime l'assèchement du sol nu au cours de saisons sèches, longues et sévères si bien que l'écoulement observé peut être inférieur à l'écoulement calculé avec un écart pouvant atteindre 100 mm par an (TURC, 1953).

b) Calcul en sol sous végétation

Avec les mêmes données climatiques, on a effectué un calcul pour le cas où serait implantée une végétation gazonnée couvrant bien le sol. Le modèle de bilan hydrique utilisé dans le calcul est voisin du précédent les principales différences entre les calculs concernent la formule utilisée pour évaluer E.T. (évapotranspiration) et le modèle d'assèchement du sol. Ces différences sont destinées à exprimer le fait que, en général, les

quantités d'eau évaporées sont plus grandes que pour un sol nu, l'assèchement du sol est plus poussé, les drainages sont moindres. On écrit la formule proposée par TURC (1953) pour évaluer l'évapotranspiration.

$$E.T. = \text{amin} \begin{cases} 0{,}40 \ \frac{t}{t+15} \ (Rg + 50) \\ P + \Delta_{max} - \Delta_{initial} \end{cases}$$

c'est-à-dire que les deux expressions sont déterminées et on retiendra pour le calcul du bilan hydrique la valeur la plus faible.

$0{,}40 \ \frac{t}{t+15} \ (Rg + 50)$ est souvent proche de l'évapotranspiration potentielle (d'après la formule f.(60) de TURC (1961) : c'est la valeur que prend f.(60) quand l'humidité relative de l'air pendant le mois est supérieure à 50 %).

E.T. exprime l'avapotranspiration en mm/mois

t température moyenne en °C pour le mois considéré

Rg est le rayonnement global moyen du mois considéré en $cal.cm^{-2}.J^{-1}$

Δ_{max} représente la quantité d'eau que le sol, préalablement porté à la capacité au champ, peut céder à la végétation ou évaporer directement, c'est-à-dire la réserve utile du sol.Les résultats obtenus sont présentés en annexe (annexe I).

L'emploi du programme, en prenant pour un réservoir d'eau accessible à l'évapotranspiration (Δ_{max}) une valeur de 60 mm, donne sur 7 ans, 60 mm de drainage soit 9 mm/an. Si on remplaçait les températures par des valeurs évaluées pour des régions voisines situées à 800 m d'altitude (cas de Ksar-Chellala (Tableau I.7) plus représentatives des plaines steppiques étudiées ici, on obtiendrait un drainage d'environ 2 mm par an.

TABLEAU I.7

Températures moyennes mensuelles au niveau des stations de Ksar-Chellala et El Bayadh (SELTZER,1946)

Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Ksar-Chellala	6,8	8,3	10,9	14,0	18,4	22,9	27,2	27,4	23,3	16,7	11,1	7,4
El-Bayadh	3,8	5,3	8,4	11,9	15,7	21,5	25,2	25,1	20,6	14,4	8,0	4,5

Pour El-Bayadh, au cours des 7 années prises en compte, le calcul a donné un drainage non nul à deux reprises, en janvier 1955 et janvier 1958. Il est toutefois important de souligner que les tentatives que nous avons pu effectuer sont entachées d'une grande incertitude et les résultats obtenus doivent être interprétés avec quelques réserves :

- Dans quelle mesure le climat d'El Bayadh est-il représentatif pour la région étudiée ?

- Les 7 années pour lesquelles nous avons disposé de données météorologiques sont-elles représentatives du climat d'El Bayadh ?

- De plus, en tout état de cause, les calculs très schématiques que nous avons effectués fournissent des évaluations du drainage qui peuvent être entachées d'erreur dépassant 40 mm par an, or dans des conditions climatiques de la région une telle erreur rend ces calculs difficilement utilisables : il s'agit en effet de savoir si le drainage est pratiquement nul ou s'il atteint des valeurs non négligeables en ce qui concerne les effets de lessivage.

4) Conclusion

Cette étude a donc confirmé un certain nombre de caractères bien connus du climat méditerranéen aride :

- une pluviosité annuelle très faible et très irrégulière ;
- des températures moyennes assez élevées et une sècheresse estivale toujours assez longue ;
- des transports éoliens importants.

Un intérêt particulier a été porté au bilan hydrique de ces sols. En dépit des réserves formulées lors du déroulement du calcul, on peut mettre en avant les résultats suivants :

Nous avons considéré deux cas extrêmes, "sol nu" et "sol sous végétation" couvrant bien le sol. La réalité se situe entre les deux. Il semblerait que dans notre zone d'étude, d'après les données météorologiques dont nous disposons, le drainage annuel moyen soit compris entre 2 et 20 mm pour une tranche de sol de 30 cm. Si on estime que l'assèchement atteint des profondeurs d'1 m et plus, la percolation est probablement inéxistante au-delà de cette profondeur. Ainsi donc les processus liés à la dynamique de

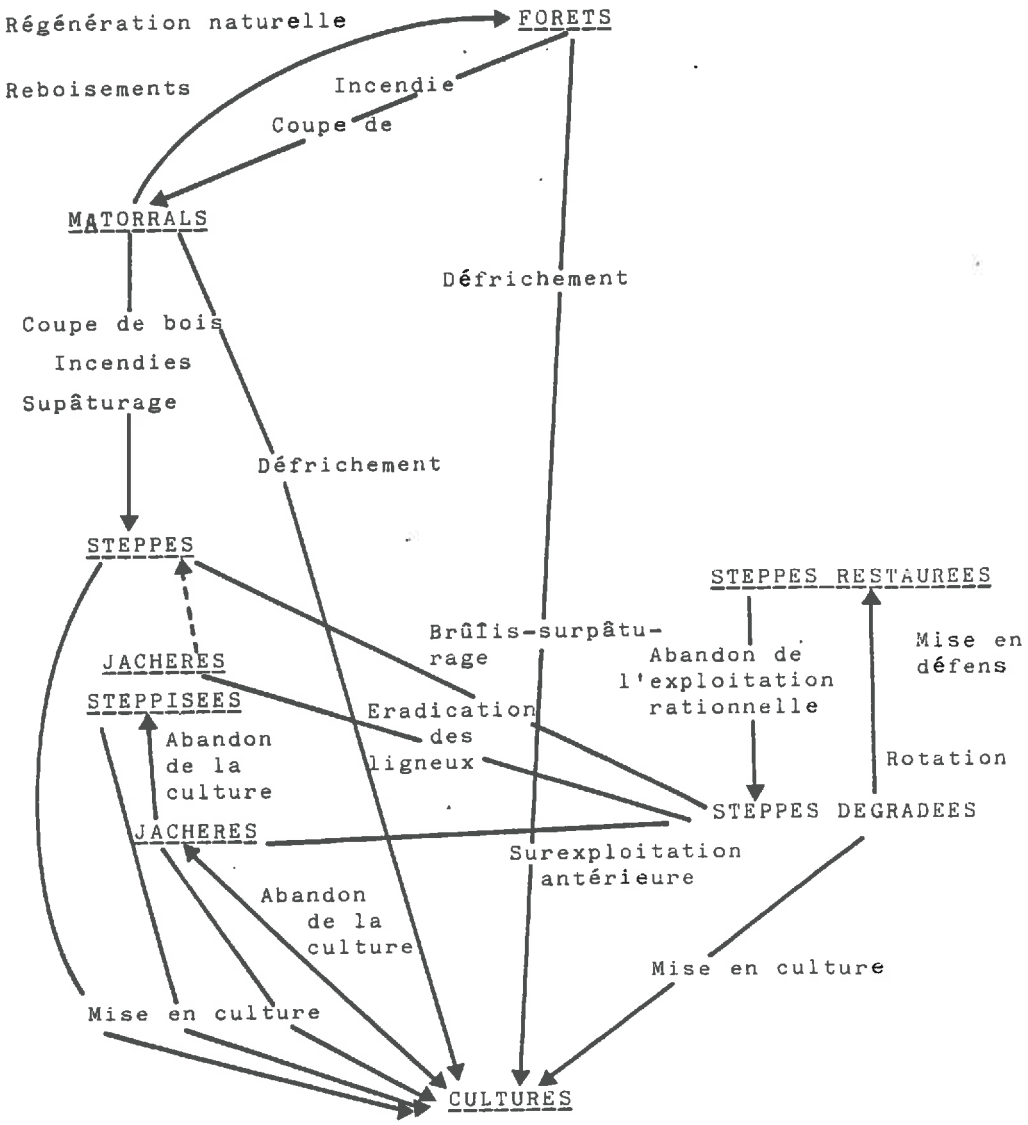


Fig. I-6 - Schéma de l'évolution de la végétation dans l'étage aride (CLAUDIN et al., 1975)

l'eau seraient limités sous le climat actuel aux horizons superficiels (20-50 cm), et à des zones à fortes concentrations d'eau, telles que les dayas et les sabkhas.

Le caractère aléatoire des percolations à travers le sol se traduit par une absence de lessivage des sels. D'autre part les conditions très évaporantes qui règnent constituent un facteur essentiel dans l'accumulation saline.

D.- LA VEGETATION NATURELLE

Même si jusqu'à présent il n'existe pas de travaux de synthèse sur la végétation steppique, cette dernière a fait l'objet de très nombreuses études phytosociologiques et écologiques. La plupart de ces études ont abouti à la conclusion que la végétation actuelle des zones steppiques est le résultat des interactions de trois facteurs essentiels, climat, sol et action anthropique, et provient de la dégradation de formations forestières primitives *(fig.I.6)*.

On peut pratiquement diviser cette végétation actuelle en :

- végétation arborescente plus ou moins dégradée :
  - . forêt
  - . matorrals
- végétation steppique :
  - . steppes graminéennes
  - . steppes à chamaephytes
  - . steppes crassulescentes
  - . steppes dégradées et post-culturales

1. La Forêt

Le HOUEROU (1971) appelle "Forêt", toute formation d'au moins 7 m de haut ayant une densité d'au moins 100 arbres à l'hectare. Il s'agit de pin d'Alep *(Pinus halepensis)* et de chêne vert *(Quercus ilex)* qui se développent sur les massifs des Atlas saharien et tellien.

2. Les Matorrals

C'est un stade de dégradation de la forêt (IONESCO et SAUVAGE,1962).

Il subsiste alors des arbustes et des arbres ne dépassant pas 7 m de haut, tels que les génevriers *(Juniperus oxycedrus et phoenicea)*, le chêne vert, le lentisque *(Pistacia lentiscus) etc...* Dans les formations forestières et leur stade de transition, on trouve un sous-bois plus ou moins abondant constitué d'espèces de formations steppiques.

3. La végétation steppique

Les steppes sont de vastes étendues couvertes d'une végétation basse et très ouverte. On distingue :

a) Les steppes graminéennes :

Steppe à alfa *(Stipa tenacissima)*, à spart *(Lygeum spartum)* à drinn *(Aristida pungens) etc...*

b) Les steppes à chamaephytes :

Steppes a *Artemisia herba alba à Helianthemum hirtum, à Artrophytum scoparium, etc...*

c) Les steppes crassullescentes :

Dès que la salure devient importante, on voit apparaître des espèces ou groupements végétaux azonaux de peu d'espèces : *Atriplex halimus, Salsola tetranda, Sueda fructiocosa, Salicornia arabica, Arthrocnemum indicum, Halocnemum strobilaceum.*

d) Les steppes dégradées et post-culturales :

Pour de multiples raisons, la steppe peut se dégrader. On remarque alors l'apparition de certains groupes spécifiques tels que les steppes à *Artemisia campestris, à Noaea micronata, à Artractylis seratuloïdes, à Peganum harmala, etc...*

4. Les relations sol-végétation

Parmi les facteurs édaphiques qui interviendraient sur la répartition de la végétation steppique, on peut citer : la texture, la salure, la teneur et le niveau de concentration du calcaire et du gypse, l'hydromorphie, la réserve en eau utile, la teneur en matière organique. Ceci a fait l'objet de travaux déjà réalisés en Tunisie et en Algérie steppiques (LE HOUEROU, 1969 ; POUGET, 1980) ; il est toutefois important de noter qu'il est difficile d'une façon générale, de lier une espèce ou un groupement végétal à un

type pédogénétique déterminé. D'autant que dans les régions steppiques, les relations sol-végétation ne font intervenir essentiellement que les horizons superficiels.

E.- L'ACTION DE L'HOMME

La mise en culture en "sec" par des techniques inadaptées (mécanisation, dry-farming), le surpâturage et l'éradication des espèces ligneuses en zone aride proprement dite (100-350 mm) sont à la base de la dégradation de la végétation naturelle et de la rupture des équilibres naturels d'une façon générale. Ces phénomènes qui ont pour conséquence la destruction du sol (érosion éolienne et hydrique, diminution du taux de matière organique etc...) ont été fréquemment étudiés (Le HOUEROU, 1969 ; FLORET *et al.* 1977 ; POUGET, 1980 ; CLAUDIN *et al.* 1975). Malgré leur importance, nous avons choisi de ne pas détailler cet aspect, notre région n'échappe pas à ce fléau qu'est la désertification et qui concerne tout le domaine aride du Maghreb.

II.- LES SOLS DES ZONES ARIDES ET PRESENTATION DES DEUX SEQUENCES ETUDIEES

A.- APERCU GENERAL SUR LES PRINCIPAUX TYPES DE SOLS DANS LA ZONE ARIDE D'ALGERIE

La cartographie des sols de la zone aride de l'Algérie est à son début, puisque moins du 20è seulement de la surface a été levé au 1/100.000. En dépit de cela, nous avons estimé adéquat de donner un aperçu général sur les différents types de sol et leur importance. Un certain nombre de travaux déjà réalisés (DURAND *et al.*1958 ; SOGREAH, 1961 ; POUGET, 1971 ; BERAUD *et al.* 1975 ; BELOUAM *et al.* 1974 ; BOUYADGIEV, 1975) ont été pris en compte. Nous essayerons d'en donner quelques caractéristiques essentielles, de situer leur importance dans la zone aride d'Algérie qui a été cartographiée.

Les sols seront classés en fonction du niveau des sels. Nous avons choisi de distinguer les types de sols suivants :

- Les sols sans accumulation de sels (au sens très large du terme sels)
- les sols calcaires
- les sols gypseux
- les sols calcaires et gypseux
- les sols salés

Ce cadre correspond en effet à un des objectifs principaux de la thèse qui est la caractérisation de ces types d'accumulations salines. A l'intérieur de chacune de ces grandes catégories de sol, nous avons choisi d'adopter le système de classification de la C.P.C.S. (1967)(Tableau I.8).

1) Les sols sans accumulation de calcaire ni de gypse ni de sels solubles

a) Classe des sols peu évolués - sous-classe des sols peu évolués non climatiques - groupe des sols d'apport - sous-groupe des sols d'apport éolien :

Ils occupent en partie certaines dayas ; de texture moyenne (la teneur en calcaire est inférieure à 2 %) ou de texture plus grossière (la teneur en calcaire est inférieure à 0,5 %). Ces sols couvrent moins de 1 % de la surface cartographiée de la zone aride d'Algérie.

b) Classe des sols calcimagnésiens - sous-classe des sols saturés - groupe des sols bruns calciques :

Ces sols sont formés en altitude. La roche-mère est du grès ou une roche calcaire dure que l'on observe à des profondeurs variables (10-60 cm). La teneur en calcaire total est en général inférieure à 1 % dans l'horizon de surface, mais peut augmenter au contact de la roche-mère. Ces sols sont très peu représentés (0,5 % environ).

c) Classe des sols à sesquioxydes de fer - sous-classe des sols fersiallitiques - groupe des sols à réserve calcique :

Comme les précédents, ces sols ne s'observent qu'en altitude et en particulier sur les deux Atlas. La roche-mère est toujours calcaire. Il s'agit de sols à profil A(B)C, non lessivés, à complexe adsorbant saturé en Ca^{++} et Mg^{++}. Ces sols sont peu profonds, ils couvrent une superficie très restreinte (0,5 % environ).

2) Les sols calcaires

a) Classe des sols minéraux bruts - sous classe des sols minéraux bruts non climatiques - groupe d'érosion :

Ces lithosols et régosols se situent pour la plupart aux pieds des montagnes et sur certaines collines. On les observe sur les roches-mères dures (calcaires, grès) ou des roches tendres (marnes). L'horizon A est très mince et surtout minéral et non structuré.

La plupart des sols de cette classe sont effectivement calcaires, mais leurs teneurs en gypse et sels solubles peuvent s'avérer très variables selon la roche-mère. Ils sont très répandus puisqu'ils représentent 20 % environ de la surface cartographiée.

b) Classe des sols peu évolués - sous-classe des sols peu évolués non xériques - groupe des sols gris subdésertiques :

Ils sont formés sur du sable éolien calcaire et ne présentent que très peu de différenciation verticale. Ils ont une conductivité électrique (*) inférieure à 7 mm.hos/cm et occupent environ 3 % de la surface.

c) Classe des sols peu évolués - sous-classe des sols peu évolués non climatiques - groupe des sols d'apport alluvial :

Ces sols se localisent sur des apports récents fluviatiles calcaires de texture très variable. Ils présentent parfois une stratification granulométrique due à la sédimentation. Le calcaire dont la teneur varie (de 5 à 35 %) avec l'origine du matériau alluvial, ne présente pas de formes d'individualisations si ce n'est des pseudomyceliums en mélange parfois avec le gypse. Ces sols sont très répandus (15 % environ de la surface).

d) Classe des sols calcimagnésiques - sous-classe des sols carbonatés - groupe des sols bruns calcaires :

Ils sont observés sur les deux Atlas et en plaine sur grès calcaire ou sur des matériaux marno-calcaires. La teneur et la distribution du calcaire sont très variables. Ils représentent environ 0,5 % de la surface cartographiée.

e) Classe des sols calcimagnésiques - sous-classe des sols carbonaté - groupe des sols bruns calcaires xériques à croûte calcaire :

Ce groupe n'est pas dans la classification C.P.C.S., mais a été introduit par la D.E.M.R.H. (1969) et par POUGET (1971). Ces types de sols occupent le vaste glacis polygénique encroûté du quarternaire ancien et moyen et en partie le glacis encroûté du quaternaire moyen. Dans l'Atlas saharien, la quasi-totalité des surfaces encroûtées où la végétation forestière a disparu en est recouverte. L'horizon A est peu épais (5.à 40 cm) et non ou localement salé. La croûte calcaire peut être salée et présenter une pellicule rubanée. Ces sols recouvrent environ 13 % de la surface.

(*) toutes les données de conductivité électrique sont relatives à des pâtes saturées

f) Classe des sols isohumiques - sous-classe des sols à pédoclimat frais pendant la saison pluvieuse :

La position topographique de ces sols est très variable : glacis polygénique encroûté du quaternaire ancien et moyen, glacis récent (en bordure du Zahrez). Le profil calcaire est différencié et l'individualisation du calcaire est très variable : diffuse, pseudomycelium, amas, nodules dans la partie moyenne du profil. Dans ces sols, on peut observer localement un encroûtement gypseux et une salinisation en profondeur due à une nappe. Ils occupent de grandes superficies (14 % environ, en particulier dans le bassin de Zahrez et la région d'Ain Oussera, sur un matériau sablo-éolien siliceux ou plus argileux comme dans les dayas. La roche-mère peut être localement marneuse, plus ou moins salée, c'est le cas dans la zone du Boughzoul.

g) Classe des vertisols - sous-classe des vertisols à drainage externe nul ou réduit :

Les caractères vertiques ont été souvent observés dans les sols calcimagnésiens (sols bruns à caractères vertiques), et peu évolués (sols peu évolués à caractères vertiques). En revanche, de véritables vertisols sont très rares en zone aride proprement dite et leur extension est limitée à certaines dayas et dépressions et sur marnes. La texture des sols est fine à très fine et confère aux sols des caractères vertiques (fentes de retrait et faces luisantes striées). Ils sont toujours calcaires.

3) Les sols gypseux

a) Classe des sols calcimagnésiques - sous-classe des sols gypseux - groupe des sols bruns gypseux :

Tous ces sols gypseux contiennent des teneurs variables en calcaire (2 à 20 %), mais toujours inférieures aux teneurs en gypse ; ils ne présentent pas d'horizon d'accumulation calcaire exprimée par des nodules ou des encroûtements. La teneur en gypse est très élevée (60 à 90 %) et diminue avec la profondeur. On peut observer une accumulation de gypse sous forme de croûte, d'encroûtements et d'amas plus ou moins calcaires. Ces types de sols sont relativement profonds (jusqu'à 20 cm) et peuvent se développer sur :

- du sable éolien gypseux
- des dunes de nabkha
- des marnes gypseuses

La conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée et assez variable mais ne dépasse pas 16 mm.hos/cm. Ces sols occupent environ 1,5 % de la surface et sont très fréquemment observés autour des Sabkhas.

b) Classe des sols hydromorphes - sous-classe des sols minéraux ou peu humifères - groupe à redistribution de calcaire ou de gypse :

Ces sols occupent une superficie très limitée (moins de 1 %) et ont été observés en bordure des chatts, dans les dépressions interdunaires et alluviales et dans certaines dayas. La nappe superficielle est peu profonde et peu salée. Ils présentent des caractères d'hydromorphie (taches rouilles et grisâtres) et ont une conductivité électrique inférieure à 7 mm hos/cm. On observe très souvent un horizon d'accumulation de gypse et parfois un encroûtement calcaire au niveau de la zone de battement de la nappe superficielle.

4) Les sols calcaires et gypseux

a) Classe des sols calcimagnésiques - sous-classe des sols carbonatés à croûte calcaire et à encroûtement gypseux :

Ces sols n'existent pas dans la classification C.P.C.S.(1967). L'encroûtement gypseux peut apparaître soit au-dessus, soit au-dessous de la croûte calcaire. Ils s'observent généralement sur les glacis anciens et polygéniques, par exemple en bordure du Zahrez. Ils sont peu répandus (moins de 1 % de la surface).

5) Les sols salsodiques

Ils sont très répandus dans les régions arides d'Algérie (25 % environ de la surface cartographiée). Leur conductivité électrique est supérieure à 7 mm hos.cm^{-1} sur l'ensemble du profil et le pourcentage de sodium échangeable sur la capacité d'échange cationique (C.E.C.) est très variable (5 à 60 %). Le calcaire est toujours présent, sauf au centre de certaines Sabkhas sur sable siliceux. Il est sous forme diffuse, pseudomyceliums ou amas friables pouvant être aussi gypso-calcaires. Pour classifier ces sols à un niveau plus détaillé, nous avons préféré à la terminologie C.P.C.S. (cf.Tableau II.8), celle basée sur le niveau de salinité et la présence d'encroûtements gypseux.

a) Les sols moyennement salins :

Ces sols se développent sur les alluvions de texture variable présentant quelque fois une stratification et des caractères vertiques. La conductivité électrique est inférieure à 20 mm hos/cm en surface avec un profil salin descendant (SERVANT, 1975) et un type de salure variant de chloruré à sulfato-chloruré. Le calcaire est diffus (10 à 20 %) ; le gypse par contre, se concentre sous forme d'amas ou de pseudomyceliums, mais sa teneur est faible (2 - 4 %) et augmente en profondeur.

b) Les sols fortement salins :

Ils sont localisés dans les chatts, notamment au Zahrez et au Boughzoul et sont développés sur des alluvions et sur des marnes salées. La conductivité électrique peut atteindre 60 mm hos/cm en surface et se manifester par des pseudomyceliums et des amas gypso-salins. Les profils salins et gypseux (4 - 24 %) sont ascendants. La salure et de type chloruré à sulfato-chloruré. Ces sols sont calcaires (10 - 20 %) à très faibles individualisations.

c) Les sols excessivement salins :

Ces types de sols occupent les Sabkhas et présentent un profil salin non différencié en hiver. En été, on peut observer de fortes efflorescences salines pouvant aller jusqu'à des croûtes en surface, ou un horizon de surface agrégé en pseudo-sable. La conductivité électrique est supérieure à 60 mm hos/cm avec une salure de type chloruré. La teneur en calcaire total est très variable (0 - 25 %). Enfin, le gypse est peu abondant sauf sur marnes gypseuses.

d) Les sols salins avec accumulation importante de gypse :

Autour des Sabkhas et dans certaines situations topographiques, on observe un encroûtement gypseux de nappe dont la profondeur et l'épaisseur sont très variables. L'accumulation du gypse se fait sur des matériaux à texture lourde, sous forme de myceliums, taches, galeries et sur des matériaux grossiers notamment sous forme de "roses de sable". Ces sols ont une concentration saline en surface (profil salin ascendant) suivi d'un horizon très gypseux (amas et nodules) et un encroûtement gypseux de nappe plus ou moins compact.

6) Les limites de la classification française - Correspondance avec la Soil Taxonomy

La classification des sols de la C.P.C.S.(1967) avait été considérée lors de sa conception en 1956 par AUBERT et DUCHAUFOUR comme conceptuelle, génétique et "descendante" (MANIL, 1959). Ce sont probablement les raisons essentielles de la grande adhésion des pédologues à cette classification lors de sa création. L'expérience a cependant montré des insuffisances et une réelle difficulté éprouvée d'une part, par les cartographes à utiliser cette classification et d'autre part, par les utilisateurs à tirer profit des documents élaborés. Ces insuffisances et difficultés sont d'ailleurs exprimées par différents pédologues dans le cadre des travaux de réflexion en cours sur cette classification. En ce qui nous concerne, c'est-à-dire pour les sols des zones arides, cette classification semble trop peu pragmatique et développe parfois des concepts qui mériteraient d'être précisés. Les classes des sols isohumiques et des sols calcimagnésiens sont des exemples frappants de cette adaptation insuffisante. Quelques exemples illustrent cela :

- De nombreux sols cartographiés en zones arides comme des sols bruns calcaires n'ont pas d'horizon (B) structural.
- Dans cette classification, un sierozem, dont le concept a été emprunté aux travaux des pédologues russes (G.AUBERT, communication orale), ne peut être à encroûtement calcaire, mais seulement à encroûtement gypseux.
- L'absence de critères objectifs clairs permettant la différenciation entre un B_{Ca} et C_{Ca}.

Contrairement à la classification C.P.C.S., la Soil Taxonomy (1975) est considérée comme pragmatique et a été mise au point pour transmettre les connaissances pédologiques aux utilisateurs des sols avec un minimum de difficultés. Cependant, appliquée aux sols des zones arides, il semblerait qu'un problème se pose quant à l'emploi du pédoclimat comme critère intervenant à un niveau élevé (ordre des aridisols et sous-ordres). En effet, d'une part, il est difficile de caractériser le pédoclimat ; on le détermine généralement indirectement à partir du climat de l'air selon la méthode de NEWHALL. D'après TAVERNIER et VANWAMBEKE (1976) et NACHTERGAELE (1981), le pédoclimat des sols des hautes plaines steppiques peut être considéré comme aridique ou ustique ou xérique et classés dans des ordres différents

en fonction d'une faible variation de l'E.T.P. ou de la pluviométrie. Inversement des sols ayant les mêmes caractères, comme les sols à croûte calcaire peuvent être classés dans des ordres différents selon les régimes thermiques. Par ailleurs, la Soil Taxonomy classe les sols des zones arides en fonction d'un paramètre extrinsèque au sol, qui est le climat actuel, alors que dans ces régions, d'une part, toutes les propriétés des sols ne sont pas sous la seule dépendance du climat actuel, mais sont en partie héritées et d'autre part, les moyennes climatiques n'ont que très peu de signification à cause de leur grande variation d'une année à l'autre. Enfin, il est important de noter que les caractères salin et sodique n'interviennent pas dans la Soil Taxonomy à un niveau suffisamment élevé. Il s'agit pourtant là de caractères essentiels, très fréquents et pratiquement permanents en zones arides. Dans l'essai de correspondance des sols de la zone aride entre les deux classifications (Tableau I.8), nous avons considéré que le pédoclimat actuel dominant est aride.

7) Conclusion

Notre objectif dans cette présentation sommaire des sols de la zone aride d'Algérie n'a pas été de discuter les systèmes de classification et de cartographie. Toutefois, il apparaît que les deux systèmes et méthodes utilisés ne répondent pas pleinement aux caractères propres des sols des zones arides liés avant tout à la présence et à la dynamique des sels. C'est pour tenir compte de ce trait fondamental que depuis quelques années RUELLAN (1980-1982) développe pour les sols calcaires une nouvelle démarche de classification. Il est essentiel d'approfondir la réflexion dans ce domaine et de l'étendre aux sols salés et aux sols gypseux. Il apparaît toutefois nettement que les sols de la zone aride d'Algérie sont diversifiés et se répartissent par exemple selon la classification française (C.P.C.S., 1967) en 8 classes de sol (Tableau I.8) : les sols minéraux bruts, les sols peu évolués, les sols calcimagnésiens, les sols à sesquioxydes de fer, les sols isohumiques, les sols salsodiques, les vertisols et les sols hydromorphes. Les sols de cette zone diffèrent surtout par leur texture, leur morphologie, le mode d'évolution pédogénétique et par le niveau et le mode de salinisation. Leur extension spatiale est très variable. Mais cette diversité ne doit pas cacher leur caractère principal et quasi-général : le grand rôle que jouent les sels au sens large du terme (le calcaire, le gypse et les sels solubles).

TABLEAU .I.8- Les principaux types de sols en zone aride d'Algerie (selon la C.P.C.S, 1967 et comparaison avèc la soil Taxonomy, 1975).

CLASSE	SOUS CLASSE	GROUPE	SOUS-GROUPE OU PHASE	% DE LA SURFACE TOTALE	SOIL TAXONOMY-GRANDS GROUPES COMPLETEMENT OU PARTIELLEMENT INCLUS
S. Minéraux bruts	non climatique	d'érosion	-	20	Rock land/Torriorthents
Sols peu évolués	xérique	d'apport éolien	calcimorphe	3	Torriorthents/Torripsamments
Sols peu évolués	non climatique	d'apport alluvial	-	15	Torrifluvents/Ustiffluvents
Sols peu évolués	non climatique	d'apport éolien	-	1	Torriorthents
S. calcimagnésiques	sols saturés	sols bruns calciques	-	0,5	Xérochrepts
Sols calcimagnési-	sols carbonatés	-rendzines	-	0,5	Haploxerolls/Xerorthents
Sols calcimagnési-	sols carbonatés	-bruns calcaires	à croûte calcaire	13	Paléorthids
S.calcimagnésiques	S.carbonatés	S. Bruns calcaires	-	0,5	Ustochrepts/Xerochrepts
S.calcimagnésiques	S.gypseux	S.bruns gypseux	à encroûtement calcaire	1	Gypsiorthids ou paléorthids
S.calcimagnésiques	S.gypseux	S.bruns gypseux	-	1,5 .	Gypsiorthids
S.isohumiques	à pédoclimat frais pendant la saison pluvieuse	-	-	14	Camborthids/Calciorthids

(Suite) Tableau I.8 - Les principaux types de sols en zone aride d'Algérie

Classe	Sous-Classe	Groupe	Sous-Groupe ou Phase	% de la surface totale	Soil taxonomy-grands groupes complètement ou partiellement inclus
S.à sesquioxydes de fer	Sols fersialitiques	à réserve calcique	-	0,5	Xérochrepts
Sols Salsodiques	Structure non dégradée	Solonchak	moyennement salin	25	Torrifluvents
	-	Solonchak solonetz	Fortement salin		Torrifluvents Torriorthids
	Structure alcali	sol salé à salin	excessivement salin		Idem + Salorthids
			à encroutement gypseux		Gypsiorthids
			à croûte calcaire et à encroûtement gypseux		Péléorthids Gypiorthids
Sols hydromorphes	Sol minéraux ou peu humifère	à redistribution de calcaire et de gypse		1	Cambic et typic calcic gleysol Gypiorthids
Vertisols	à drainage externe nul ou réduit				Chromoxererts et pellexererts

B.- PRESENTATION PRELIMINAIRE DES SEQUENCES ETUDIEES

A la suite d'une prospection pédologique et surtout sur la base des cartes géologiques et pédologiques dont nous disposions, nous avons choisi deux séquences de sols. Ce choix a été guidé par les objectifs suivants :

- Retrouver le long d'une séquence, les formes les plus diversifiées d'accumulation de : calcaire, gypse, sels solubles.

- Retrouver des séquences développées sur des matériaux de textures différentes et couramment rencontrées en zone aride : les calcaires et les grès, les marnes, les argiles rouges du Mio-Pliocène, les apports éoliens, les alluvions et colluvions.

- Enfin, faire intervenir un facteur important dans le développement du profil : la nappe superficielle.

La séquence I (Zahrez)

Cette séquence est située à 3 km au sud d'Hassi-Bahbah. Pour son choix, nous avons utilisé la carte pédologique au 1/100.000è de Rocher de Sel (POUGET, 1971). La séquence s'étale sur 7 km et son point-haut est caractérisé par une croûte calcaire sur calcaire du Cénomanien en mélange avec du grès rouge calcaire (*fig.I.7*). Le point-bas est situé en pleine sabkha sur marne. Entre ces deux extrémités, la toposéquence est développée sur des matériaux meubles et des colluvions et alluvions plus ou moins argileux, quartzeux et calcaires. La dénivellée est d'environ 50 m.

a) Les nappes superficielles

Ces nappes ont des profondeurs très variables. Le niveau piézométrique serait à environ 3 m dans des matériaux meubles de haut de séquence ; il s'agit de la nappe des "terres blanches" (POUGET, 1971). En bas de séquence, la nappe affleure presque à la surface du sol (à 10 cm au centre de la sabkha en fin de période sèche). La nappe des "terres blanches" circule du nord vers le sud sur un niveau imperméable (les marnes) dans un aquifère sableux. Nous verrons ultérieurement que le niveau de cette nappe a baissé au cours de la période historique récente par suite probablement de la surexploitation, de l'aridité et du déboisement. Elle se mélangerait en bas de séquence à des nappes salées et hypersalées peu profondes (moins d'1m) alimentées par les Oueds descendant du sud de l'Atlas saharien et passant à

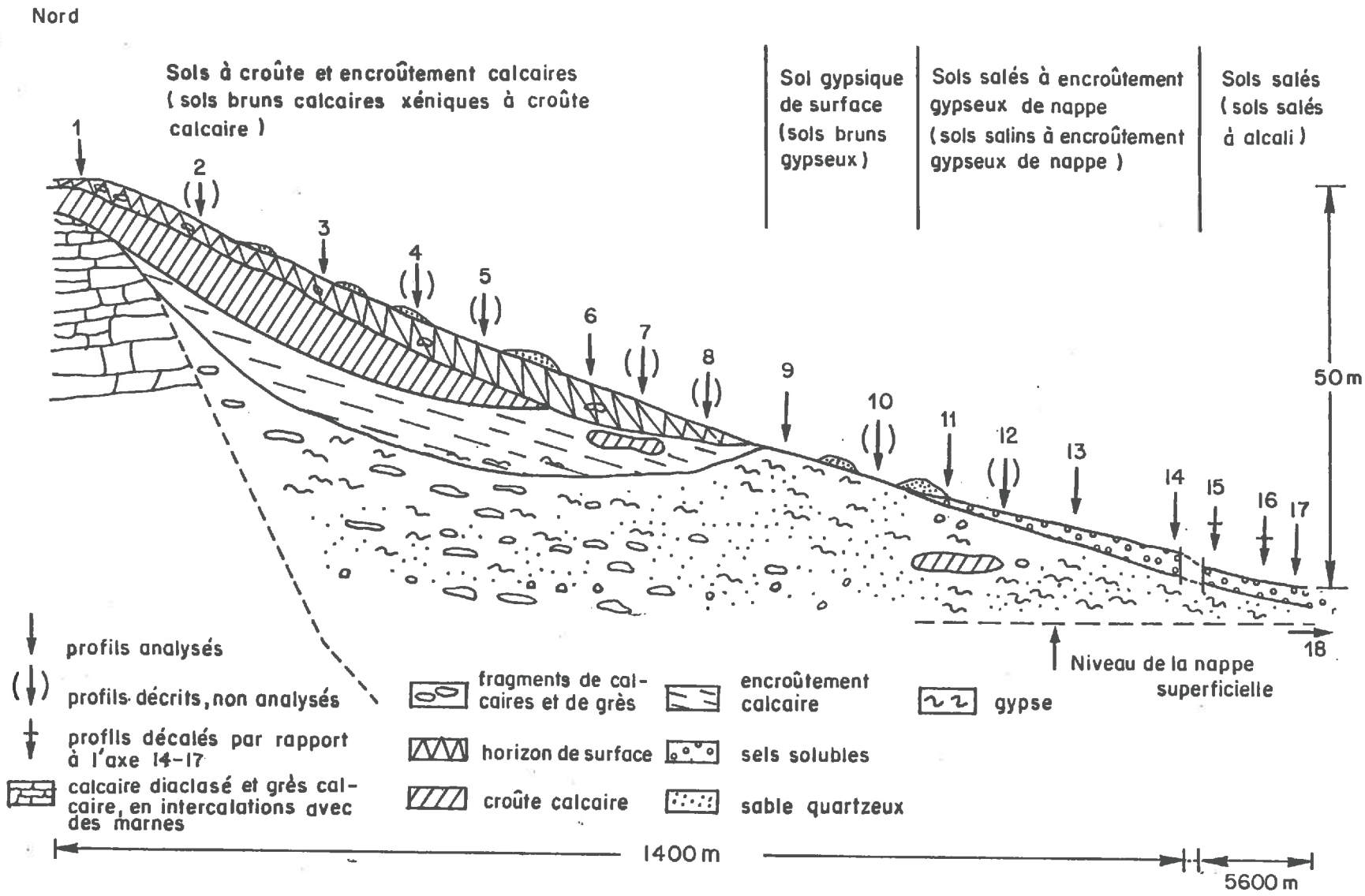


Fig.I.7 : SCHEMA DE LA SEQUENCE du ZAHREZ

côté du Trias de Rocher de Sel. Ces nappes salées soumises à une forte évaporation seraient la cause de la formation d'horizons salins et gypsiques.

b) Les types de sols observés le long de la séquence

De l'amont vers l'aval de la séquence on distingue (C.P.C.S., 1967 ; cf. réflexion proposée au § II.A) :

1) Les sols minéraux bruts - non climatiques d'érosion

Ils correspondent aux affleurements de roches dures (calcaires et grès) de la partie sommitale de la séquence.

2) Les sols calcimagnésiques - carbonates - sols bruns calcaires

Il s'agit de sols qui répondent à la description du sous-groupe "sols bruns calcaires xériques à croûte calcaire", en admettant que le terme croûte intégre les encroûtements calcaires. Ils sont observés sur le glacis encroûté du quaternaire moyen et sont développés, soit sur calcaire du Cénomanien, soit sur matériau meuble.

Dans quelques cas, en haut de la séquence, la croûte calcaire apparaît en surface avec de nombreux fragments calcaires. Ces derniers sont aussi observés dans les horizons superficiels des sols à croûte et encroûtements calcaires, situés plus en aval. Par ailleurs, il est important de signaler, qu'à la base des profils développés sur matériaux meubles, il y a une accumulation de gypse pulvérulent et cristallisé, ainsi que des taches d'oxydo-réduction. Dans la terminologie de RUELLAN (1970), ces sols sont à profil calcaire très différencié. Enfin, c'est au niveau de ce sous-groupe que POUGET (1980) a observé des "plages de salure" attribuées à une croûte calcaire salée.

3) Les sols calcimagnésiques - gypseux - sols bruns gypseux

En surface, ces sols se caractérisent par la formation d'un réseau polygonal. L'effervescence à HCl est limitée aux horizons de surface. Souvent ces sols sont recouverts par un voile de sable siliceux non gypseux. On peut remarquer sur ces sols, comme sur les sols à croûte calcaire, des micro-dunes de sable éolien légèrement calcaire (< 5 %) et non gypseux, fixées par une végétation naturelle (Tamarix, Aristida, Atriplex etc...) indicatrice du substrat sous-jacent.

4) Les sols salsodiques, a encroûtement gypseux de nappe

L'épaisseur de l'encroûtement gypseux varie de 30 à 70 cm (elle diminue dans le sens chatt → sabkha) et sa profondeur de 20 à 60 cm. Localement, cet encroûtement gypseux peut se former entre une croûte calcaire sous-jacente et un horizon salin.

5) Les sols salsodiques sans encroûtement gypseux

Les sols moyennement salins sont développés sur un matériau de texture très variable. Au centre de la sabkha, ces sols présentent généralement un horizon noir à sulfure et peuvent être recouverts par une épaisse croûte saline (NaCl). D'autres profils en bas de séquence fortement salins ont une morphologie qui rappelle celle des sols salés à alcali, présentés par POUGET (1971). Ils ont un horizon de surface (5-6 cm) à structure poudreuse ou micro-polyédrique (pseudosable) sur un autre très massif et très imperméable. Enfin, on observe dans ces sols une nappe à faible profondeur, à faciès chimique chloruré et parfois une stratification de couches de textures différentes.

La séquence II (Boughzoul)

Il s'agit d'une séquence dont le point-haut se trouve au niveau de la koudiat-el-Khachem, à 10 km au sud du village de Boughzoul *(fig.I.8)*. Cette butte culmine à 680 m d'altitude. Le point-bas de cette séquence longue de 2500 m est à 612 m d'altitude. La partie haute de cette toposéquence développée sur des argiles rouges probablement du Mio-Pliocène, est occupée par des accumulations gypso-calcaires. La croûte gypseuse recouvre l'ensemble et enrobe une dalle calcaire vraisemblablement Moulouyenne très fragmentée. Parfois, la dalle est absente et le gypse apparaît alors au contact d'une croûte calcaire feuilletée. La partie moyenne et basse (quaternaire moyen et récent) est développée sur marne. Enfin, entre les argiles rouges et les marnes, il faut signaler un puissant niveau de gypse sous forme de blocs.

a) Les nappes superficielles

Au niveau de cette séquence et par rapport au point-haut, la profondeur de la nappe est à plus de 70 m. Elle n'intervient actuellement dans la dynamique des sols qu'au niveau de la sabkha où elle a été observée

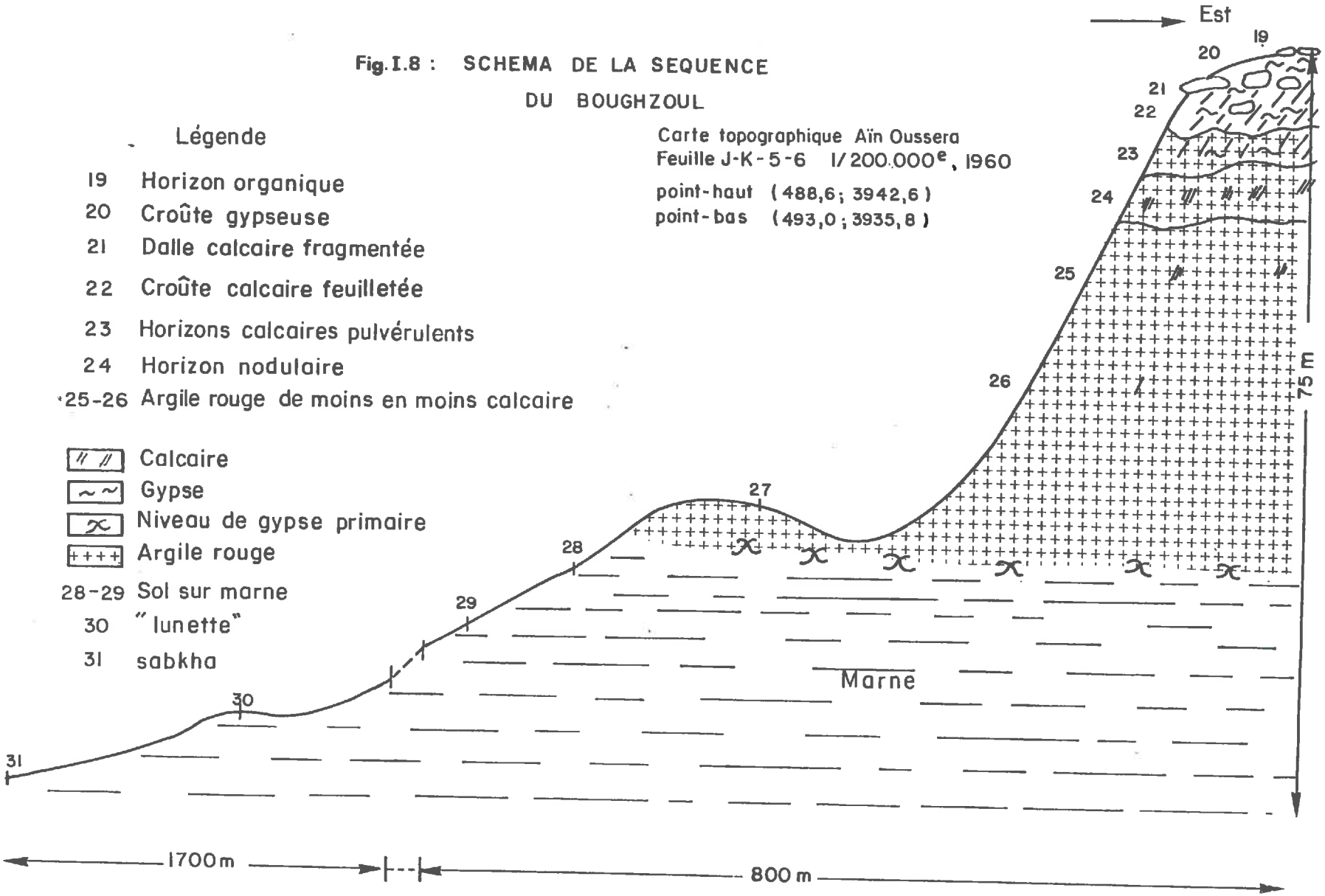
Fig.I.8 : SCHEMA DE LA SEQUENCE DU BOUGHZOUL

Légende

19 Horizon organique
20 Croûte gypseuse
21 Dalle calcaire fragmentée
22 Croûte calcaire feuilletée
23 Horizons calcaires pulvérulents
24 Horizon nodulaire
25-26 Argile rouge de moins en moins calcaire

Calcaire
Gypse
Niveau de gypse primaire
Argile rouge
28-29 Sol sur marne
30 "lunette"
31 sabkha

Carte topographique Aïn Oussera
Feuille J-K-5-6 1/200.000e, 1960
point-haut (488,6; 3942,6)
point-bas (493,0; 3935,8)



en fin de période estivale, à 1 m 20 dans un substrat marneux.

b) *Les types de sols le long de la séquence*

D'amont en aval de la séquence on distingue :

1. Les sols calcimagnésiques gypseux a encroûtement gypseux de surface :

L'horizon organique de surface est en effet très souvent absent et laisse apparaître la croûte gypseuse. En profondeur cette dernière est observée au même niveau que des éléments de dalle ou de croûte calcaires.

2. Les sols salsodiques moyennement ou fortement salins

Ce sont des sols sur marnes salées. Sur le terrain, l'élément essentiel à noter est la remarquable structuration de cette marne qui passe de massive à la base, à lamellaire de plus en plus fine puis à une structure polyédrique et en pseudosable en surface.

3. Les sols minéraux bruts d'apports éoliens Les "Lunettes" :

Il s'agit de matériaux d'apport éolien, très argileux, gypseux, calcaires et salés constituant un horizon bien structuré, poreux et friable. L'origine de ces "lunettes" observées dans des régions voisines serait selon BOULAINE (1953) les matériaux de la surface pulvérulente et salée du centre de la sabkha.

4. Les sols salsodiques excessivement salins de la sabkha :

Ces sols sont excessivement salés par ennoyage des marnes salées et influence d'une nappe superficielle peu profonde. Ils sont caractérisés par un horizon noir de sulfures et présentent, en certains endroits de larges fentes de retraits durant la période sèche. A cette saison sèche, la surface est cependant généralement recouverte par une pellicule lamellaire et, par endroits, de bosses constituées de pseudo-sables. Enfin on notera que ces sols sont aussi gypseux.

Conclusion

A cette échelle d'investigation, ces deux séquences peuvent être considérées comme représentatives des sols environnant les sabkhas et même des principaux types de sols des zones arides. Nous avons, en effet,

observé dans ces deux séquences les trois grands types d'accumulation de sels (calcaires, gypseux et sels solubles), en termes de classification, les sols observés couvrent une large gamme des sols courants dans ces régions. Sur le terrain, nous remarquons déjà que les deux séquences sont développées sur des matériaux de textures différentes :

- La séquence du Zahrez est plutôt sableuse sur la plus grande partie de sa longueur ;
- La séquence de Boughzoul est plus argileuse.

Ceci les rend complémentaires.

Sur les matériaux provenant de ces séquences et à travers l'étude pétrographique, minéralogique et géochimique, nous allons tenter d'analyser les problèmes que soulèvent ces couvertures pédologiques. Dans cette partie de l'étude, nous envisagerons successivement les accumulations calcaires, gypseuses, de sels solubles et la minéralogie de la fraction "argile".

Dans un second temps, nous entreprendrons des études expérimentales sur modèle pour vérifier les hypothèses avancées et approcher les processus susceptibles d'intervenir.

——— * ———

CHAPITRE II

LES ACCUMULATIONS CALCAIRES

I.- INTRODUCTION

Les accumulations calcaires ont fait l'objet au Maghreb de travaux nombreux et appronfondis (AUBERT, 1947 ; GAUCHER, 1947 ; DURAND, 1956 ; BOULAINE, 1957 ; CHARLES, 1976 ; WILBERT, 1962 ; RUELLAN, 1970 ; MATHIEU *et al.*, 1976 ; VOGT, 1984).

Tous ces auteurs ont constaté la diversité de la morphologie des accumulations calcaires en fonction de nombreux facteurs : âge de la surface encroûtée, nature du matériau, situation topographique. Ceci explique que leur genèse a alimenté et alimente encore la littérature scientifique, sur le fait en particulier de savoir si ces accumulations sont dues à des processus sédimentologiques ou pédologiques et s'il y a une relation génétique entre elles et les horizons sous-jacents et sus-jacents. Il a donc fallu, pour décrire sur le terrain et classifier ces accumulations, disposer d'une terminologie bien adaptée. Ceci a été fait par RUELLAN (1970).

A l'inverse de la macromorphologie, l'étude microscopique des sols hypercalcaires de ces régions est très peu développée. Aussi, c'est par cette démarche que nous avons choisi d'aborder le problème de la genèse et du fonctionnement des accumulations calcaires. La littérature consacrée à ces accumulations, à travers le monde (KUBIENA, 1938 ; BUURSINK, 1971 ; BAL, 1975 ; SEHGAL et STOOPS, 1972 ; POUGET, 1980 ; VERGES, 1982 ; BUTTEL, 1982) montre que la terminologie employée est très discutée et souvent

contradictoire. Un certain nombre de questions n'ont pas trouvé de réponses acceptées par tous les auteurs, en l'occurence :

- Sur quels critères faut-il fonder la distinction entre la calcite du plasma de celle du squelette et de celle des traits pédologiques ?
- Comment différencier la calcite néoformée (secondaire ou authigène) de la calcite héritée (primaire ou allogène) ?
- Existe-t-il une relation entre la taille et la forme de la calcite d'une part et son origine, ou le stade d'évolution de l'accumulation calcaire d'autre part ?

Par ailleurs, les travaux effectués au Maroc et en Mauritanie (MILLOT *et al.*, 1977) ont mis en évidence, à l'aide d'études pétrographiques, que l'épigénie calcaire, avec possibilité éventuellement de néoformation argileuse comme stade intermédiaire, était un phénomène majeur de l'évolution superficielle en zone aride.

Face à cet état des connaissances, notre démarche sera de décrire à différentes échelles (macro, micro et nanomorphologiques) et de caractériser du point de vue physico-chimique les accumulations calcaires, observées dans les deux toposéquences, en mettant l'accent sur les relations entre les constituants calcaires et les autres constituants du matériau pédologique.

Nous présenterons au niveau de chaque séquence, tout d'abord les données pétrographiques et physico-chimiques par type d'horizon, puis nous raisonnons à l'échelle du profil.

II.- LA SEQUENCE DU ZAHREZ

C'est dans la partie amont de la séquence *(Fig.I-7)*que la concentration du calcaire est la plus importante. L'étude détaillée des accumulations calcaires portera donc sur les sols de cette portion de séquence, où elles se sont développées, soit sur du calcaire du Cénomanien, soit sur un matériau meuble calcaire, sablo-limoneux et renfermant de nombreux fragments de calcaire et de grès. On distinguera dans les profils pédologiques trois types d'horizons *(Fig. II.1)*.

- Les horizons au-dessus de la croûte ou de l'encroûtement calcaires,

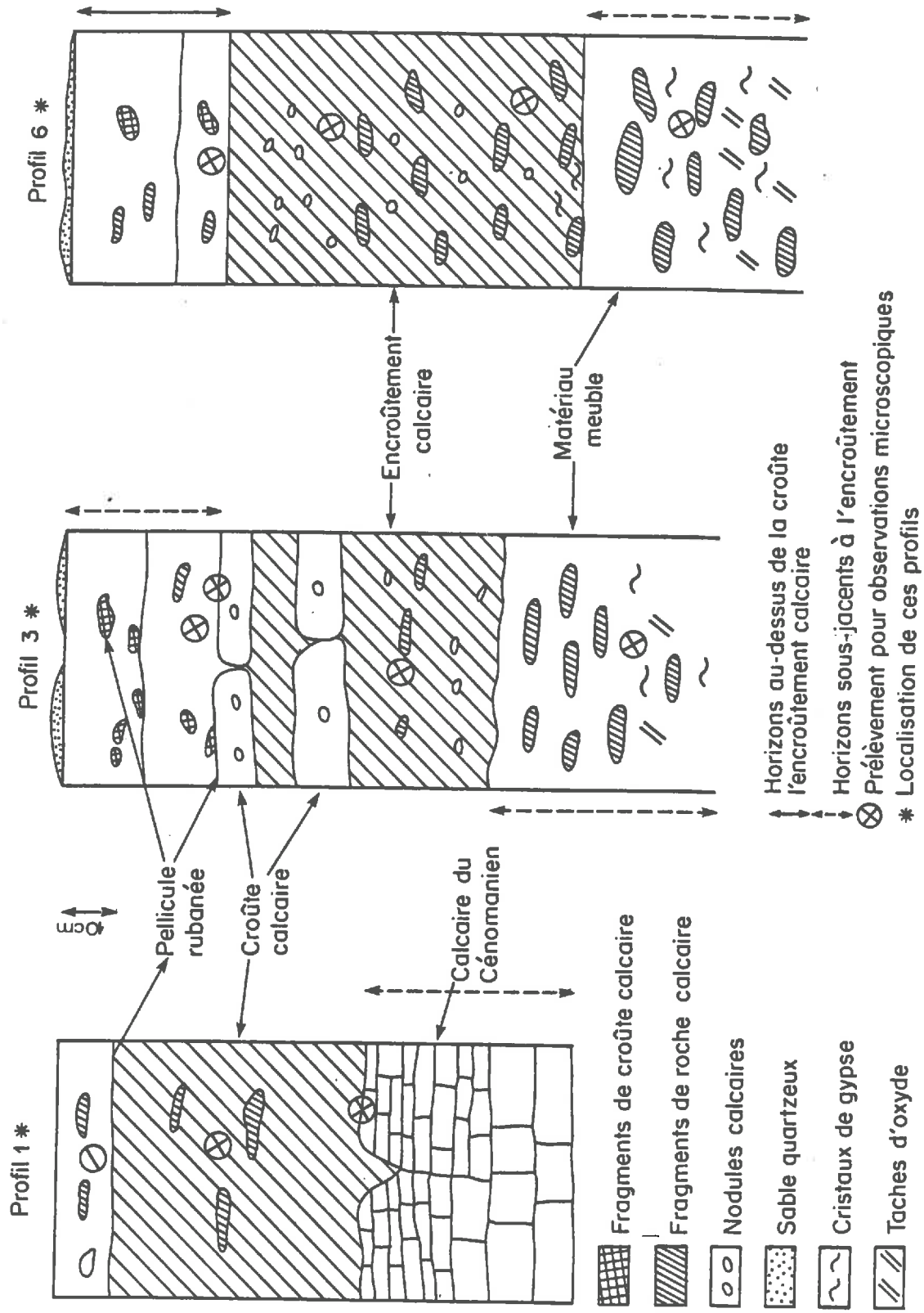


Fig. II-1 - Schéma de profils pédologiques de la partie amont de la séquence du Zahrez

- La croûte et/ou l'encroûtement calcaire,
- Les horizons sous-jacents à la croûte ou à l'encroûtement calcaires.

A.- LES HORIZONS AU-DESSUS DE LA CROUTE ET/OU DE L'ENCROUTEMENT CALCAIRES

1) Les données macroscopiques et analytiques

a) Ces horizons de surface peuvent être recouverts par un voile (1-3 cm) quartzeux. Ils ont généralement une épaisseur comprise entre 5 et 50 cm, mais sont absents par endroits au sommet de la séquence. Ils sont de couleur brun pâle (7,5 YR 5/4), de texture sableuse à sablo-argileuse et ils ont des teneurs variables en calcaire.

Ces horizons renferment de nombreux morceaux de croûte calcaire, de calcaire et de grès, et ceci notamment au-dessus des encroûtements. En outre la croûte calcaire en place apparaît fragmentée en surface. Dans les sols développés sur matériau meuble, on distingue au-dessus de la croûte ou de l'encroûtement deux horizons se différenciant par leur texture et leur structure qui passent verticalement du haut vers le bas de sableuse particulaire à sablo-argileuse polyédrique, plus ou moins nette. Au niveau du second horizon on observe la présence de nombreux pseudomycéliums calcaires. Ces horizons sont très poreux (porosité interparticulaire et inter-agrégat), avec une importante activité biologique, en particulier racinaire. Le passage entre-eux est graduel, alors qu'il est très brutal avec des horizons sous-jacents.

b) *Données analytiques* (Tableaux II-1 à 5)

- Ces données confirment que la texture des horizons au-dessus de la croûte et de l'encroûtement est effectivement sableuse, à prédominance de quartz. En outre, l'argile augmente sensiblement à la base de ces horizons.

- La teneur en calcaire est variable, mais elle est relativement faible. En outre, l'étude de la répartition du calcaire dans les différentes fractions granulométriques révèle qu'il est surtout concentré dans la fraction limoneuse.

- Du point de vue des sels autre que le calcaire, ces horizons ne renferment pas de gypse et généralement pas ou peu de sels solubles. Toutefois, au niveau du profil 1, nous avons constaté une forte salure, ce qui semble caractériser les plages de salure de POUGET (1980).

TABLEAU II-1

Données analytiques - Profil 1

Echantillons	Profondeurs cm	granulométrie (sans décarbonatation) en %					Calcaire total %	Gypse %	C.E. mmhos. cm^{-1}	pH		M.O. %	C/N
		Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers				eau 1/2,5	KCl		
101	0-10	13,4	7,3	15,9	29,3	33,7	28	1,5	6,3	8,4	7,9	1,9	11
102	10-60	2,0	8,9	21,0	23,1	45,4	60	4,6	21,2	8,25	8,1	1,25	8

TABLEAU II-2

Données analytiques - Profil 3

Echantillons	Profondeur cm	Granulométrie (sans décarbonatation) en %					Calcaire total %	Gypse %	C.E. mmhos. cm^{-1}	pH		M.O. %	C/N
		Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers				eau 1/2,5	KCl		
301	0-15	3,0	2,5	3,0	25,5	59,0	2,5	0	0,9	9,0	7,75	0,41	11,5
302	15-30	9,9	9,3	7,1	26,0	49,0	8,0	0,75	1,1	8,9	7,7	0,41	12
303	30-50	1,0	21,9	12,0	30,0	31,1	78	2,5	4,6	8,7	8,35	1,5	9
304	50-60	2,1	28,3	17,7	22,5	29,1	77	3,0	5,8	8,7	8,3	1,7	9,5
305	60-90	1,0	28,5	15,0	29,0	23,5	80	9,8	8,1	9,0	8,35	1,7	8,2
306	90	7,1	29,1	17,6	23,0	20,0	70	20,0	9,0	8,55	8,25	1,04	7,2

TABLEAU II-3

Analyse grnaulomètrique - Profil 6 en % de la terre fine

Echantillons	Profondeur cm	Argile		Limons fins		Limons grossiers		Sables fins		Sables grossiers	
		sans décar.	après décar. (1)	sans décar.	après décar. (1)	sans décar.	après décar. (1)	sans décar.	après décar. (1)	sans décar.	après décar. (1)
601	0-20	3,7	3,0	1,5	0,75	1,8	1,8	22,6	23	67,6	67
602	20-30	14,0	16,0	8,8	6,7	5,0	5,0	18,7	16,0	49,4	49,0
603	30-40	2,0	3,0	11,6	6,5	11,7	4,2	17,8	5,0	52,0	10,7
604	40-90	0	3,0	18,4	5,5	14,8	4,2	18,7	5,4	42,5	10,6
605	90-110	0,5	2,5	28,5	6,6	17,4	5,2	15,0	5,4	28,7	11,6
606	110-130	12,0	14,2	38,5	15,0	9,5	4,5	10,7	5,6	13,7	5,2
607	130	10,1	13,6	35,5	19,5	10,6	8,0	11,2	10,0	7,4	7,0

(1) Résultats rapportés à l'échantillon non décarbonaté

TABLEAU II-4

Données physico-chimiques - Profil 6

Echantillons	Profondeur cm	Calcaire %	Gypse %	C.E. mmhos. cm^{-1}	pH		M.O. %	C/N
					eau 1/2,5	KCl		
601	0-20	2,5	0,3	0,75	8,8	7,9	0,30	11,9
602	20-30	13,7	2,3	1,6	8,7	7,8	0,75	11,1
603	30-40	63,0	0,55	8,6	8,6	8,4	1,3	10,2
604	40-90	67,5	2,7	7,5	8,55	8,4	1,5	8,6
605	90-110	65,0	12,6	11,8	8,35	7,85	1,15	9,2
606	110-130	45,0	35,9	15,9	9,0	8,5	1,05	7,3
607	130	33,0	29,4	18,6	8,5	8,1	0,8	7,0

TABLEAU II-5

Teneur en $CaCO_3$ des différentes fractions granulométriques (en %) - Profil 6

Echantillon	Teneur globale en %	Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers
601	2,5	0	18,6	16,7	2	1,12
602	13,7	15,2	45,7	35,1	7,9	3,8
603	63		82,8	86	61,4	50,6
604	67,5		81,9	80,2	51,4	50,0
605	65		81,6	60,6	30,4	32,6
606	45		76,25	60,0	16,0	39,2
607	33		75	65,7	14	19,3

2) Les données microscopiques (1)

a) *Microscopie optique*

L'accent a été mis sur l'analyse microscopique de l'horizon inférieur qui présente des pseudomycéliums.

1. Le fond matriciel :

Le squelette est abondant (entre 40 et 60 % de la surface de la lame). Il est constitué essentiellement de quartz arrondis à subarrondis. Le plasma argileux est ferrugineux, il occupe environ 20 %. L'assemblage plasmique est de type squelsepique. La distribution relative du squelette par rapport au plasma est agglomeroplasmique à intertextique. La porosité est importante (environ 30 %). Elle est représentée par des vides d'entassement, mais aussi par des vides biologiques (chenaux et chambres) et quelques fissures.

2. Les traits pédologiques sont constitués de cristallarias de calcite (confirmée aux rayons X et à l'A.T.D.) en forme de rhomboédres sur les parois de la porosité. Toutefois, on note aussi la présence de cristaux en "étoiles" (Pl. II-1.a) qu'on a attribué à de l'aragonite par analogie

(1) Pour les techniques et la méthodologie employées, voir Annexe IV.

avec ce qui a été décrit dans la littérature (NAHON *et al.*, 1980). Ces cristallarias correspondent aux pseudomycéliums observés en microscopie et constituent un indice de la dynamique de $CaCO_3$. Enfin, il faut mentionner quelques pédoreliques (croûtes calcaires) et lithoreliques (calcaires), ainsi que de nombreux pédotubules de calcite.

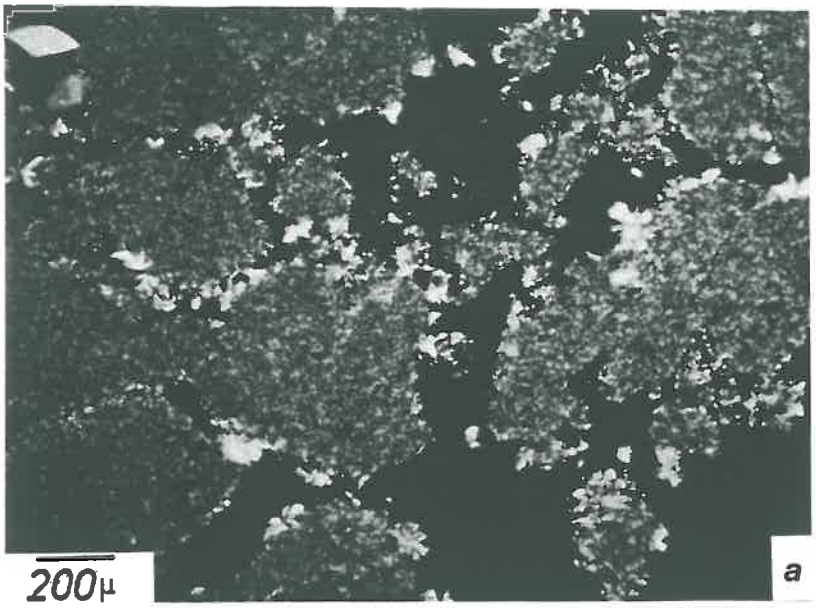
b) *Microscopie à balayage*

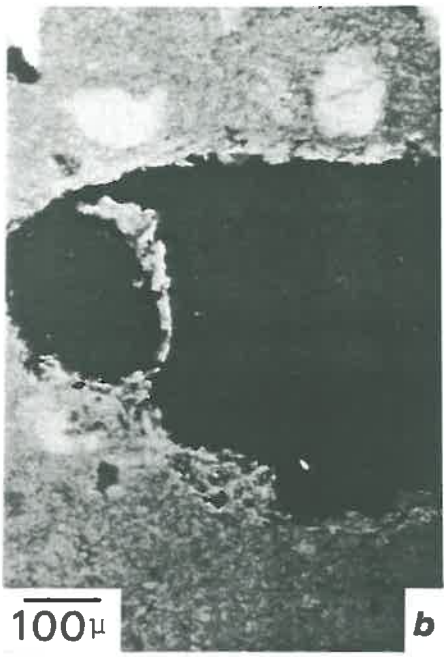
Les échantillons observés montrent une certaine agrégation et une forte porosité interparticulaire. On ne décèle aucune trace de gypse, de NaCl ou d'argile fibreuse. En revanche, on note une forte activité biologique à travers les nombreux filaments mycéliens et les poils absorbants. Les cristaux de quartz présentent tous les caractères de grains d'origine éolienne (HALITIM *et al.*,1981). Ils sont en partie recouverts par des "lambeaux" d'argile probablement illite, smectite et chlorite (à la microsonde on détecte par ordre décroissant Si, Ca, Al, Mg, Fe, K) en mélange avec de la calcite et du fer. On observe aussi des pustules et des "fleurs" de silice amorphe sur la surface de certains quartz (Pl.II-2.a) sur d'autres grains de quartz, la calcite se présente en bâtonnets s'organisant en "nid de pie" (Pl.II-2.b,c,d)(POUGET, 1980). En revanche, la calcite en baguettes est très peu importante et généralement liée aux fragments de croûtes calcaires. Toutefois, il y a lieu de noter qu'il n'a pas été possible de ce point de vue de mettre en évidence des différences nettes entre les deux horizons distingués.

3) Résumé et interprétation

- Ces horizons sont très riches en quartz d'origine éolienne et de fragments calcaires. Les cristaux de quartz présentent des traces de dissolution par la calcite et de reprécipitation de silice amorphe en "fleurs" qui serait l'indice d'un milieu agressif (LE RIBAULT, 1977) et d'une dynamique possible de la silice.

- La calcite est surtout en forme de rhomboèdres à faces peu nettes, de bâtonnets et de baguettes. Ces dernières sont peut être en relation avec les reliques de croûte calcaire. Néanmoins une certaine dynamique du carbonate de calcium est mise en évidence à travers les traits pédologiques représentés par de nombreux cristallarias de vide.





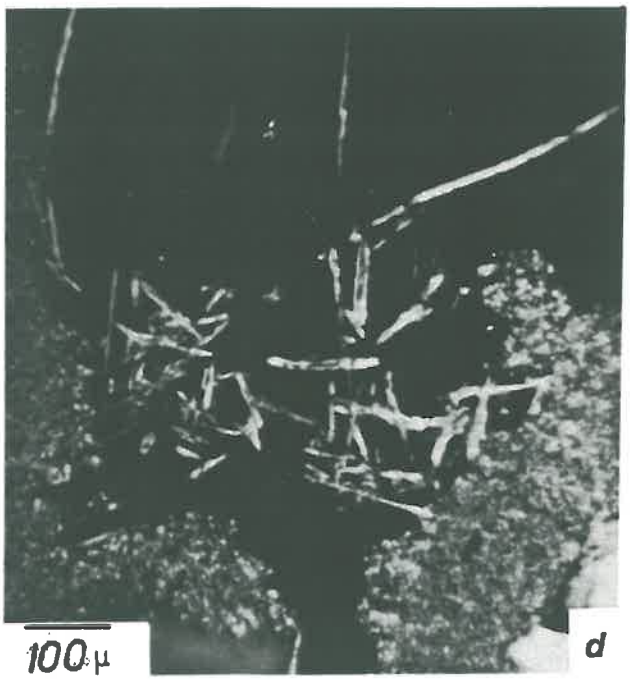


PLANCHE II-1 - L.P. : (a) cristaux en "étoiles" sur le pourtour des agrégats ; ces cristaux seraient de l'aragonite ;
(b) (c) (d) : cristaux de calcite en baguettes dans la porosité ou sur les parois des vides

- On notera l'absence dans ces horizons d'argile fibreuse, de gypse et de sels solubles.

B.- LA CROUTE ET L'ENCROUTEMENT CALCAIRES

1) Les données Macroscopiques et analytiques

a) Sur le terrain, ces horizons apparaissent bien individualisés, mais ils sont très hétérogènes et peuvent être continus ou discontinus La croûte calcaire (au sens où ce terme a été employé par RUELLAN, 1970) est rose pâle (7,5 YR 8/6) et sa dureté diminue de haut en bas. Elle est massive. Sa surface bosselée, peut être marquée par la présence d'une pellicule rubanée de couleur grisâtre, recouverte de fines racines.

Sur matériau meuble la croûte calcaire surmonte un encroûtement qui est soit tuffeux, soit nodulaire, soit pulvérulent. Certains caractères morphologiques pouvant coéxister. L'encroûtement est de couleur "blanc sale" lorsqu'il est légèrement humide et blanc au sèchage à l'air. La limite avec l'horizon sous-jacent est très diffuse.

b) *Des résultats analytiques* (Tableaux II-1 à 5), on retiendra que :

- La croûte et l'encroûtement calcaires, coïncident avec le maximum de calcaire *(Fig.II-1)* qui est concentré principalement dans les fractions grossières.

- Sans décarbonation préalable, la texture apparaît sableuse. Après décarbonatation, on remarque que toutes les fractions granulométriques diminuent, sauf la fraction "argile" qui augmente au détriment surtout de la fraction."limon" (Tableau II-3).

- Dans les sols développés sur matériau meuble ces horizons montrent un accroissement très significatif de la teneur en sels solubles (conductivité électrique) par rapport aux horizons sous-jacents (Tableaux II-2 et 4).

- Le gypse est présent dans certains profils à la base de ces horizons.

2) L'analyse microscopique

a) *Microscopie optique*

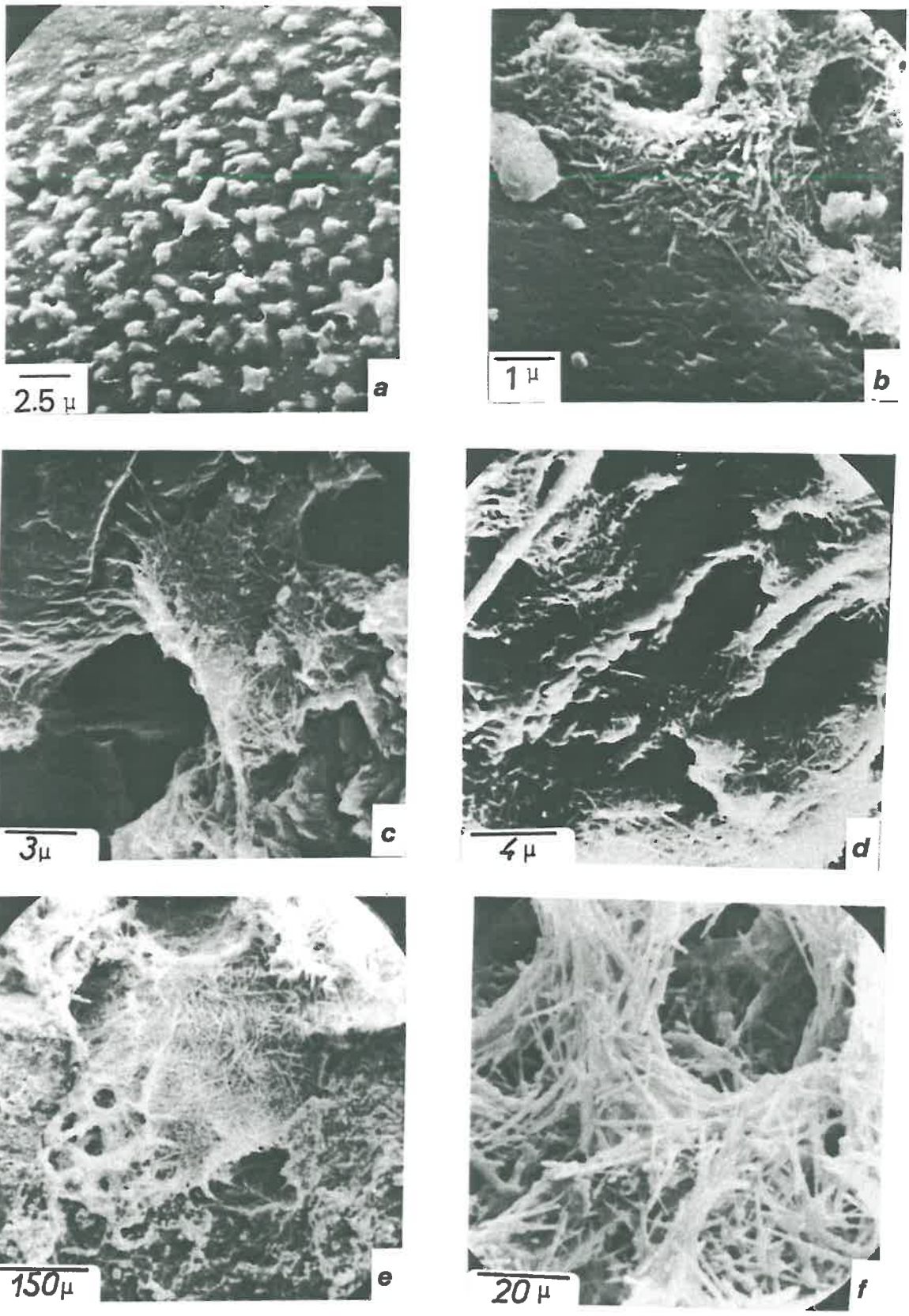


PLANCHE II-2 - (a) précipitation de silice en "fleurs" sur un grain de quartz ; (b) calcite en bâtonnets au contact d'un grain de quartz ; (c) calcite en bâtonnets organisés en "nid de pie" ; (d) calcite en baguettes et en bâtonnets sur un grain de quartz présentant des figures de dissolution ; (e) (f) calcite en bâtonnets dans la porosité.

1. La croûte massive :

Elle apparaît très complexe et très hétérogène. Elle comprend plusieurs types de plages sans relation évidente, en première analyse, entre ces zones :

- des plages denses correspondant à des morceaux de calcaire ne contenant pas ou très peu de quartz ;

- des plages grises correspondant à une recristallisation de calcite en baguettes, probablement en mélange avec de la calcite en bâtonnets (faible biréfringence) ;

- des plages à calcite macrocristalline (> 20 µm) ; il s'agit des plages les plus fréquentes ;

- enfin, des nodules calcaires à bordure nette renfermant des cristaux de quartz.

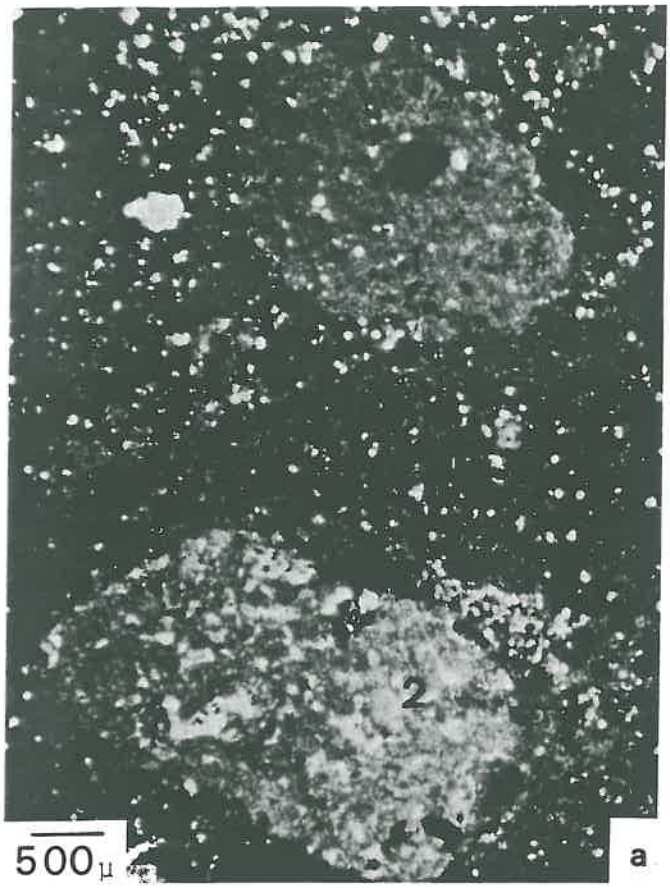
1.2 - Le fond matriciel

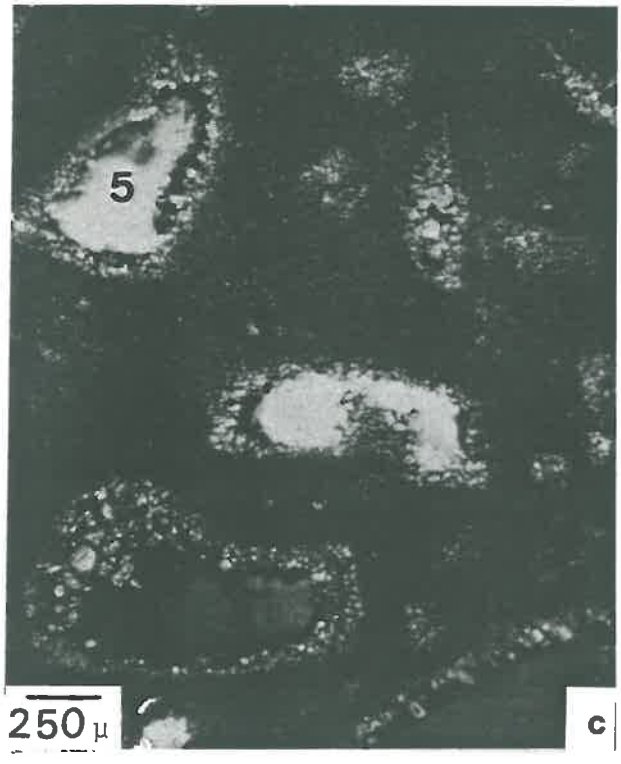
Le squelette, constitué surtout de quartz assez anguleux, est d'importance très variable (1 à 15 %), mais beaucoup plus faible que dans les horizons précédemment décrits. Le plasma, est par endroit asépique, mais surtout cristique. Dans ce dernier cas, il s'agit de calcite rhomboédrique macrocristalline. L'organisation est de type porphyrosquélique. Les vides sont surtout représentés par des fissures et des cavités.

1.2 - Les traits pédologiques sont bien représentés. Il s'agit de très nombreux cristallarias de calcite sous forme de baguettes parallèles aux parois des vides (Pl. II-1.b,c,d) ou en "treillis" dans ces vides. Autour de certains cristaux de quartz, précipite une couche de calcite sparitique orientée. Enfin, on observe quelques nodules carbonatés à bordure assez nette (Pl. II-3,a) et quelques fragments de roches calcaires (1 cm de diamètre en moyenne). La pellicule rubanée apparaît très dense, très riche en fer par rapport à la croûte, avec très peu de quartz. La calcite est constituée de cristaux micritiques. Le fer est très diffus et se présente en trainées horizontales stratifiées (Pl. II-3.b).

2. L'encroûtement calcaire nodulaire :

Cet horizon est encore plus complexe que la croûte.





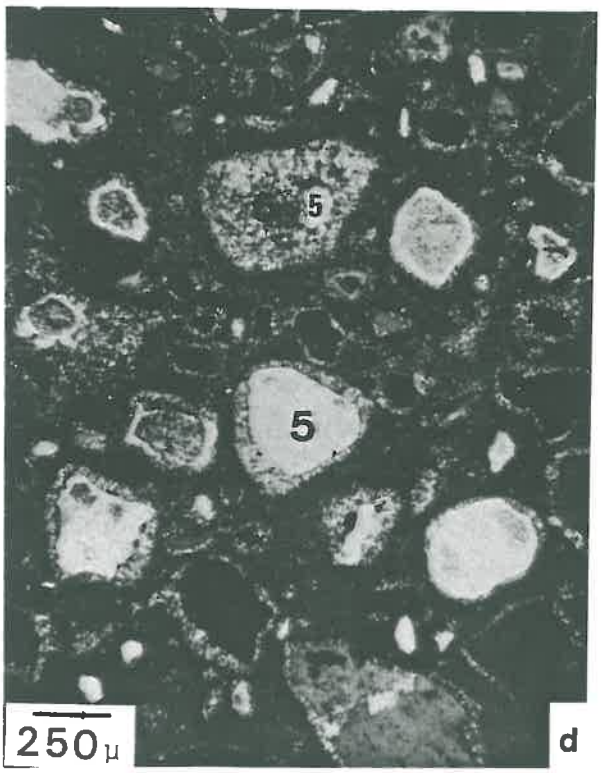


PLANCHE II-3 L.P. : (a) nodule calcaire (1) et fragment de roche calcaire (2) ; (b) morphologie du passage, pellicule rubanée (3) - croûte calcaire (4) ; (c)(d) figures de dissolution du quartz (5) et de remplacement par la calcite (6)

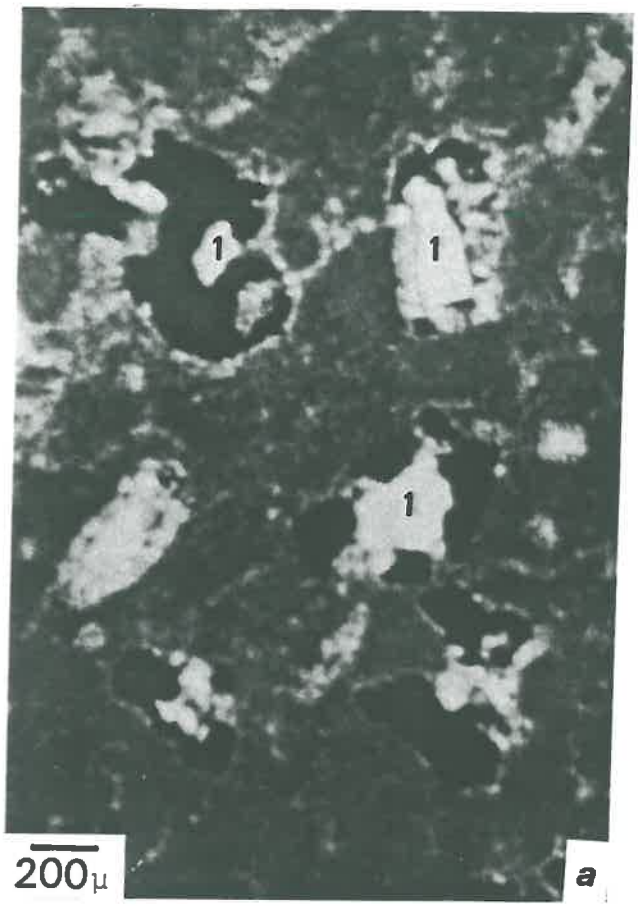
2.1 - Le fond matriciel :

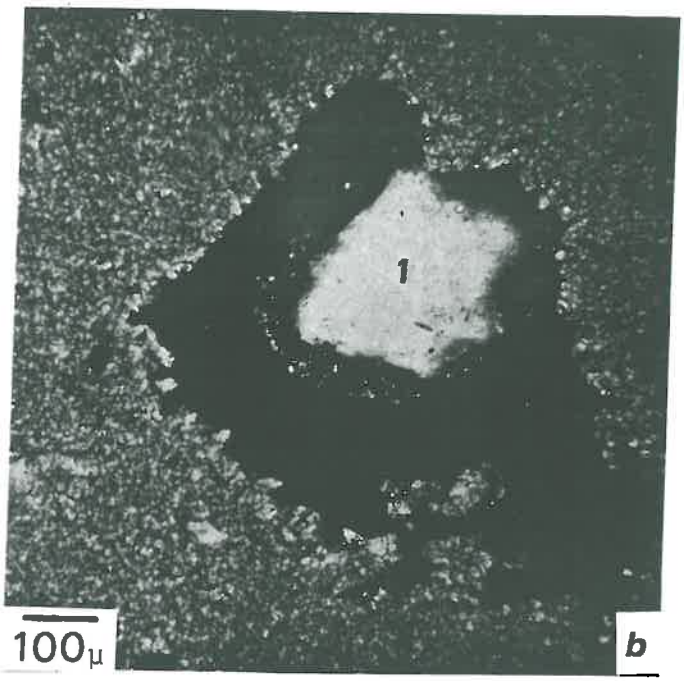
Le squelette est constitué principalement de quartz dont la taille moyenne est de 0,1 mm. Leur forme est variable. Les cristaux de quartz présentent très souvent des "golfes" de corrosion périphériques remplis de calcite (Pl. II-3.c,d). D'autres cristaux sont entourés sur la plus grande de leur pourtour, de vide semblant résulter de la dissolution du quartz (Pl. II-4.a,b,c). Ce squelette est plus important que dans la croûte. Le plasma est asépique (calcite et argile) par endroit, mais en général il est cristique (calcite sparitique > 20 µm). La distribution relative est de type porphyrosquelique. La porosité très importante (5 à 15 % de la surface) est représentée par de nombreuses fissures, cavitée et secondairement des chambres.

2.2 - Les traits pédologiques sont très nombreux. Il s'agit, en premier lieu, de précipitation de calcite en baguettes dans les vides, et de calcite rhomboédrique sur les parois de ces derniers. Les auréoles de calcite macrocristalline orientée perpendiculairement sur les cristaux de quartz sont très fréquentes et remarquables par la taille des cristaux de calcite. Les nodules calcaires sont beaucoup plus nombreux que dans la croûte, mais ils ont toujours une bordure nette. Enfin, quelques rares papules d'argiles ferrugineuses sont distribuées au hasard. Les cristaux intercalaires sont difficiles à distinguer dans les fortes accumulations calcaires. Il semble néanmoins qu'on puisse observer, dans quelques cas, des cristaux relativement gros (> 50 µm) à bords nets, dispersés dans le fond matriciel. Nous constatons alors un arrangement de ces cristaux qui rappelle une structure de cellules végétales calcitisées ou de pores biologiques remplis de calcite. On peut imaginer que ces cristaux proviennent de la fragmentation et de l'éparpillement de ces remplissages de chenaux. Les cristaux intercalaires ont la même taille et la même forme que ceux remplissant la porosité (Pl. II-5.a,b,c,d).

b) *Microscopie à balayage*

La pellicule rubanée apparaît très compacte, constituée presque uniquement par de la calcite rhomboédrique et par quelques bâtonnets. Sa morphologie générale est feuilletée. Dans la partie supérieure (sous la pellicule rubanée quand elle est présente) de ces croûtes ou quand ces formations (croûte et encroûtement) sont proches de la surface, on observe





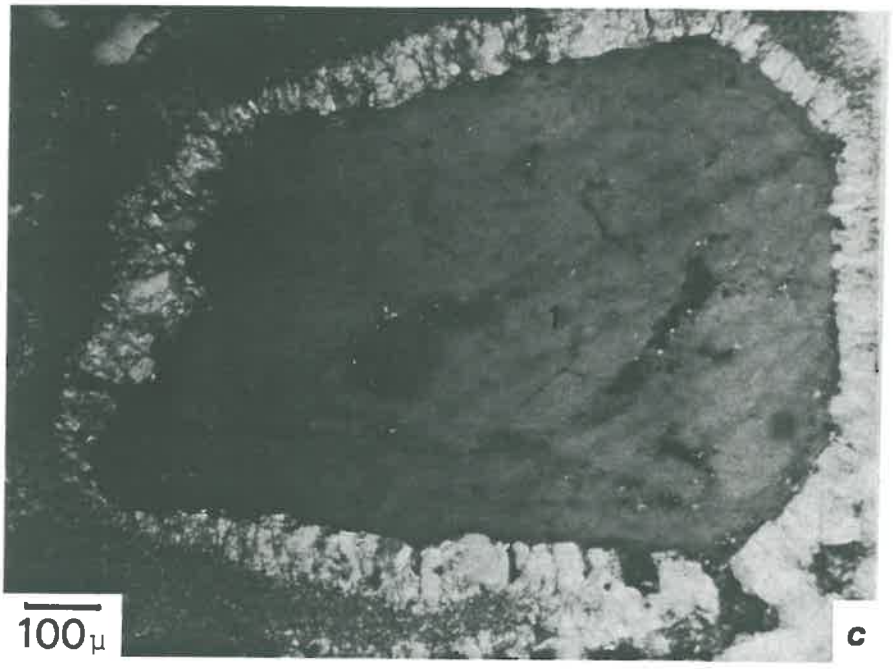


PLANCHE II-4 L.P. (a)(b) figures de dissolution des cristaux de quartz (1) ; (e) grain de quartz auréolé par de la calcite sparitique

surtout de la calcite en bâtonnets dans des pores (Pl. II-2.e,f), mais rarement dans la masse constituée essentiellement de calcite en baguettes. A fort grossissement, la majorité de ces baguettes et tous les bâtonnets apparaissent monocristallins. Toutefois, certaines baguettes sont constituées de rhomboèdres inclinés et décalés les uns par rapport aux autres, en dents de scie (Pl. II-6.a,b). D'autres présentent un canal au milieu (Pl.II-6.c). Ces formes de baguettes présentent des similitudes avec celles décrites par POUGET (1980) ; VERGES (1982); BUTTEL (1982). En profondeur (à 1 m), dans l'encroûtement les échantillons observés sont constitués surtout de calcite en baguettes et de cristaux rhomboédriques à faces peu nettes. La calcite en bâtonnets est absente. L'argile fibreuse (la palygorskite) enrobe uniquement quelques cristaux de quartz (Pl. II-6.d,e) très dissous et amorphisés.

3) Résumé et interprétation

Nous retiendrons des analyses précédentes que :

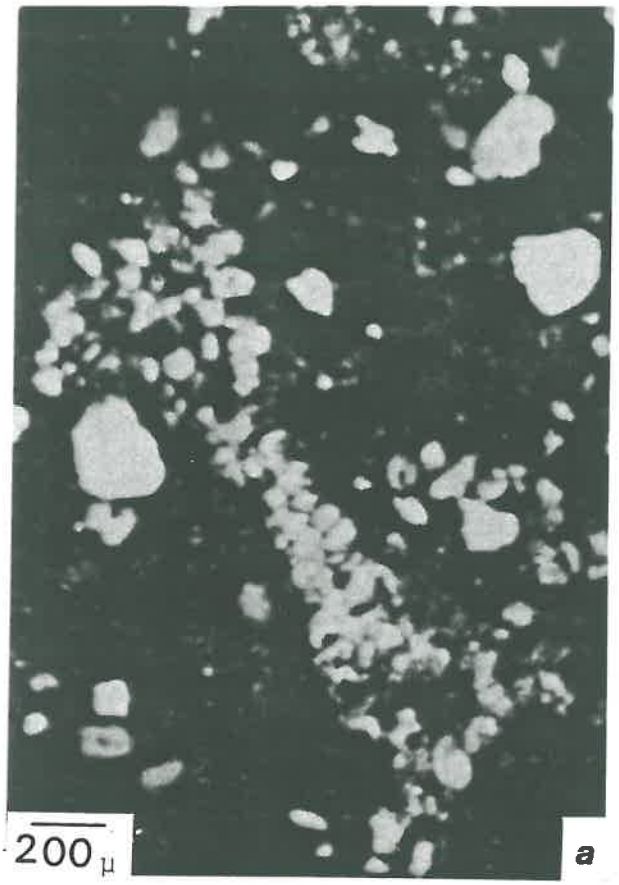
- Le quartz, seul minéral primaire présent est soumis à des processus de dissolution et recouvert quelquefois de palygorskite qui le sépare du reste du fond matriciel. Cette argile a été reconnue par divers procédés :

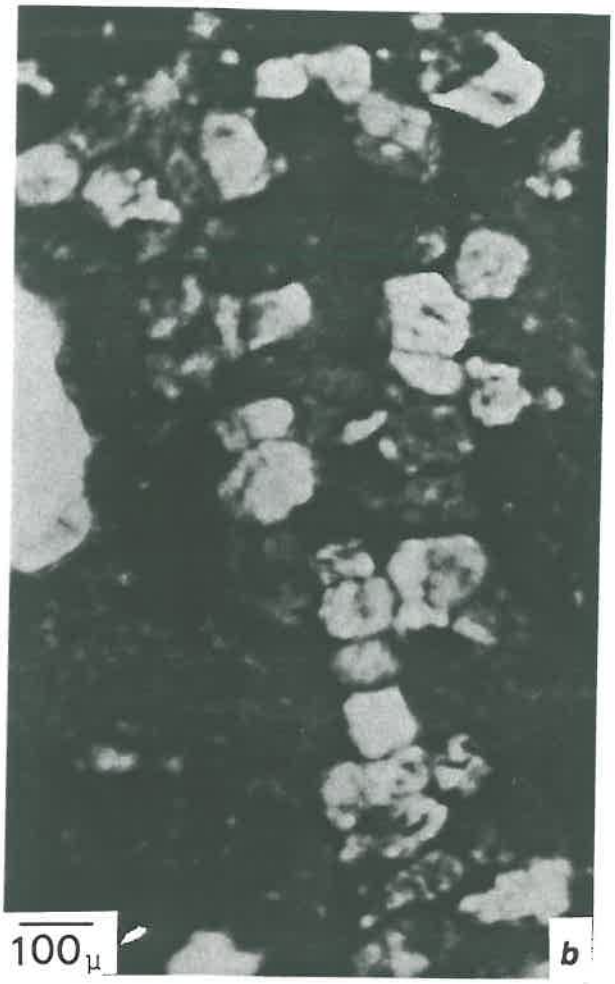
  . allure fibreuse au microscope électronique à balayage ;
  . à la microsonde, on constate un rapport Mg/Al très élevé par rapport aux autres types d'argiles feuilletées,
  . lorsque les échantillons sont bien pourvus en cette argile, les rayons X et l'analyse thermique différentielle confirment cette présence (cf.chapitre "minéralogie des argiles").

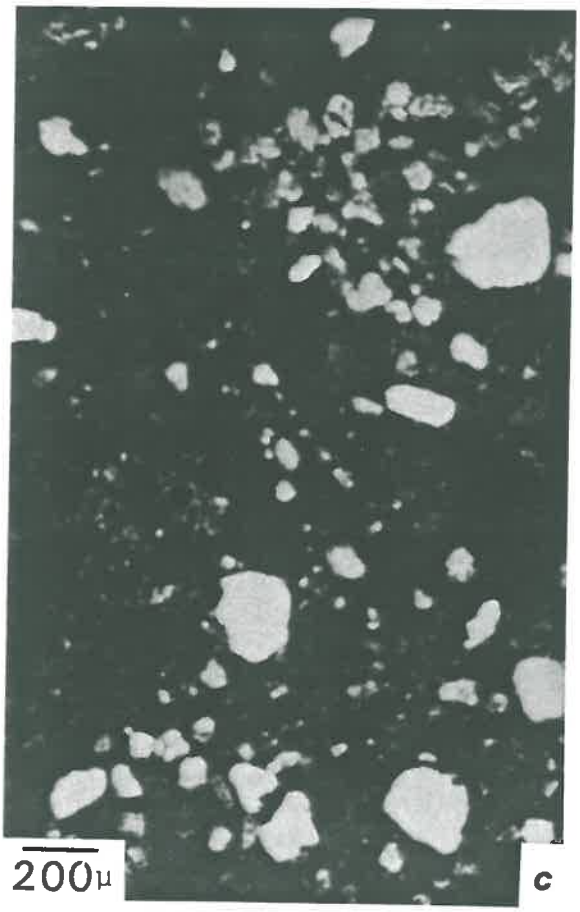
- La calcite secondaire est très importante et se présente sous forme de baguettes et de bâtonnets. La localisation de ces derniers est cependant limitée aux croûtes et encroûtements proches de la surface.

- Il n'y a pas de relation entre la cohésion de l'accumulation calcaire et le polymorphisme de la calcite.

- L'activité biologique pourrait jouer un rôle dans les modalités de formation et de distribution des cristaux intercalaires de calcite.







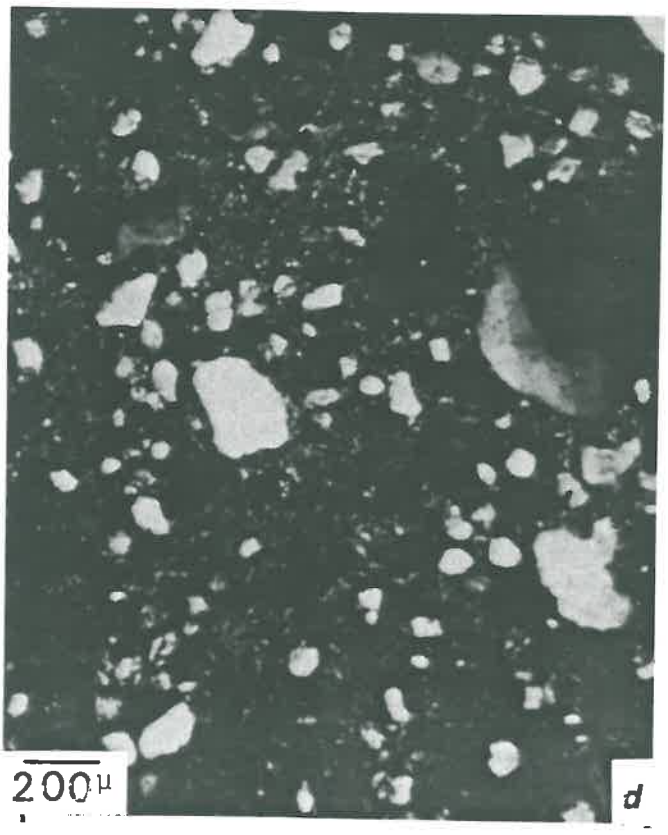


PLANCHE II-5 L.P. : origine de certains cristaux intercalaires de calcite

TABLEAU II-6

Caractères de la solution du sol et de complexe adsorbant du profil 6

Echantillons	meq/l							meq/100 g				
	Na^+	Ca^{++}	Mg^{++}	K^+	SO_4^{--}	Cl^-	HCO_3^-	Na^+	Ca^{++}	Mg^{++}	K^+	C.E.C.
601	1,9	1,15	0,19	0,7	3,0	2,0	2,54	0,1	2,8	0,9	0,5	4,3
602	3,2	1,8	0,29	0,63	3,5	5,0	2,85	0,9	8,8	2,1	0,7	12,5
603	51,0	5,35	6,35	0,99	40,0	50,0	3,05	0,1	1,1	0,6	0,3	2,1
604	40,5	4,4	3,5	0,9	23,0	40,0	2,57	0,3	1,0	0,5	0,2	1,9
605	72,0	9,3	7,3	8,2	62,0	80,0	1,93	0,4	0,9	0,5	0,3	2,1
606	98,0	15,2	14,1	9,7	75,0	110,0	2,93	1,5	7,6	1,5	0,3	10,3
607	120,0	16,3	17,9	8,9	68,0	108,0	2,88	1,7	6,3	1,4	0,4	9,8

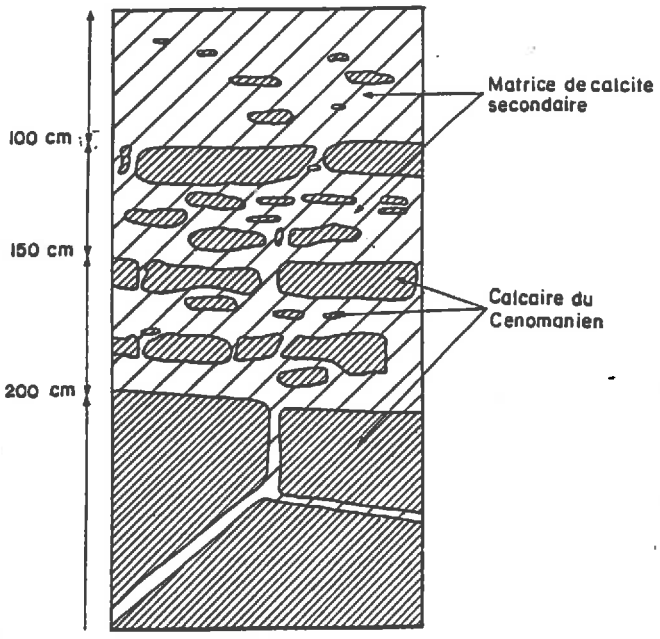


Fig. II-2 - Relations à l'échelle macroscopique entre la croûte calcaire et la roche-mère calcaire à proximité du profil 1

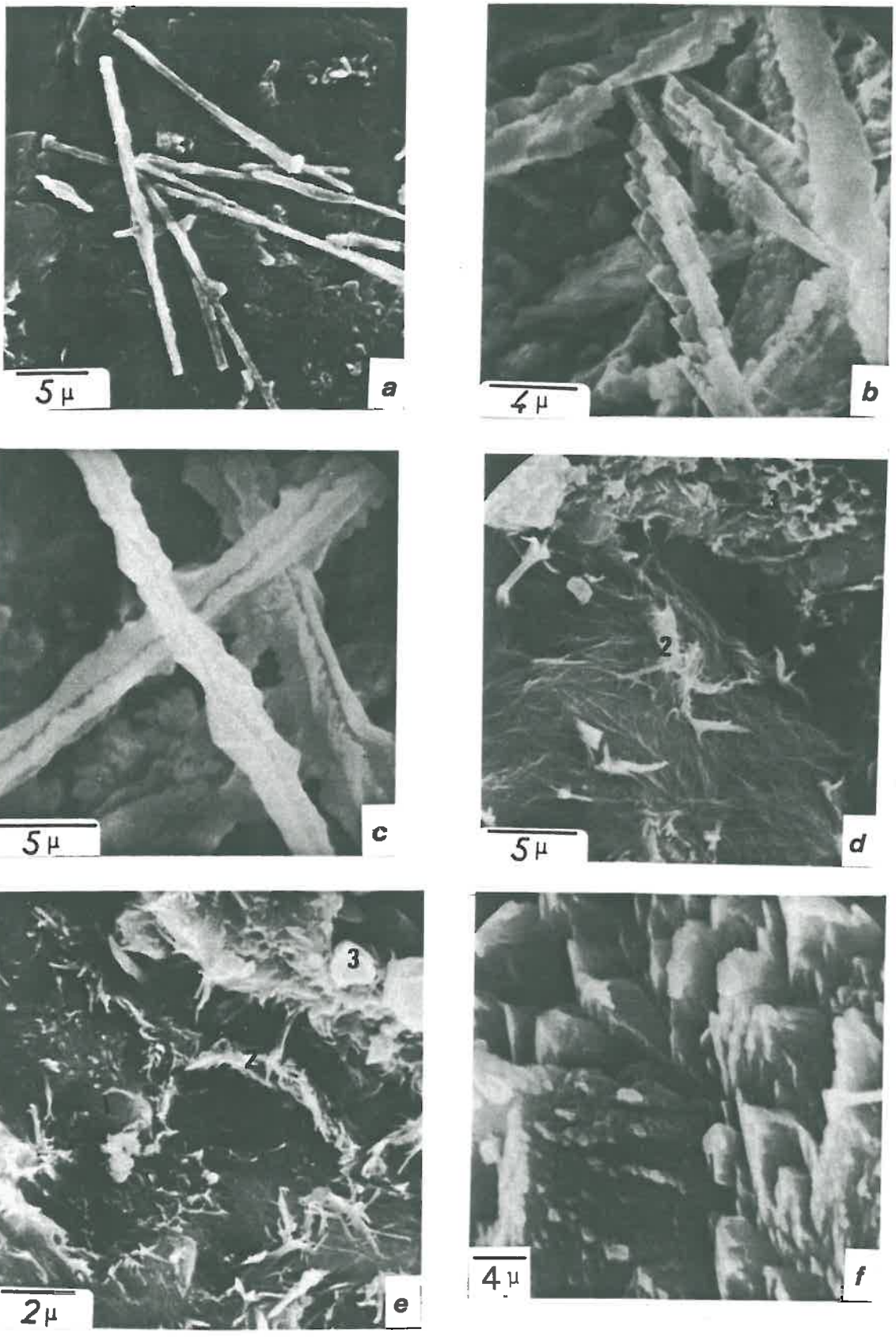


PLANCHE II-6 : (a) calcite en baguettes ; (b) calcite en baguettes constituées de rhombéèdres inclinés en dents de scie ; (c) calcite en baguettes creuses ; (d) palygorskite enveloppant un grain de quartz ; (e) palygorskite enveloppant un grain de quartz dissous : (1) quartz, (2) palygorskite, (3) calcite, (4) vide; (f) morphologie d'un fragment de roche calcaire constituée de calcite en scalénoèdres

C - LES HORIZONS SOUS-JACENTS A L'ENCROUTEMENT CALCAIRE

1) Les données macroscopiques et analytiques

a) Ce sont, soit du calcaire diaclasé et du grès calcaire au sommet de la séquence, soit des matériaux meubles constitués de grès calcaire et surtout de calcaire mélangés à des argiles dans les profils en aval. La terre fine, quand elle est présente, est limono-argileuse avec de nombreux cristaux de quartz.

Dans les profils en aval, ces horizons sont très frais avec de nombreuses taches d'oxydo-réduction ferrugineuses et souvent des accumulations de gypse pulvérulent et de gypse cristallisé en "roses de sable". Le calcaire enrobe des fragments (cailloux) de grès, de roche calcaire en mélange parfois avec le gypse.

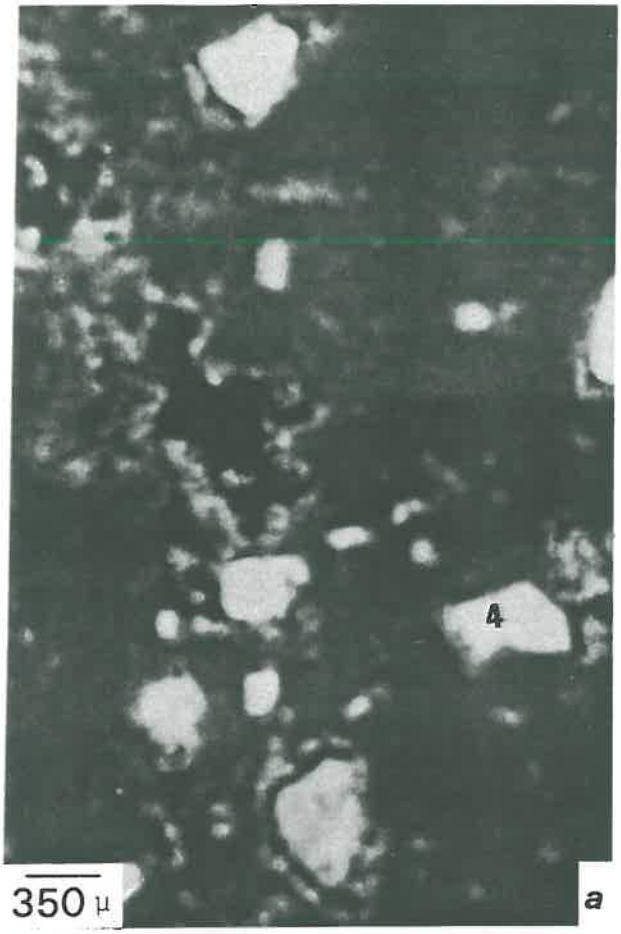
b) Ces horizons sont toujours très calcaires : la roche-mère, calcaire, est constituée de plus de 90 % de $CaCO_3$. La teneur en résidu de décarbonatation est très faible (de 1 à 4 %) ; le résidu apparaît composé surtout d'argile avec des traces de limons et sables fins. Les grès par contre, sont relativement pauvres en carbonate (30 à 50 %) et leur résidu de décarbonatation est surtout constitué de quartz.

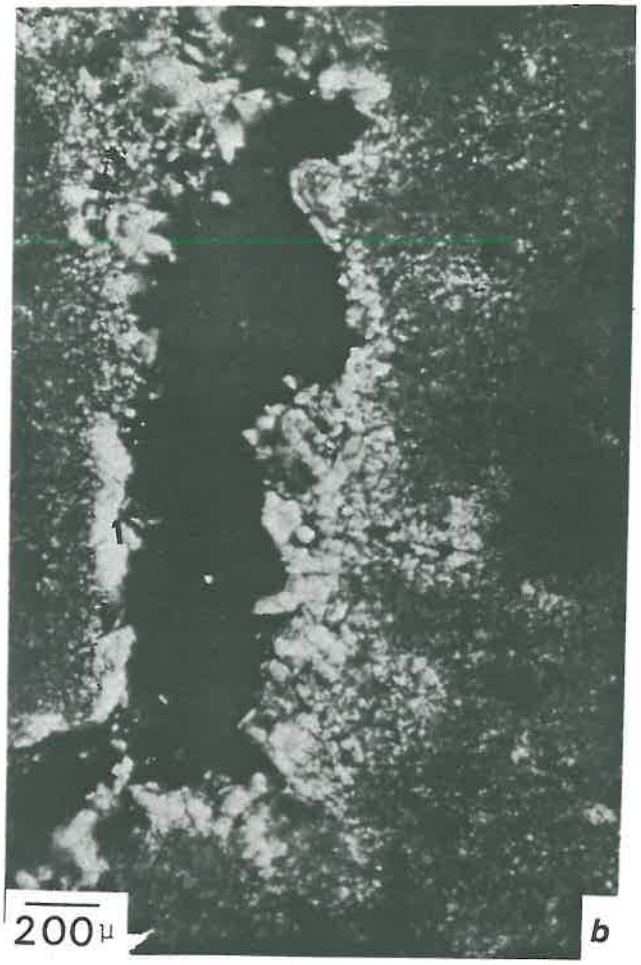
Les matériaux meubles sont légèrement plus limoneux, plus salés et beaucoup plus gypseux que les horizons sous-jacents (Tableaux II-2 et 4). Le rapport Ca^{++}/Mg^{++} de la solution du sol diminue en profondeur, mais reste supérieur à 1 (Tableau II-6). La concentration en Na^{+} augmente à ce niveau comme celle du Cl^{-} et à un degré moindre celle de SO_4^{--}.

2) L'analyse microscopique

a) Au microscope optique, on observe généralement dans ces volumes trois parties très distinctes :

- Le calcaire dense, avec de la calcite rhomboédrique presque sans quartz, il renferme quelques micas et feldspaths ;
- Une autre partie, toujours calcaire, rhomboédrique, très poreuse et riche en quartz ;
- Des zones grises constituées de gypse lenticulaire.





PLANCHES II-7 et 8 L.P. : figures d'envahissement des accumulations calcaires par le gypse : (1) gypse,(2) calcite, (3) vide, (4) quartz

A ce niveau, les quartz sont aussi très dissous et auréolés parfois de calcite. L'argile enrobe certains cristaux de quartz, mais en général elle se mélange à de la calcite pour donner un plasma asépique. L'organisation est de type porphyrosquélique. Les vides sont représentés par des fissures et des cavités où précipitent de la calcite ou du gypse. La calcite en baguettes est absente.

Les cristallarias de gypse sont de taille très variable (10-50 mm), ils sont d'autant plus gros que l'on descend dans le profil. Ils sont lenticulaires et semblent repousser et fragmenter le fond matriciel calcitique (Pl. II- et 8). L'analyse en microscopie optique nous a par ailleurs révélé que le passage entre la roche-mère et la croûte s'effectue par le biais d'une pellicule rubanée.

b) Au microscope à balayage, les fragments de roche calcaire sont constitués presque uniquement de scalénoèdres de calcite bien alignés (Pl. II-6.f) et de quelques rares micas, feldspaths potassiques et quartz. Dans ces horizons, on détecte à la microsonde de grandes quantités de fer sans individualisation apparente et des sels solubles (NaCl). A ce grossissement, nous n'avons pas observé de calcite fibreuse. La palygorskite est l'argile principale : elle est dans le plasma et autour des cristaux de quartz, mais diminue fortement dans les zones riches en gypse. Ce dernier précipite dans les vides fissuraux (cristallarias)(Pl. II-9.a,b,c).
On remarque fréquemment un certain espace entre les deux constituants (argile et gypse). Enfin, on notera quelques cristaux hérités de dolomies (Pl. II-9.d,e). Les modalités de passage entre la roche-mère et l'encroûtement calcaire sous-jacent s'effectuent par le biais d'une frange pelliculaire, comparable aux pellicules rubanées. Cette frange est plus foncée, plus riche en fer, avec peu de vides et des cristaux rhomboédriques de calcite, avec de très rares cristaux de quartz. Il s'agirait d'un cortex d'altération pelliculaire (LAMOUROUX, 1966 - 1972 ; VERGES, 1982 ; BUTTEL, 1982).

3) Résumé et interprétation

Des observations précédentes, nous retiendrons que :

- Dans les horizons meubles, nous observons les mêmes figures de dissolution et d'amorphisation du quartz que dans les croûtes et encroûtements calcaires.

PLANCHES II-7 et 8 L.P. : figures d'envahissement des accumulations calcaires par le gypse : (1) gypse,(2) calcite, (3) vide, (4) quartz

- La calcite ne se présente plus que sous forme rhomboédrique. Les formes fibreuses de calcite sont absentes.
- Une grande fraction des argiles est constituée de palygorskite dont la proportion diminue dans les zones gypseuses et ne semble pas présenter de liaison serrée avec le gypse.
- A la base des profils on remarque une nette augmentation de la conductivité électrique et de la teneur en gypse. Ce dernier se présente parfois en "roses de sables" et "dilue" le cristalliplasma.
- Le passage de la roche-mère calcaire à l'encroûtement se fait par le biais d'un cortex d'altération pelliculaire.

D.- LES VARIATIONS VERTICALES DES CONCENTRATIONS CALCAIRES

Dans la présentation qui précède, nous avons analysé les sols par types d'horizons ; il est intéressant maintenant de préciser les modalités de passage vertical à l'échelle de coupes ou de profils.

1) Observation d'une coupe dans une carrière

A la suite de l'ouverture, à proximité du profil 1, d'importantes carrières d'extraction du calcaire, nous avons vérifié que ce dernier se trouvait en intercalation avec des marnes gypseuses et salées. En outre, nous avons pu remarquer une pénétration très profonde de la calcite secondaire à la faveur des diaclases.

Nous présentons une description à l'échelle macroscopique *(Fig.II-2)*, des relations entre la croûte calcaire et la roche-mère (calcaire du Cénomanien) :

- A la base de la coupe (à 2 m), le calcaire est intact, mais parcouru par de nombreuses diaclases verticales et longitudinales à bords nets. A 1 m 50, les diaclases, plus nombreuses sont remplies de calcite secondaire renfermant des morceaux provenant des bancs calcaires. Ces derniers donnent l'impression d'être "soulevés" par la précipitation de calcite secondaire, et les reliques d'être progressivement "digérées" par la croûte. Le remplacement paraît être, par endroit, isovolumique.

- Plus haut (vers 1 m), des fragments de calcaire plus friables se trouvent dans l'encroûtement et la croûte. A cette échelle d'observation, la croûte calcaire paraît semblable à ce que nous avons décrit précédemment et au matériau contenu dans les diaclases.

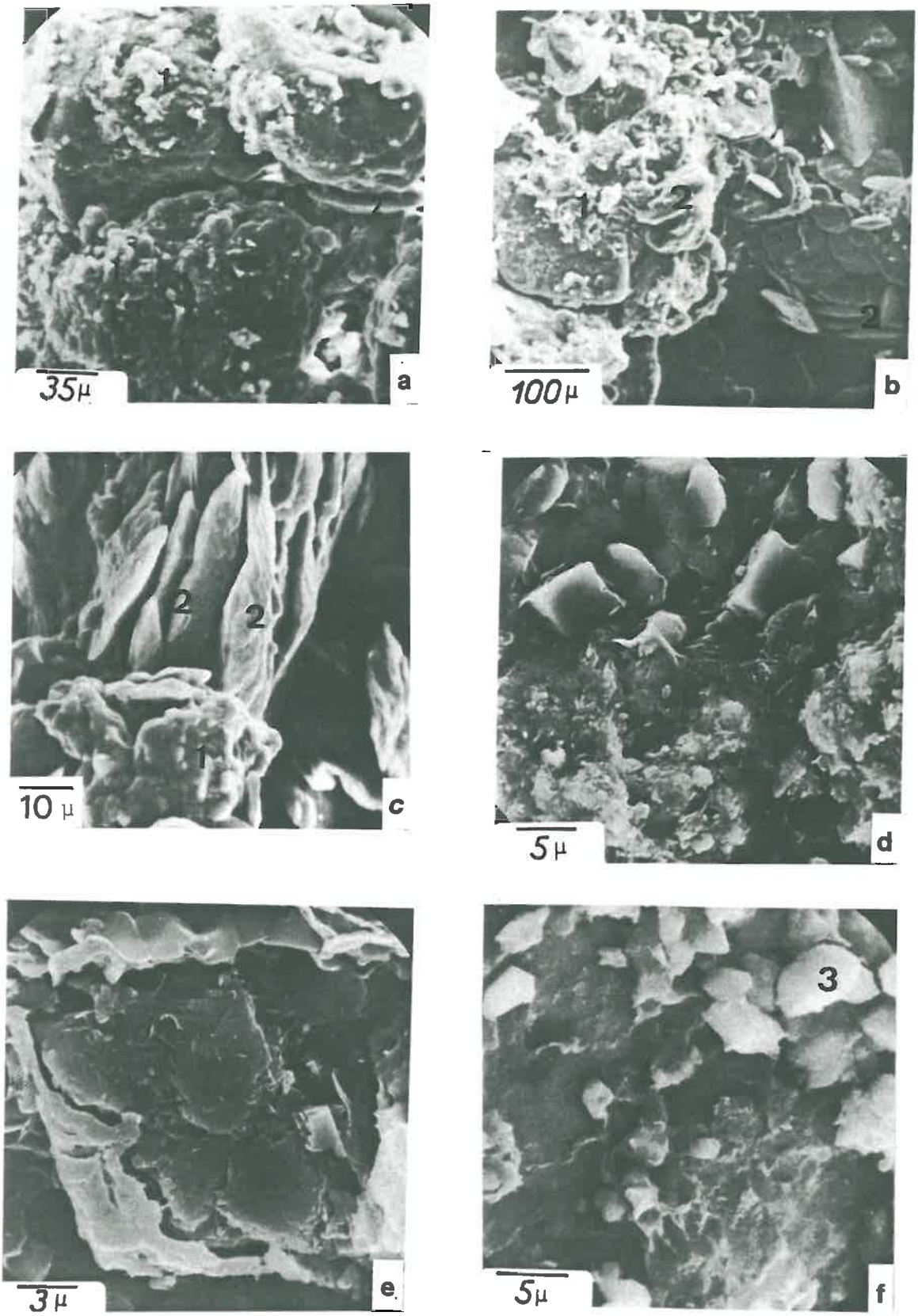


PLANCHE II-9 : (a)(b)(c) cristaux de gypse dans la porosité au niveau d'une forte accumulation calcaire : (1) fond matriciel calcitique ; (2) gypse ; (d)(e) cristaux de dolomies dont certains sont dissous ; (f) morphologie d'une croûte calcaire de nappe : (3) calcite

Cette coupe suggère, sous réserve d'analyses complémentaires et par analogie avec ce qui a été décrit par ailleurs (RUELLAN *et al.*, 1977) qu'on est en présence d'un remplacement *in situ* d'une calcite primaire par une calcite secondaire.

2) Les variations latérales des morphotypes de $CaCO_3$

L'analyse microscopique montre, quand on raisonne au niveau du profil, que l'aragonite précipite dans les horizons supérieurs peu calcaires, la calcite en bâtonnets dans ces mêmes volumes, mais surtout dans les croûtes et encroûtements proches de la surface. La calcite en baguettes est omniprésente dans les croûtes et l'encroûtement calcaires. La calcite fibreuse est absente dans les horizons profonds meubles où ne précipite que la forme rhomboédrique.

E.- LES MODALITES DE L'ACCUMULATION DU CALCAIRE EN AVAL DE LA SEQUENCE

En aval de la séquence, le calcaire s'accumule de trois façons, à l'échelle macroscopique :

- à l'état diffus,
- sous forme discontinue,
- sous forme continue.

1) L'accumulation diffuse

Le calcaire est présent (effervescence à HCl) sous forme de particules trop fines pour être décelables à l'oeil nu et sont réparties dans la masse au hasard. On peut l'observer en général, au niveau des sols développés dans des dépôts du Quaternaire récent (profils 15, 16).

Au microscope optique, on constate que le plasma est asépique. Le squelette est quartzeux. La carbonatation secondaire est caractérisée par de nombreux cristallarias d'aragonite de 5 à 20 µm de diamètre (Pl. II-1.a) Ces microcristaux soulignent le pourtour des agrégats.

2) L'accumulation sous forme discontinue

Dans le bas de séquence (profil 15), nous observons aussi des horizons à accumulation discontinue de calcite. Ces accumulations secondaires en pseudomycéliums succèdent verticalement comme on a pu le voir en haut

de la séquence (les horizons sus-jacents à la croûte et à l'encroûtement calcaire) à l'accumulation diffuse, mais sont suivies ici par une autre accumulation sous-jacente diffuse. Cette calcite secondaire, toujours rhomboédrique est souvent en mélange avec du gypse. L'aragonite est présente sous forme de microcristaux en "étoiles" et souligne, comme précédemment, le pourtour des agrégats. Ce type d'accumulation s'observe en général dans des horizons de texture fine.

3) L'accumulation sous forme continue

Entre les sols gypseux de surface et les sols salés à encroûtement gypseux, on constate localement (profil 11) la présence d'une croûte calcaire dure, à 90 cm de profondeur et dont l'épaisseur est de 30 cm environ. Cette croûte est massive, dense, très blanche (10 YR 8/3) avec une texture sableuse. La granulométrie des quartz dans cette croûte, ainsi que dans les autres horizons fait penser à une origine éolienne. Cette croûte est sous-jacente à un niveau gypseux, peu calcaire (< 10 %) et sus-jacente à un horizon très sableux non calcaire (< 3 %). La nappe est peu profonde (1 m 20 en fin de période sèche).

L'analyse microscopique indique que le plasma est cristique (calcite) et l'assemblage porphyrosquélique. Le squelette quartzeux est très important (40-50 %) et ne présente pas de figures de dissolution et de remplacement par la calcite. Au microscope à balayage, on retiendra que l'argile et la calcite ne sont pas fibreuses (Pl.II-9.f). Ce type d'accumulation calcaire présente donc, à toutes les échelles une morphologie fondamentalement différente de celle des croûtes décrites précédemment (granulométrie, importance et exoscopie du quartz, morphologie de la calcite et de l'argile, relations calcite-quartz).

Le développement de cette croûte calcaire au niveau d'un glacis relativement récent, en présence d'une nappe peu profonde nous conduit à émettre l'hypothèse que nous pourrions avoir affaire à une croûte calcaire de nappe. L'argumentation de cette hypothèse supposerait toutefois une analyse plus fine de la structure interne, de l'extension latérale et des relations latérales de cette forme particulière d'accumulation calcaire.

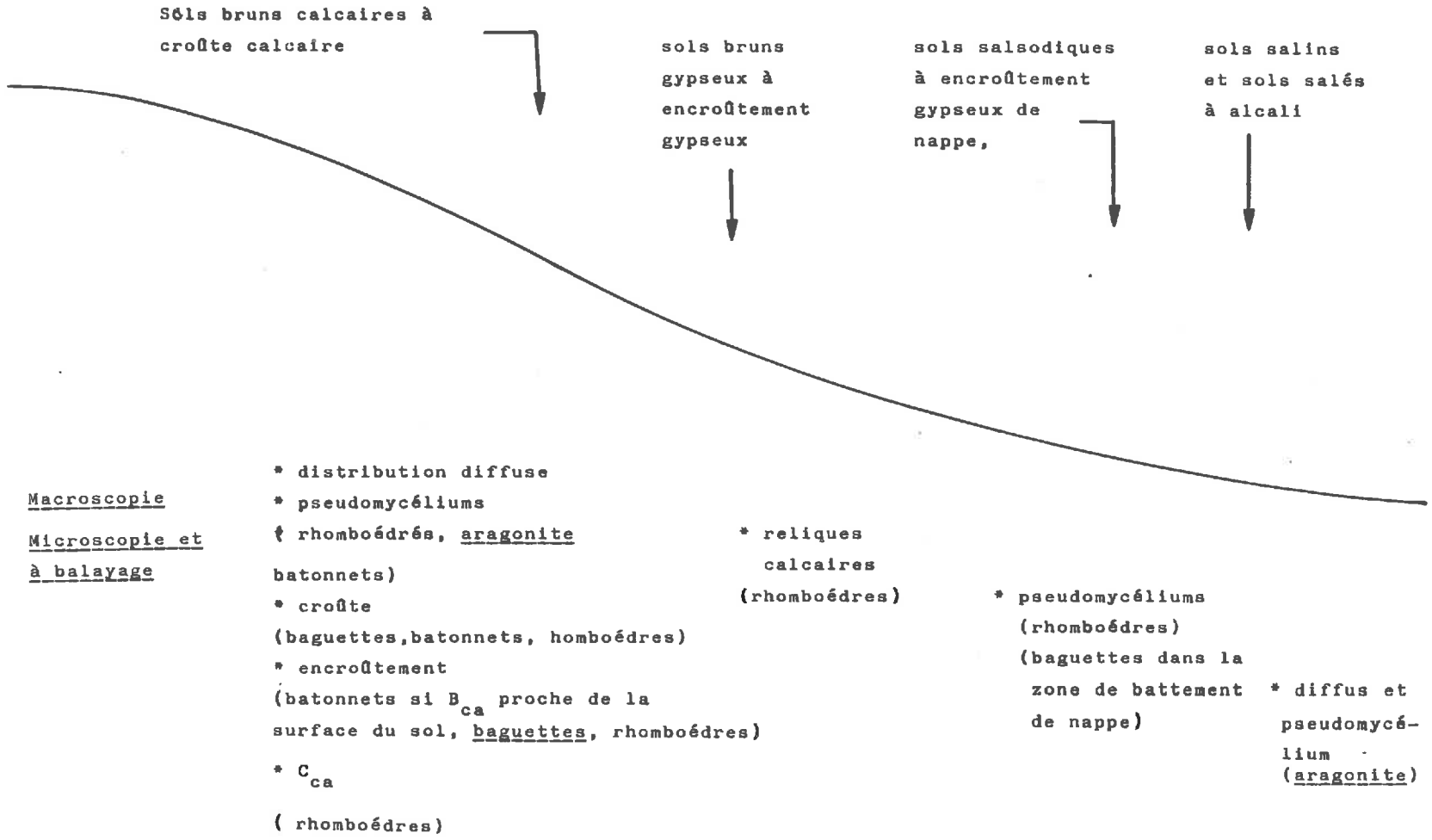


Fig. II-3 - Distribution du calcaire dans la séquence du Zahrez

F.- CONCLUSION

L'étude des accumulations calcaires dans cette séquence a mis en évidence une forte individualisation du calcaire dans la partie médiane des profils amont avec diminution brutale dans les horizons sus-jacents et une diminution progressive dans les horizons sous-jacents. De haut en bas dans les profils complets (profil 3), se développe alors la succession, accumulation diffuse, pseudomycélium, croûte et encroûtement.

Quant aux variations latérales, il ressort nettement que l'individualisation du calcaire est très importante dans la partie amont de la séquence (croûte, encroûtement, nodules). En revanche, dans la partie avale les accumulations calcaires prennent d'autres formes (diffuse, discontinue). En partant du haut de la séquence la croûte calcaire devient plus mince, discontinue puis disparaît. L'encroûtement devient plus graveleux et laisse la place à des concentrations en pseudomycéliums et amas gypso-calcaires. Dans les sols gypseux, situés en aval des sols à encroûtements, le calcaire est de plus en plus localisé (réaction avec HCl localisée) et correspond à des fragments calcaires visibles à l'oeil nu. En définitive, nous avons observé les variations latérales suivantes : croûte, encroûtement, croûte de nappe, accumulations sous forme de pseudomycéliums et diffuses.

Les données analytiques et microscopiques montrent que :

- La calcite aciculaire *(Fig.II-3)*, peu fréquente dans les horizons superficiels est omniprésente dans les croûtes et encroûtements quelles que soient leur nature et leur morphologie. Elle est absente dans les horizons plus profonds, ainsi que dans la partie avale de la séquence. Dans les horizons à accumulation calcaire sous forme diffuse ou de pseudomycéliums, de nombreux cas d'aragonitisation ont été observés.

- Dans les profils à croûte et encroûtement calcaire, les cristaux de quartz subissent des processus de corrosion périphérique et de remplacement par la calcite.

- Au niveau des sols à profil calcaire très différencié, le maximum argileux se situe au-dessus des croûtes et encroûtements. Quant à la palygorskite, très importante dans les horizons profonds, elle est peu présente dans les croûtes et encroûtements où elle se localise uniquement autour des cristaux de quartz.

- Enfin, dans les profils à fortes concentrations calcaires, développés sur matériau meuble, la teneur en calcaire diminue en profondeur au profit du gypse. Ce dernier apparaît postérieur à l'accumulation calcaire qu'il fragmente et dilue.

III.- LA SEQUENCE DU BOUGHZOUL

C'est au niveau de la partie haute de la séquence et, plus précisément de son sommet, que les individualisations du calcaire sont plus importantes.

Nous axerons donc plus particulièrement notre analyse sur cette partie de la séquence.

Il s'agit d'accumulations calcaires développées dans des argiles rouges du Mio-Pliocène. La morphologie générale du sommet de la séquence rappelle, pour ce qui est des accumulations calcaires, la séquence morphologique décrite par RUELLAN (1970) au Maroc. Elle peut être schématisée ainsi *(Fig.I-8 et Fig. II-4)* :

- Un horizon organique de 1 à 5 cm qui est le plus souvent absent, laissant à nu une croûte gypseuse et même, par endroits une dalle calcaire. Cet horizon n'a fait l'objet ni d'observations microscopiques ni d'analyse. C'est un matériau sableux, très calcaire, riche en matière organique, de couleur brun-rougeâtre et abondamment colonisé par de fines racines. Sa structure est particulaire à polyédrique, peu nette. C'est un horizon très poreux et très caillouteux (fragments de dalle calcaire et galets).

- Un horizon gypseux avec plus de 80 % de gypse et moins de 10 % de calcaire qui sera décrit dans le chapitre "accumulations gypseuses".

- Une dalle calcaire conglomératique, très fragmentée et enrobée par le gypse. Cet horizon peut être absent.

- Une croûte calcaire feuilletée et envahie par le gypse.

- Un encroûtement calcaire pulvérulent, avec de nombreux nodules et galets calcaires.

- Un horizon nodulaire.

- Des argiles rouges "sableuses" du Mio-Pliocène, très peu calcaires à la base (moins de 5 % de calcaire).

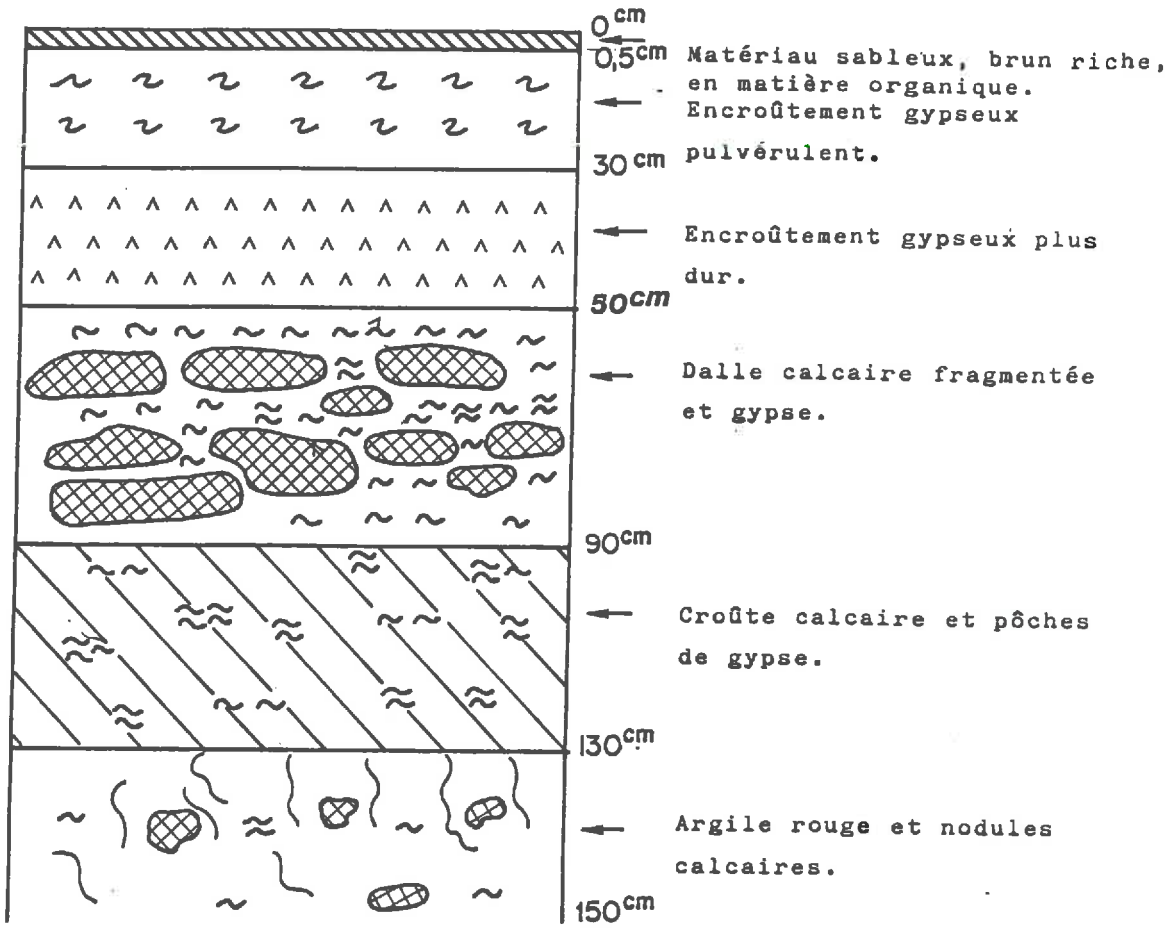


Fig. II-4 - Morphologie du sommet de la séquence du Boughzoul

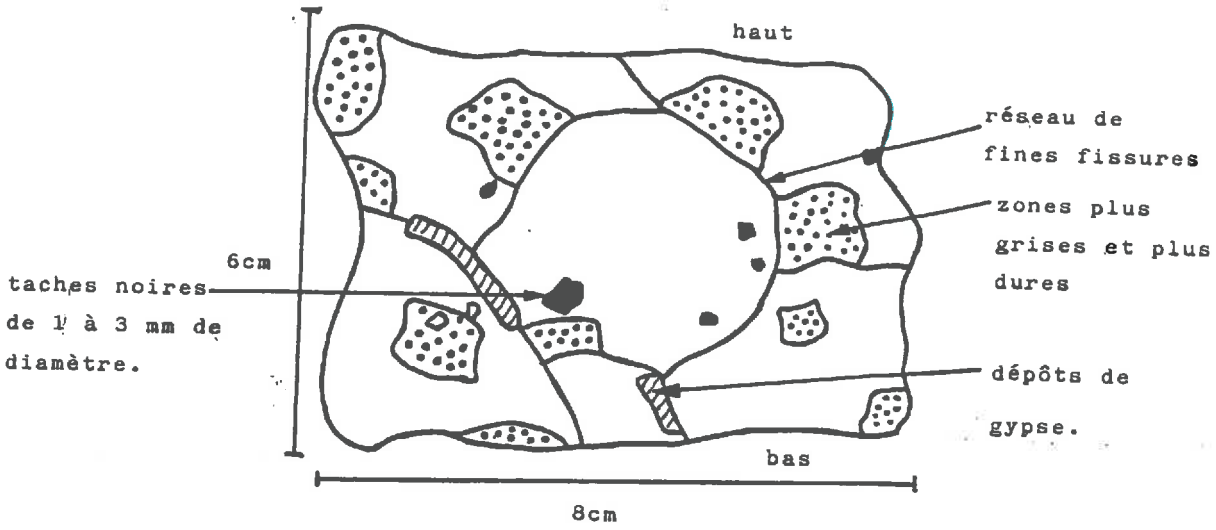
A.- LA DALLE CALCAIRE

1) Les données macroscopiques et analytiques

La dalle calcaire est très fragmentée et parcourue par de larges fissures *(Fig. II-5)* dans lesquelles précipite du gypse pulvérulent et cristallisé. Elle est indurée, compacte et à structure massive. La porosité est de type fissurale et alvéolaire. Le ciment calcaire est de couleur ocre ou saumon. Cette dalle de 15 à 20 cm d'épaisseur renferme très peu de quartz. L'analyse chimique révèle la présence du gypse (Tableau II-7). La solution du sol est d'ailleurs surtout constituée de SO_4^{--} et de Ca^{++}, mais garde une conductivité électrique faible.

TABLEAU II-7 - Sommet de la séquence du Boughzoul - Données analytiques

Echantillons	Profondeur cm	Calcaire %	Gypse %	C.E. mmhos. cm^{-1}	pH 1/2,5	M.O. %	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{--}	Cl^{-}	HCO_3^{-}
Croûte gypseuse	0-20	6,0	93	2,9	7,6	1,1	37,1	0,9	1,1	trace	32,6	2,0	0,5
Dalle calcaire	20-40	79,3	15,7	2,1	7,8	0,5	27,1	0,5	0,7	0	24,2	trace	0,9
Croûte calcaire	40-70	53,8	35,6	2,5	7,9	0,7	35,7	0,6	0,7	0	35,0	trace	0,66
Horizon nodulaire (nodules)	80-260	87,0	1,1	3,2	8,6		18,0	2,4	16,9	trace	14,7	15,2	1,2
Horizon nodulaire (matrice rougeatre)	80-260	42,7	2,8	7,7	8,5	0,7	23,7	16,9	2,17	1,15	29,4	16,0	1,0
Horizon C (zones blanches)	260-710	65,0	1,5	12,3	7,5		27,0	19,7	75,2	0,3	53,2	73,0	1,3
Horizon C (matrice rougeatre)	260-710	18,7	3,2	14,3	7,3		37,0	27,4	88,7	0,4	63,2	121,7	0,66
Argiles rouges	710	5,0	4,3	18,9	8,2		28,5	41,4	161,3	1,2	109,2	111,6	0,3



sommaire

Fig. II-5 - Schéma de la dalle calcaire (croquis d'une section)

2) L'analyse microscopique

a) Microscopie optique

Deux ensembles de zones peuvent être distingués :

- Des zones foncées à masse très dense et à calcite micritique
- Des zones plus claires à gros cristaux de calcite (sparite) (Pl. II-10.a). Elles apparaissent parfois en auréoles dans les zones foncées.

Le squelette est constitué de grains de quartz qui se localisent généralement dans les zones foncées, leur forme est variable, mais souvent subarrondie, et leur taille est inférieure à 0,30 mm de diamètre. Certains grains sont entourés, sur presque toute leur périphérie par du vide. Le squelette représente environ 10 % de la préparation. Le plasma des zones foncées est asépique. Il est constitué de calcite micritique, recouverte d'un voile argileux plus ou moins ferrugineux. Dans les zones plus claires, le plasma cristique est constitué presque uniquement de sparite. La porosité est représentée par d'importantes fissures et craquelures qui renferment de nombreux cristallarias de calcite rhomboédrique et de gypse granulaire. Signalons enfin, que la calcite précipite aussi sur certains cristaux de quartz.

b) *Microscopie à balayage*

Elle confirme la présence du gypse et l'amorphisation des cristaux de quartz, l'absence de calcite fibreuse et de sels solubles cristallisés. On note aussi que le gypse ne se trouve pas dans la masse. Enfin, on remarque à cette échelle, la prédominance de l'argile fibreuse.

3) Résumé et interprétation

Deux points méritent d'être soulignés :

- Les zones riches en argiles et en calcite micritique paraissent diminuer au profit d'une reprécipitation de calcite sparitique.

- Le gypse ne semble pas avoir précipité avec la calcite, mais après cette dernière. Il envahit la dalle calcaire à la faveur des fissures et des craquelures qui pourraient être induites ou favorisées par la précipitation de ce minéral.

B.- LA CROUTE CALCAIRE

1) Les données macroscopiques et analytiques

La croûte calcaire est constituée par la superposition de feuillets de 0,5 à 1 cm d'épaisseur, séparés par des fentes subhorizontales. Sa couleur est blanche à ocre. Elle est très fissurée avec une porosité tubulaire assez importante. On observe des taches d'1 cm de diamètre environ, très dures et plus foncées. Le gypse est présent en abondance à l'état cristallisé : il précipite entre les feuillets et gaine des pores. Enfin, on note que cette croûte calcaire est colonisée par de nombreuses racines fines et moyennes.

En-dessous de cette croûte, se trouve un encroûtement pulvérulent. Il s'agit d'une formation friable, tendre, très poreuse et pauvre en éléments clastiques. Sa couleur est blanche à blanc-sale. Il renferme des poches remplies de gypse pulvérulent et cristallisé. A la base de cet encroûtement, on remarque un niveau très riche en galets et nodules calcaires, de la taille des cailloux et graviers. Ceux-ci présentent très souvent un creux à la partie supérieure et des précipitations gypso-calcaires à la face inférieure.

TABLEAU II-8

Sommet de la séquence du Boughzoul - Analyse granulométrique en %

Echantillons	Fractions granulométriques				
	Argile	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers
Encroûtement gypseux	52,6		11,7	21,7	2,1
Dalle calcaire	2,1	10,5	8,0	18,3	61,1
Croûte calcaire	4,5	15,3	12,5	19,4	48,3
Horizon nodulaire (zones blanches)	3,7	7,5	6,5	17,5	64,8
Horizon nodulaire (zones rougeâtres)	16,7	5,7	7,3	12,3	58,0
Horizon calcaire (zones blanches)	8,8	9,3	9,5	20,3	52,0
Horizon calcaire (zones rougeâtres)	20,7	7,0	5,3	12,8	54,2
Argiles rouges	27	4,5	15,3	14,6	35,6

L'analyse chimique indique par rapport à la dalle, une augmentation de la teneur en gypse au détriment du calcaire et une proportion légèrement plus grande d'argile (Tableaux II-7 et 8).

2) Analyse microscopique

a) *Microscopie optique*

On distingue trois zones :

- Des zones foncées occupant une surface restreinte et constituées

par de la calcite micritique (< 5 µm) ;
- Des zones claires constituées de gros cristaux de calcite ;
- Des zones gris-clair, riches en gypse fin granulaire en mélange avec de la calcite.

1. Le fond matriciel :

Le squelette est constitué par de nombreux cristaux de quartz, principalement dans les zones foncées. Ils ressemblent à ceux que contient la dalle et sont très souvent auréolés par la calcite. Le plasma ressemble aussi à celui de la dalle. Il est pratiquement absent dans les zones gypseuses. En revanche, la porosité est plus développée que dans la dalle (plus de 20 % de la surface). Elle est représentée par de larges fissures (jusqu'à 0,50 cm) et des cavités.

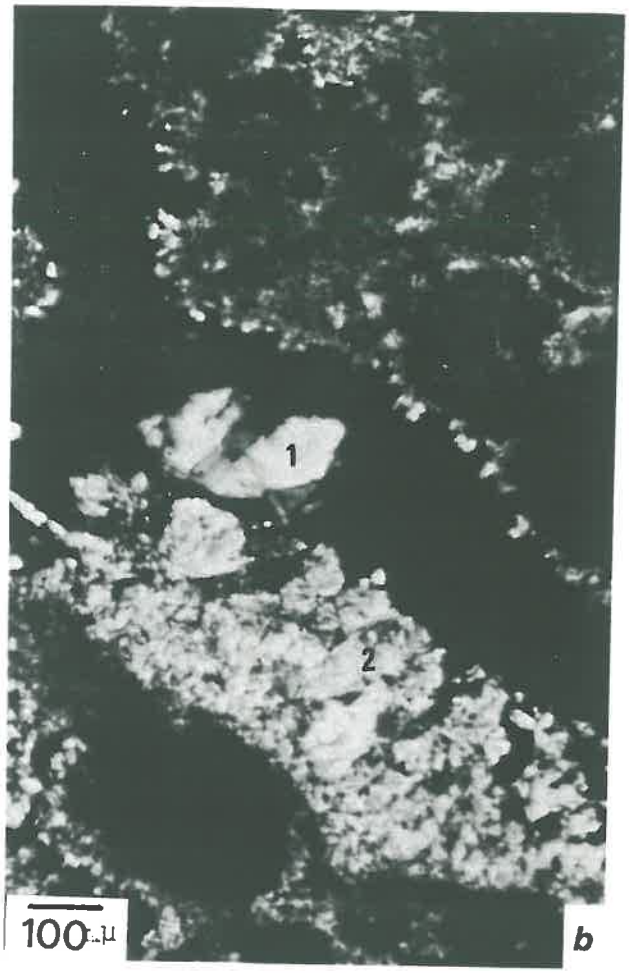
2. Les traits pédologiques sont représentés par de nombreux cristallarias de calcite et de gypse. Sur les parois des vides, le gypse lenticulaire précipite par-dessus la calcite rhomboédrique (Pl. II-10.b).

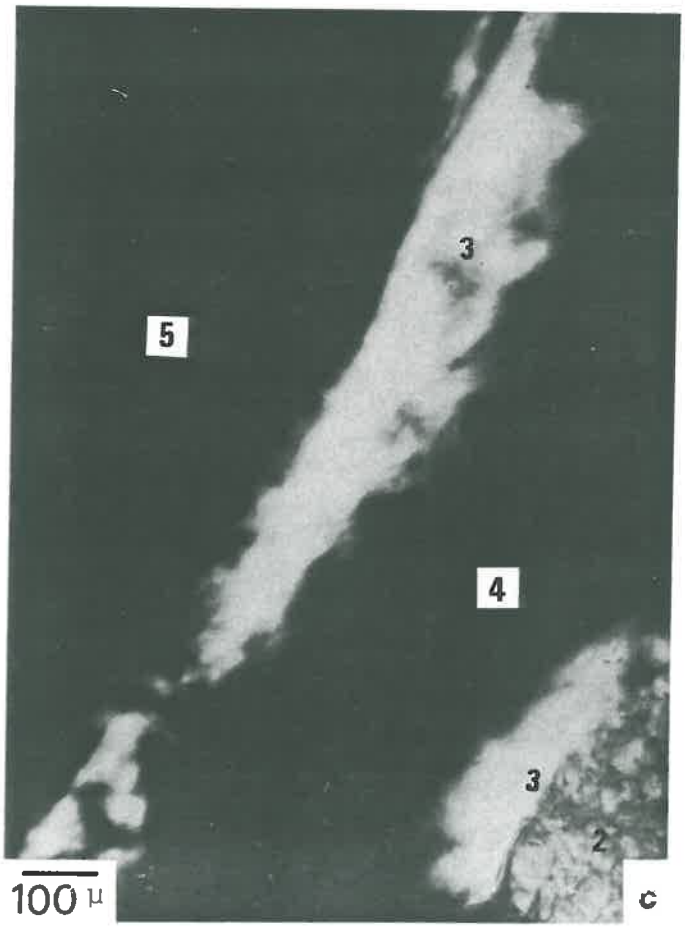
b) *Microscopie à balayage*

Elle confirme et complète les observations faites au microscope optique. On observe en effet, que la calcite est uniquement rhomboédrique et que les cristaux de quartz sont amorphisés (Pl. II-11.a,b) et montrent des traces de dissolution. En outre, le gypse est de forme souvent irrégulière et se débite quelquefois en lattes (Pl.III-8). Enfin, l'argile peu représentée, n'est constituée pratiquement que de palygorskite.

3) Interprétation

La porosité fissurale du gypse est très développée. Par rapport à la dalle, le nombre de cristallarias de calcite est plus important, ce qui traduirait une redistribution plus nette de ce minéral. Les cristaux de quartz plus nombreux montrent aussi des indices plus nets de dissolution et de remplacement par la calcite. Enfin, les fortes précipitations de gypse indiqueraient un "envahissement" plus conséquent du milieu par le sulfate.





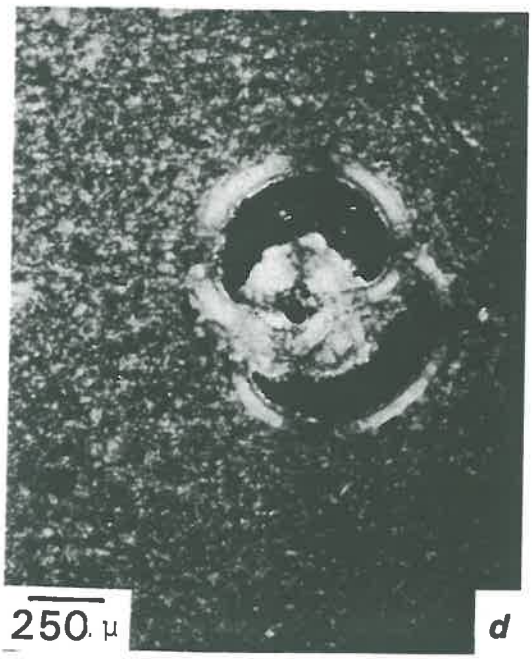


PLANCHE II-10 L.P. : (a) morphologie d'une dalle calcaire ; (b) cristaux de gypse (1) précipitant par-dessus des cristallarias de calcite (2) ; (c) palygorskite sur les parois de la porosité : (2) calcite, (3) palygorskite, (4) vide, (5) quartz ; (d) test de globigérine

C.- L'HORIZON NODULAIRE

1) Les données macroscopiques et analytiques

Cet horizon très compact comprend deux types de zones *(Fig. II-6)*. Des zones blanches (10 YR 8/2 à 8 YR 6/6) représentées par des nodules dont la taille varie de 2 à 6 cm, qui sont de forme irrégulière, quelquefois légèrement allongés dans le sens horizontal. Ces nodules sont très durs et très blancs à la coupe. Entre ces individualisations calcaires, le deuxième type de zones est constitué d'un matériau moins calcaire et rougeâtre (7,5 YR 8/2 à 5 YR 7/5). Quand les nodules calcaires sont bien formés, leur limite avec la matrice rouge est nette. Cette dernière renferme de nombreux cristaux de quartz et de nombreux pores dont certains sont gainés par un mélange gypso-calcaire. La limite inférieure de cet horizon est nette.

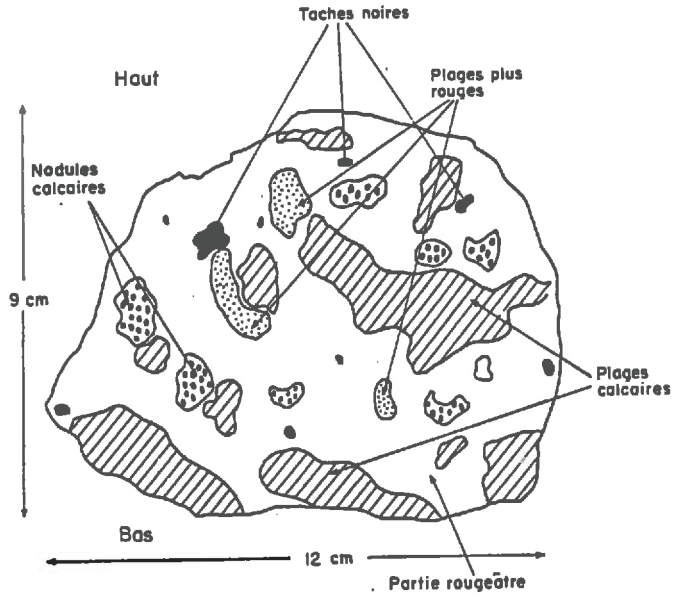


Fig.II-6 - Schéma de l'horizon nodulaire (croquis d'une section)

L'analyse physique et chimique de cet horizon indique de grandes différences du taux d'argile, de calcaire, de salure entre les deux types de zones considérées (Tableaux II-7 et 8). Globalement, et par rapport aux niveaux précédemment étudiés, cet horizon est plus argileux, plus salé (de type NaCl) moins calcaire avec très peu de gypse.

2) L'analyse microscopique

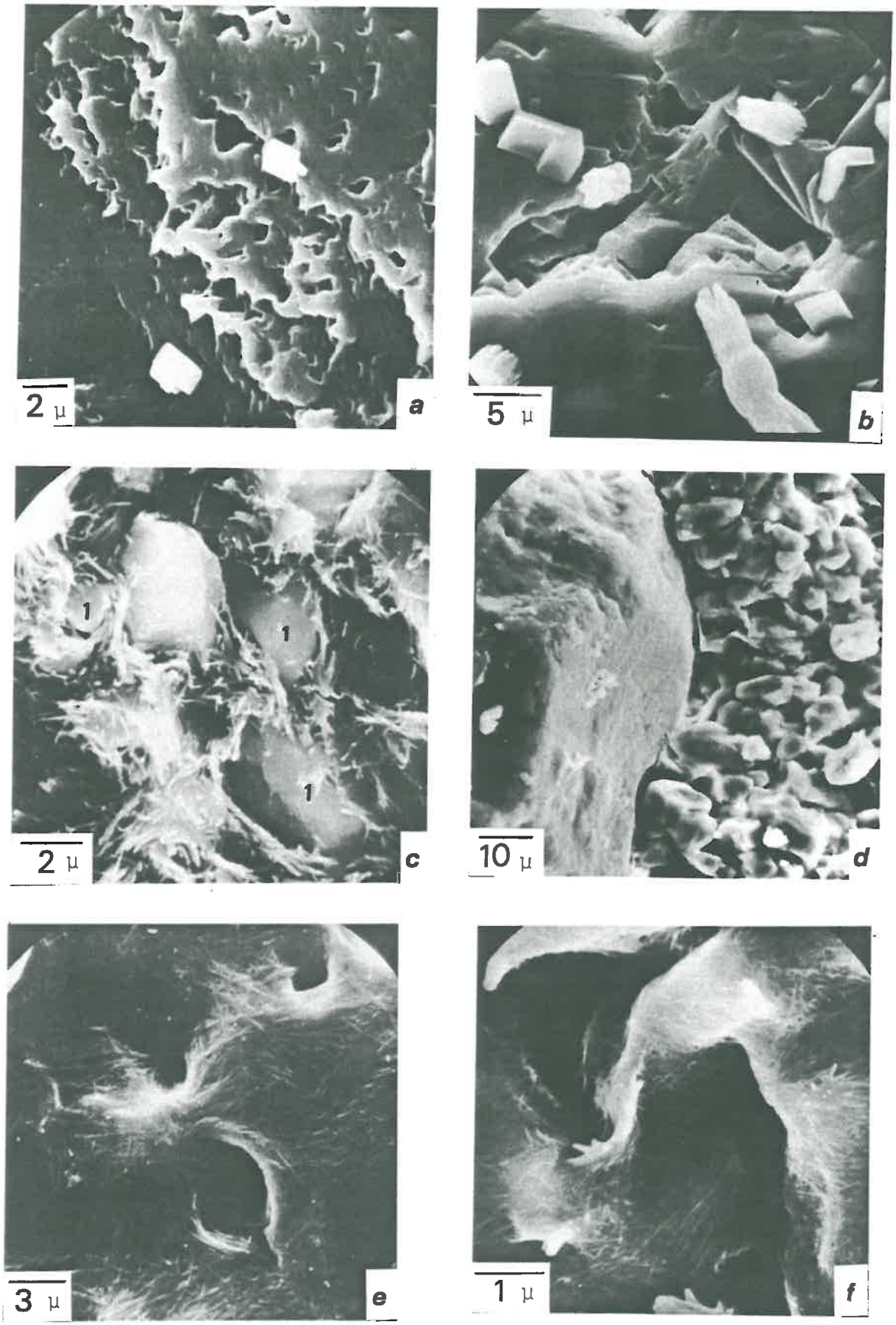


PLANCHE II-11 - (a)(b) figures d'amorphisation et de dissolution du quartz ; (c) palygorskite enveloppant des cristaux de quartz ; (d) contact entre le quartz et la couche de calcite sparitique ; (e)(f) argiles feuilletées recouvertes de fibres de palygorskite et porosité au niveau de l'horizon C de la coupe du Boughzoul

a) *Microscopie optique*

Elle confirme l'existence des deux types de zones :

- Des zones foncées rougeâtres avec de nombreux grains de quartz entourés par des cristaux de calcite sparitique (Planche II-4 c).

- Des zones plus claires correspondant aux nodules, plus riches en calcite sparitique, avec de nombreux cristallarias de calcite. Ces nodules sont moins riches en quartz dont la plupart sont entourés sur la presque totalité de leur pourtour par du vide.

1. Le fond matriciel des zones foncées rougeâtres

Le squelette est constitué presque uniquement de quartz, de taille généralement comprise entre 0,15 et 0,20mm de diamètre. Il représente seulement 5 % environ dans les nodules contre 15 à 20 % dans le fond matriciel. Les cristaux de quartz montrent souvent des indices de dissolution et de remplacement par la calcite (Pl. II-3.c,d). Le plasma est asépique ; il est constitué d'un mélange de calcite et d'argile. Sa couleur est orange foncé. Il présente parfois une organisation squelsépique. L'assemblage plasma/squelette est de type porphyrosquélique. La porosité est représentée par des fissures de dessiccation courbes autour des nodules calcaires ainsi que par des cavités et des chambres.

2. Les traits pédologiques

Il s'agit d'abord de nombreux nodules calcaires, caractérisés par une bordure nette, une faible teneur en argile et quartz de taille proche de celle des quartz du fond matriciel. C'est à ce niveau qu'on trouve les plus nombreux cristallarias de calcite. Cette dernière est surtout rhomboédrique dans les vides et autour des cristaux de quartz (Pl. II-3.c,d). Beaucoup moins souvent on observe de la calcite en baguettes dans les figures de porosité (Pl. II-1.b,c). Les cristallarias de gypse de forme allongée précipitent à l'intérieur et autour des nodules, mais toujours dans les zones de porosité. En outre, la palygorskite est très fréquente. La forme de ces dépôts d'argile en bordure des vides et sur les grains de quartz, ainsi que leur extinction en nicols croisés sont très différentes des vrais argillanes (Pl. II-10.c).

b) *Microscopie à balayage*

Dans les zones foncées (plasma asépique), l'argile fibreuse est quantitativement très importante. Elle ne recouvre le plus souvent que les quartz, et les sépare ainsi de la calcite. Dans certains cas, il est même possible de mettre en évidence un espace entre les cristaux de quartz et la couche de calcite sparitique (Pl. II-11.e). En revanche, dans les nodules calcaires, l'argile fibreuse recouvre aussi bien les cristaux de quartz que les rhomboèdres de calcite (Pl. II-11.f). Cette palygorskite présente les caractères morphologiques d'une formation *in situ* (HALITIM *et al.*,1981). A cette échelle d'observation, seule la calcite, en rhomboèdres très bien formés et à bords nets a pu être mise en évidence. Sur certains quartz on décèle des précipitations de silice amorphe en "fleurs" (Pl. II-2.a). Par ailleurs, le gypse est présent et précipite sur les cristaux de quartz. en revanche, il est absent dans la masse. Enfin, la salinité de l'horizon est confirmée à travers la présence de quelques cubes d'halite dans les zones argileuses.

3) Résumé et interprétation

Dans cet horizon les cristallarias de calcite sont essentiellement rhomboédriques, la calcite en baguettes est très rare et la calcite en bâtonnets est absente. Cet horizon argileux montre les caractères les plus nets d'un milieu agressif vis-à-vis du quartz (présence de "golfes" de dissolution sur les cristaux de quartz, amorphisation, reprécipitation de la silice, vide autour des cristaux de quartz) et son remplacement par la calcite. Les nombreux traits pédologiques (nodules et cristallarias de calcite) attestent que cet horizon situé à environ 1 m 50 a été sujet à d'importants mécanismes pédogénétiques. La concentration de la calcite en nodules se fait au détriment du squelette quartzeux et de l'argile.

Comme dans les horizons sous-jacents, l'argile fibreuse est très abondante à ce niveau et sa proportion augmente fortement dans les nodules. Cette argile présente les caractères morphologiques d'une genèse *in situ*. En revanche, dans cet horizon, l'envahissement par le gypse est extrêmement limité et les indices de sels solubles sont plus nets.

D.- L'HORIZON C ET LA ROCHE-MERE

1) Les données macroscopiques et analytiques

La limite entre ces deux niveaux du point de vue morphologique est difficile à discerner, aussi seront-ils décrits sous la même rubrique. Il s'agit d'un matériau sablo-argileux du Mio-Pliocène déposé au-dessus des marnes. Sa couleur varie de 2,5 YR 5/8 à 10 YR 8/2 et sa densité apparente est élevée. A la base, le matériau rouge est très peu calcaire, mais il est envahi progressivement et irrégulièrement par la calcite le plus souvent à la faveur de fissures.

L'analyse physique et chimique indique, ici aussi, une hétérogénéité du milieu (Tableaux II-7 et 8). La teneur en gypse est pratiquement la même que dans l'horizon nodulaire et la concentration en sels solubles est beaucoup plus élevée.

2) L'analyse microscopique

a) Microscopie optique

L'examen confirme l'hétérogénéité de ces horizons. Le squelette essentiellement quartzeux, occupe des surfaces variables, mais plus importantes (20 à 70 %) qu'au-dessus. Quelques cristaux sont auréolés de calcite sparitique orientée. Le plasma argileux et ferrugineux est, soit asépique, soit cristique. Il présente souvent une organisation vo-squelsépique. La porosité est très hétérogène. Elle est représentée surtout par des vides d'entassement et des orthocavités entourant le plus souvent les cristaux de quartz.

b) Microscopie à balayage

On confirme la faible teneur globale en calcite dont les relations avec le quartz sont de même nature que dans les horizons supérieurs. L'argile fibreuse semble recouvrir d'autres argiles (illite, kaolinite, cf. chapitre des argiles) riches en K^+ et pauvres en Mg^{++} (Pl. II-11 e,f). Cet ensemble présente des pores très nombreux et assez gros, dont les bords sont très riches en halite.

3) Résumé

Les éléments essentiels tirés de l'analyse de ces horizons sont les

suivants :

- Une diminution de la teneur en calcite avec une distribution irrégulière, une très faible teneur en gypse, une concentration relativement élevée en sels solubles par rapport aux horizons supérieurs ;

- Une teneur en argile fibreuse nettement inférieure à celles d'autres argiles ; il y aurait apparemment une relation entre la teneur en calcite et la proportion d'argile fibreuse ;

- Une augmentation de la teneur en quartz qui subit cependant dans les zones calcitisées, les mêmes processus que ceux décrits précédemment.

E.- LES VARIATIONS VERTICALES ET LATERALES DES ACCUMULATIONS DU CALCAIRE

1) Les variations verticales au sommet de la séquence

A l'échelle verticale de l'ensemble des horizons précédemment étudiés, soit sur une hauteur d'environ 7 m, il ressort que :

- La texture de ces horizons est très hétérogène, ce qui s'explique par l'origine sédimentaire du matériau. Il n'est pas possible d'y déceler une quelconque dynamique de l'argile, si ce n'est une augmentation de ce minéral au niveau de l'horizon nodulaire par rapport aux horizons sous-jacents. Par contre, on note la diminution de la proportion de sables et de limons grossiers, constitués presque uniquement de quartz, quand on remonte dans la coupe, sans que cette baisse de la teneur en quartz ne soit à mettre en parallèle avec une variation des proportions des différentes fractions granulométriques (Tableau II-9).

- La teneur en $CaCO_3$, très faible dans l'horizon gypseux, augmente fortement dans la dalle, puis diminue plus ou moins régulièrement pour atteindre dans la roche-mère des valeurs très faibles.

- Les résultats de l'analyse des fractions quartzeuses et carbonatées suggèreraient une dissolution des cristaux de quartz parallèlement à la carbonatation du milieu.

- Il existe une certaine relation entre la teneur en calcite et la proportion de palygorskite dans la fraction argileuse.

- Les teneurs relativement faibles en calcaire observées dans la croûte calcaire, seraient en relation avec la présence de gypse dont la concentration est d'ailleurs maximale en surface, mais diminue rapidement au-delà de l'encroûtement. Cependant, comme dans le cas du calcaire, on doit rappeler que la distribution intra-horizon en gypse est irrégulière.

TABLEAU II-9

Coupe du Boughzoul - Distribution des cristaux de quartz suivant leur taille en %

Echantillons	Tranches granulométriques			
	20 - 50 µm	50 - 100 µm	100 - 200 µm	200 µm-1 mm
Horizon nodulaire (zones rougeâtres)	8,0	14,3	28,3	49,3
Horizon nodulaire (zones blanches)	6,5	17,5	29,4	46,6
Horizon calcaire (zones rougeâtres)	5,3	12,8	21,6	59,7
Horizon calcaire (zones blanches)	10,5	24,5	31,5	33,5
Argiles rouges	11,5	17,6	29,4	41,5

- En ce qui concerne la salinité, on constate que la concentration en sels solubles, ainsi que le rapport Mg^{++}/Ca^{++}, augmentent avec la profondeur, mais le faciès salin reste partout de type chloruré sodique.

Il aurait été nécessaire de compléter cette vision verticale des relations entre horizons par une approche des variations latérales des accumulations du calcaire au sommet de cette séquence. Des investigations préliminaires et très sommaires nous ont permis de constater un passage latéral sur une courte distance (une dizaine de mètres) : croûte calcaire très altérée, encroûtement, nodules. Ces observations méritent d'être approfondies car elles permettraient d'apporter d'autres arguments à l'analyse des relations génétiques entre les différentes formes de concentrations calcaires et d'en expliquer les mécanismes.

2) Les sols a faibles individualisations du calcaire à l'aval de la séquence

En aval de la coupe décrite précédemment, les sols sont sans individualisation apparente de calcite (forme diffuse) ou à faible individualisation (pseudomycélium). Le premier cas caractérise le centre marneux de la sabkha (profil 31) : l'accumulation est généralisée et le plasma est asépique. Le deuxième cas concerne les sols de "lunettes" et les sols sur marne (point 30 et profil 28). Ces derniers présentent des figures d'aragonitisation. Toujours dans ces sols, on mentionnera comme forme de carbonate hérité, de nombreux cristaux de dolomies en partie dissous (Pl. II-9.d,e) et des tests de globigérine (Pl. II-10.d). Un certain nombre de ces traits (accumulation généralisée, figures d'aragonitisation) sont à rapprocher de ce qui a été décrit dans la partie basse de la région du Zahrez.

F.- CONCLUSION

Comme dans la séquence précédente, c'est dans la portion sommitale que les accumulations du calcaire sont les plus importantes. On y observe la succession suivante (de haut en bas) : dalle, croûte, encroûtement, nodules calcaires, pseudomycéliums et formes diffuses. Plus en aval, l'accumulation du calcaire est limitée à la forme diffuse et en pseudomycéliums.

De l'ensemble des observations et analyses effectuées sur cette séquence, il ressort que :

- A l'inverse de ce qui était observé dans la séquence du Zahrez, plus sableux, la calcite en bâtonnets est ici inexistante et seule la calcite rhomboédrique est omniprésente. Le polymorphisme de la calcite ne semble apparemment pas lié à une évolution de la concentration du calcaire. En revanche, là encore, la présence d'aragonite est associée aux premiers stades de l'individualisation du calcaire.

- L'accumulation de la calcite paraît entraîner une diminution par dissolution de la teneur en quartz et en argile.

- L'accumulation de la calcite et la diminution de la teneur en argile se sont faites parallèlement à une augmentation de la proportion de la palygorskite dans la fraction argileuse. Ce type de relation calcite-palygorskite n'avait pas été mis en évidence de façon nette dans la séquence précédente.

- Les taches d'oxydo-réduction et surtout de gypse en "roses de sable" qui auraient fait penser à une ancienne nappe active (BELLAIRE, 1954) sont absentes.

- Comme dans la séquence du Zahrez, la concentration en gypse semble postérieure à l'accumulation calcaire qu'il paraît fragmenter. Ainsi, les relations quartz-calcite-gypse sont de même nature que dans la première séquence.

- La présence de galets et nodules calcaires creusés en godets témoignerait d'une migration de solutions sous-saturées vis-à-vis de la calcite.

IV.- FORMES ET DISTRIBUTION DE LA CALCITE DANS LES SOLS DES ZONES ARIDES : SYNTHESE DE L'APPROCHE MICROSCOPIQUE

L'un des objectifs de cette partie du travail était de classifier la calcite des sols en termes de forme et de distribution. Cependant, l'absence de critères adéquats permettant en particulier de distinguer la calcite du plasma de celle du squelette est un des handicaps les plus importants dans l'analyse de la distribution de la calcite dans les sols. Cela explique que différents critères de classification aient été proposés.

Si on se réfère à la nomenclature de BREWER (1964), le plasma comprend deux types de constituants :

- toutes les particules du sol (minérales ou organiques) dont la taille est inférieure à 2 µm ;

- toutes les particules relativement solubles, capables de se déplacer, de se réorganiser et de se concentrer par les processus de formation des sols.

Cependant, en ce qui concerne la calcite, cette classification n'est pas acceptée par tous les auteurs. C'est ainsi que selon GILE *et al.*(1965), la calcite peut agir comme des grains de squelette, et il semble donc anormal de la classer dans le plasma. MERMUT et ST-ARNAUD (1981), considèrent les minéraux carbonatés inférieurs à 20 µm comme faisant partie du plasma. Enfin, selon SEYGHAL et STOOPS (1975) et BAL (1975), la calcite est considérée comme un élément du squelette, si elle est héritée.

Nous avons choisi pour notre part d'adopter la terminologie de BREWER pour deux raisons :

1°) Exception faite des pédoreliques et lithoreliques, on ne peut, à partir de l'unique observation des lames minces, déterminer avec certitude l'origine de la calcite du fond matriciel (FEDOROFF, 1969 ; BAL et BUURSINK., 1975).

2°) Nos propres observations et analyses rapportées dans ce travail suggèrent que la taille n'est pas un critère permettant de classer la calcite. En effet, si les premières phases d'individualisation du calcaire coïncident avec une forte teneur en calcite de la fraction limon, la concentration croissante du calcaire se fait toujours avec une augmentation de la taille des cristaux de calcite. Cela est à rapprocher des résultats obtenus par HOLFORD et MATTINGIY (1975) qui mettent en évidence une baisse de la surface spécifique de la calcite avec l'augmentation de la concentration en calcite *(Fig. II-7)*.

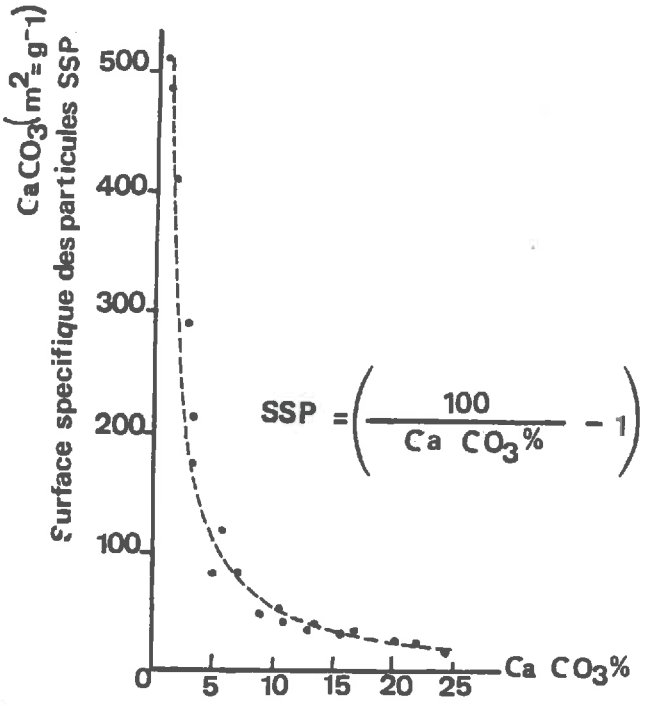


Fig. II-7 - Relation entre la surface spécifique des particules de $CaCO_3$ et la teneur en $CaCO_3$ du sol (HOLFORD et MATTINGLY, 1975)

Pour synthétiser nos données microscopiques, nous considérerons les subdivisions suivantes :

- Fond matriciel
  - + plasma calciasépique(*)
  - + plasma cristique
- Traits pédologiques
  - + cristallarias
    - . cristallarias cavitaires et foliaires
    - . cristallarias autour des quartz
    - . cristaux intercalaires
  - + glébules
  - + lithoreliques et pédoreliques
  - + bioreliques

A.- LA CALCITE DANS LE FOND MATRICIEL

1) Plasma calciasépique

C'est un plasma qui contient plus de 15 % de calcite (MULDERS, 1969). Nous avons observé ce type de plasma argilo-calcaire dans les alluvions et les marnes des deux toposéquences étudiées. Sa morphologie rappelle celle des "interflorescences" de KUBIENA (1938) et de SEHGAL et STOOPS (1975).

2) Plasma cristique

Il est décrit dans les zones micro et macrocristallines des horizons dont le plasma est complètement envahi par la calcite micritique (≤20 µm) ou sparitique (>20 µm). C'est le cas des dalles, croûtes, encroûtements, nodules calcaires. Par ailleurs, il est important de noter que, d'après les observations réalisées à différentes échelles, il n'y a pas toujours de relation entre la teneur en carbonate de calcium, la morphologie et la cohérence de l'accumulation calcaire. C'est ainsi que la croûte dure de nappe ne contient que 35 % de calcaire, alors que l'encroûtement friable du profil 4 contient plus de 60 %.

(*) Seul terme qui n'est pas emprunté à BREWER mais à MULDERS, 1969 ; JONGERIUS et RUTHERFORD, 1979.

B.- LA CALCITE DANS LES TRAITS PEDOLOGIQUES

1) Les glébules calcaires

Dans les sols étudiés ici, il s'agit de nodules dont la presque totalité a une bordure nette par rapport au fond matriciel. Sur le terrain, ils correspondent aux granules(<1 cm^3) et aux nodules. Ces glébules sont fréquents dans les horizons nodulaires et dans certains encroûtements et croûtes calcaires. Deux problèmes se posent quant à ces glébules : celui de leur origine (formation *in situ* ou non) et celui du processus même de leur formation. Il y a lieu d'admettre que la réponse à ces problèmes n'est pas encore bien connue (BREWER, 1972). Pour notre part, dans un cas précis, nous estimons que l'hypothèse d'une formation *in situ* peut être privilégiée. Ce cas est celui de l'horizon nodulaire de la séquence du Boughzoul (sur argiles rouges), pour les raisons suivantes :

- Les cristaux de quartz sont en quantité plus faible que dans le fond matriciel, mais leur distribution granulométrique est la même, ainsi que leur exoscopie.

- La nature des minéraux argileux dans le fond matriciel est semblable à celle des argiles contenues dans les nodules calcaires, avec cependant une grande proportion de palygorskite dans ces derniers.

- La teneur en carbonate de calcium est deux fois plus élevée dans les nodules que dans le fond matriciel. Cette concentration de calcite s'est produite essentiellement au détriment du quartz et des argiles.

- Cette interprétation doit néanmoins être confrontée à d'autres données bibliographiques. Selon MERMUT et ST-ARNAUD (1981), en sols sableux, de tels nodules à bordures nettes sont à considérer comme hérités à partir du matériau parental. D'un autre côté, les nodules à bordure diffuse ont surtout été signalés par SEYGHAL et STOOPS (1972) dans les régions humides. Il semblerait donc en définitive que les limites des nodules ne sont pas toujours indicatrices de leur origine et les processus de dessiccation règnant dans les zones arides ne sont pas favorables à la conservation des nodules à bordure diffuse. Pour ce qui concerne les processus de formation des nodules, nous nous contentons d'évoquer deux modes de genèse possibles :

- Mouvements au sein du profil de solutions carbonatées calciques et précipitation dans un niveau peu perméable par rapport aux autres horizons. Au cours de la croissance cristalline et de la nucléation prennent place la dissolution des cristaux de quartz et la destruction des minéraux argileux.

- Formation de nodules par dégradation de niveaux plus calcaires (croûte et encroûtement).

- Il s'agit là d'une question qui nécessite des études ultérieures.

2) Les cristallarias

Il s'agit, d'un trait d'origine pédogénétique, et attribué à la précipitation de la calcite dans les pores ou autour des constituants du squelette, à partir de solutions saturées en $CaCO_3$.

a) *Cristallarias de vides* :

Les cristallarias observés se présentent sous des formes variables : fibreuses, rhomboédriques et en "étoiles".

1. Les cristallarias fibreux :

Il en existe deux types : la calcite en baguettes et la calcite en bâtonnets.

1.1. La calcite en baguettes :

La longueur des cristaux que nous avons observés est de 30 à 100 mm et la largeur de 1 à 7 mm. Ils sont observés essentiellement dans les croûtes et encroûtements calcaires ou au contact de nappe (profil 14) dans des milieux très poreux. Ces cristaux ont été rarement remarqués dans l'horizon nodulaire plus argileux de la séquence du Boughzoul. Ces baguettes peuvent être constituées de rhomboèdres disposés en échelons avec leurs axes C, parallèles entre-eux et inclinés par rapport à l'axe des baguettes. Il s'agit parfois de deux rangées de rhomboèdres séparées par une fente, rappelant les formes décrites par STOOPS (1976). Cependant, généralement, les baguettes ne présentent pas de microstructure comme d'ailleurs cela a été démontré à l'aide d'observations faites au microscope électronique à transmission (VERGES, 1982). Enfin, il faut noter que cette calcite en baguettes a été considérée à tort comme un minéral distinct et appelé lublinite (IWANOFF, 1906).

1.2. La calcite en bâtonnets :

Il s'agit de petits cristaux allongés de 0,1 mm de large et de 3 à 5 mm de long environ, sans microstructure. Ils ont surtout été observés dans les horizons supérieurs de sol à croûtes et encroûtements calcaires. Nous ne les avons jamais remarqués que ce soit dans les horizons profonds des sols ou dans la séquence du Boughzoul. Enfin, ils sont souvent assemblés en "nid de pie", seuls ou autour des baguettes.

Nous pensons que, compte tenu des milieux et des horizons où ces cristaux fibreux ont été observés et décrits, les conditions de leur génèse feraient intervenir les paramètres suivants :

- Une forte porosité du sol,
- Une sursaturation rapide en calcite des solutions provoquée par des changements thermiques ou hydriques ou à une forte activité racinaire.

La calcite en bâtonnets est favorisée par les conditions ci-dessus, mais serait aussi selon DURAND (1978) influencée par les composés organiques adsorbés sur les sites de croissance. Il faut signaler cependant que Mg^{++} (FOLK, 1974 ; POUGET, 1980) ; et la silice (BUTTEL, 1982) pourraient jouer un rôle dans la formation de la calcite fibreuse.

2. Les cristallarias en rhomboèdres :

Ce sont des cristaux rhomboédriques (10 - 50 µm) précipitant sur les parois internes des vides ou à l'intérieur même de ces derniers. Différents types d'accumulations calcaires (pseudomycéliums, nodules, encroûtements, croûtes, dalles) en sont pourvus.

3. Les cristallarias en "étoiles" :

Une autre forme de cristallarias est constituée de cristaux en "étoiles" qu'on observe dans les sols où l'individualisation du calcaire est très faible (forme diffuse et en pseudomycélium), semblables aux cristallisations d'aragonite décrites par NAHON *et al.* (1980). Ces cristallisations en étoiles sont observées en grande quantité dans les profils sur glacis récents et dans les sols sur marne. Le magnésium jouerait un rôle primordial dans la genèse de l'aragonite pour les raisons suivantes :

- Expérimentalement, nous montrerons (2ème partie) que la présence de Mg^{++} oriente le polymorphisme ;

- La présence de ces cristallarias en "étoile" coïncide avec celle de minéraux riches en Mg^{++} : la dolomie et la chlorite primaire.

Cependant, il est important de signaler que les conditions de formation de l'aragonite dans les sols restent encore très discutées. Elles supposeraient selon les auteurs, la présence de Mg^{++} (ROQUES, 1964 ; CAILLEAU *et al.*, 1977 ; 1979) ou de matières organiques (NAHON *et al.*,1980).

3) Les cristallarias autour des cristaux de quartz

C'est un trait pédologique très répandu dans les horizons a forte accumulation de calcaire. Deux types de cristaux sont observés au contact des quartz :

- Les cristaux rhomboédriques,
- Les cristaux fibreux.

Au microscope optique, les baguettes etles rhomboèdres sont visibles. Cependant, il s'agit essentiellement de gros rhomboèdres (20-100 µm) par rapport à la calcite du fond matriciel et orientés perpendiculairement à la surface du quartz. C'est la morphologie habituelle décrite dans le cas de l'épigénie calcaire (MILLOT *et al.*, 1977 ; HALITIM *et al.*,1981). D'un autre côté, au microscope à balayage, il a été souvent possible d'observer, à la surface des grains de quartz, des précipitations de calcite en bâtonnets dans les zones de dissolution.

4) Les cristaux intercalaires

Selon BREWER (1964), les cristaux intercalaires sont de simple cristaux ou un groupe de quelques cristaux dans le fond matriciel et non associés à un vide. Ils seraient néoformés. Quand l'espace entre les cristaux est grand et ne contient que très peu ou pas de carbonates fins dans le plasma, la définition d'intercalaire est facilement compréhensible (BAL, 1975) ; mais dans les sols étudiés ici, ce n'est pratiquement pas le cas, ce qui rend difficile de classer un cristal ou un groupe de cristaux dans les traits pédologiques (cristaux intercalaires) ou dans le squelette.

Différentes possibilités de formation de cristaux intercalaires ont été avancées :

- Formation *in situ* par croissance normale aux dépens de petits cristaux (BREWER, 1964).
- Héritage à partir de la roche-mère. C'est le cas des sédiments de calcaires éoliens (WADIA, 1966 ; BAL et BUURINSK , 1975). Il s'agirait alors d'éléments du squelette et non de traits pédologiques.
- Les cristaux intercalaires peuvent être formés par éparpillement des cristaux des pédotubules (BAL, 1975).

Dans la zone étudiée, seule la dernière hypothèse a pu être privilégiée, nous avons en effet observé dans des horizons et des cristaux de calcite formant des pédotubules. La distribution de ces cristaux dans le fond matriciel est probablement liée à une activité biologique.

5) Les lithoreliques et les pédoreliques

C'est le cas des nodules calcaires qu'on observe dans les sols à encroûtement gypseux, des fragments de calcaire, de grès et de croûte calcaire. Leur taille est très variable (de 100 µm à quelques cm).

Comme lithoreliques, on peut aussi citer les gros cristaux de dolomies des sols sur marne et des horizons profonds de sols à encroûtement calcaire ; ils sont, pour certains, en cours de dissolution.

6) Les bioreliques

Dans ces régions, tous les fragments de coquilles et les foraminifères ont des tailles supérieures à 20 µm et sont hérités, de conditions différentes de celles qui règnent actuellement. La présence de foraminifères dans les marnes et leur conservation attestent que ces dernières ont une origine marine. Les bioreliques calcaires considérés, selon les auteurs comme faisant partie du plasma (BLOKHUS *et al.*,1969 ; 1970 ; BAL, 1975) ou du squelette (ABDELKADER et ABDELHAMID, 1974 ; MERMUT et ST-ARNAUD,1981).

V.- CONCLUSION

Rappelons tout d'abord que les sols à fortes accumulations de calcaire ont fait l'objet d'un grand nombre d'observations, le plus souvent macroscopiques. RUELLAN (1970) et plus récemment BOCK (1984) ont fait la revue des hypothèses,très diverses, qui sont émises sur leur genèse. Notre apport sur ces formations porte sur la distribution et la morphologie de la calcite dans les sols de la zone aride. Nous allons résumer les résultats essentiels dans les domaines suivants :

- Les niveaux de différenciation du calcaire et l'épigénie calcaire,
- Les niveaux de concentration et les morphotypes de la calcite,
- L'évolution actuelle.

A.- LES NIVEAUX DE DIFFERENCIATION DU CALCAIRE ET L'EPIGENIE CALCAIRE

Sur des matériaux non calcaires à l'origine, nous avons montré que l'accumulation du calcaire s'est traduite par des formes diffuses et en pseudomycéliums à la base puis par des individualisations de plus en plus fortes (nodules, encroûtement, croûte, dalle) et de plus en plus superficielles. En revanche, cette évolution pédologique classique n'a pas pu être mise en évidence nettement dans des matériaux déjà calcaires au départ. Les accumulations calcaires résultant de processus pédologique et aboutissant à la formation d'un horizon avec plus de 60 % de $CaCO_3$, et ceci à volume constant, impliquent la destruction des constituants non carbonatés et leur remplacement par la calcite, c'est-à-dire une épigénie calcaire. Les phénomènes de solubilisation et d'altération des minéraux silicatés observés peuvent être justifiés par des pH relativement élevés, pouvant atteindre la valeur de 10 (CALLOT *et al.*, 1978) et ont été mis en évidence à travers des examens microscopiques : "golfes" de corrosion périphérique et remplacement parfois isovolumique par la calcite, quartz amorphisés, figures de dissolution chimique. Ainsi donc, au fur et à mesure que l'accumulation de $CaCO_3$ se développe, les constituants silicatés sont éliminés par dissolution.

B.- NIVEAUX D'INDIVIDUALISATION DU CALCAIRE ET MORPHOTYPES DE LA CALCITE

On est tenté de lier la séquence macroscopique présentée (amas dif-

fus, pseudomycélium, nodules, encroûtement, croûte, dalles calcaires) à une séquence des morphotypes de calcite, comme cela a été observé et expliqué dans des croûtes, plus jeunes, en formation (BUTTEL, 1982). De cette étude, il ressort cependant que toutes les phases de développement de l'accumulation calcaire n'ont pas de correspondance avec le morphotype de la calcite, en dehors de la coïncidence entre les premières phases d'individualisation du $CaCO_3$ et l'aragonitisation. C'est ainsi que dans les fortes accumulations calcaires du Zahrez, la calcite fibreuse est omniprésente, alors qu'elle est exceptionnelle dans toutes les phases de l'accumulation du calcaire de la séquence du Boughzoul. En définitive, dans les cas plus complexes étudiés ici, il ressort que le polymorphisme de la calcite ne serait pas lié à un stade évolutif de l'individualisation du calcaire, mais plutôt à des conditions de précipitations.

C.- EVOLUTION ACTUELLE DES ACCUMULATIONS CALCAIRES

L'évolution actuelle des formations calcaires est liée à la dynamique de l'eau. A partir des résultats du bilan hydrique et des observations macro et microscopiques, il est possible de résumer cette évolution actuelle pour les zones arides proprement dites (100 - 350 mm/an) :

- Quand les croûtes calcaires se trouvent en surface, elles subissent des phénomènes de dégradation physique et de dissolution chimique. Les fragments de croûtes et les ions sont emportés par les eaux, puis accumulés et intégrés dans des sols situés en aval, qui sont eux-mêmes régularisés par l'érosion (RUELLAN *et al.*, 1977).

- Quand les croûtes calcaires sont à plus de 50 cm de profondeur, elles peuvent être considérées comme des formations pratiquement figées, abstraction faite de la formation des pellicules rubanées. C'est peut-être ce qui a fait dire à MILLOT (1977) que : "si la base du profil n'est plus alimentée en eau, en raison de son aridité croissante, le manteau est mort à sa base, mais continue sa dégradation au sommet".

- Si l'horizon de surface est peu épais, les croûtes calcaires s'altèrent et le nourissent (RUELLAN *et al.*, 1977).

- Dans les horizons superficiels et les dépressions, l'individualisation se poursuit actuellement, mais elle est discontinue à cause de la lenteur du processus.

En définitive, dans ces régions, les conditions actuelles ne permettent qu'une pédogénèse superficielle, incompatibles avec les puissantes croûtes calcaires qu'on observe. De même, l'épigénie calcaire se continuerait, mais elle est ralentie.

CHAPITRE III

LES ACCUMULATIONS GYPSEUSES

I.- GENERALITES

Les formations pédogénétiques du gypse sont couramment rencontrées dans les sols des zones arides du Maghreb (DURAND, 1953, 1954 ; BUREAU et RODERER, 1961 ; VIEILLEFON, 1966 ; MORI, 1967 ; POUGET, 1968 ; DUTIL, 1971). Comparé aux autres formations salines (calcaire et sels solubles), le gypse n'a pourtant pas fait l'objet d'analyses pédologiques aussi approfondies. Les études ont porté essentiellement sur les problèmes d'analyses physiques (granulométrie, teneur en eau) et chimiques (solution du sol, capacité d'échange et cations échangeables, équilibre gypse - anhydrite) (VIEILLEFON, 1970 ; MATUSHEVSKIY, 1963 ; SERVANT, 1975 ; INNORTA *et al.*,1980 ; POUGET, 1968). En revanche, l'approche microscopique (au microscope optique et à balayage) n'a connu de véritable développement que très récemment avec principalement les travaux de l'équipe de STOOPS en Belgique (BARZANJI, 1973 ; DEKKICHE, 1974).

Si dans les régions humides le gypse d'origine pédogénétique peut exister uniquement dans les dépressions, dans les zones arides en revanche, il peut se localiser à différents niveaux du paysage (glacis du Quaternaire) ou dans différentes parties du profil pédologique. En Tunisie présaharienne COQUE (1962) identifie trois glacis encroûtés d'âge variable. En outre, l'accumulation gypseuse peut être de forme et d'importance variable ; en général, elle est soit :

- dominante et donner lieu à des encroûtements gypseux. Ceci s'observe dans la partie supérieure ou moyenne des séquences topographiques ;

- non dominante et peut envahir différents matériaux, de texture variable et de composition minéralogique différente (argile, calcaire, quartz).

C'est effectivement le cas dans les deux séquences étudiées en détail ici. Comme pour les accumulations calcaires notre démarche comprend la caractérisation physico-chimique et la description à différentes échelles de ces concentrations. Nous accorderons une part particulière aux relations interminéraux.

II.- LE GYPSE DANS LE PAYSAGE DU ZAHREZ

A.- LES ENCROUTEMENTS GYPSEUX DE SURFACE DE LA PARTIE MOYENNE DE LA SEQUENCE (Profil 9 - Fig.I-7)

1) Les données macroscopiques et analytiques

L'encroûtement gypseux peut être exposé à l'air ou recouvert d'un voile sableux ou de nabkha. Dans le premier cas, sa surface est légèrement bosselée et présente souvent des polygones à bords recourbés, limités par une remontée de fines particules gypseuses *(Fig.III-1)*. Morphologiquement, ces polygones sont très différents de ceux habituellement décrits dans les matériaux argileux ou de sabkha.

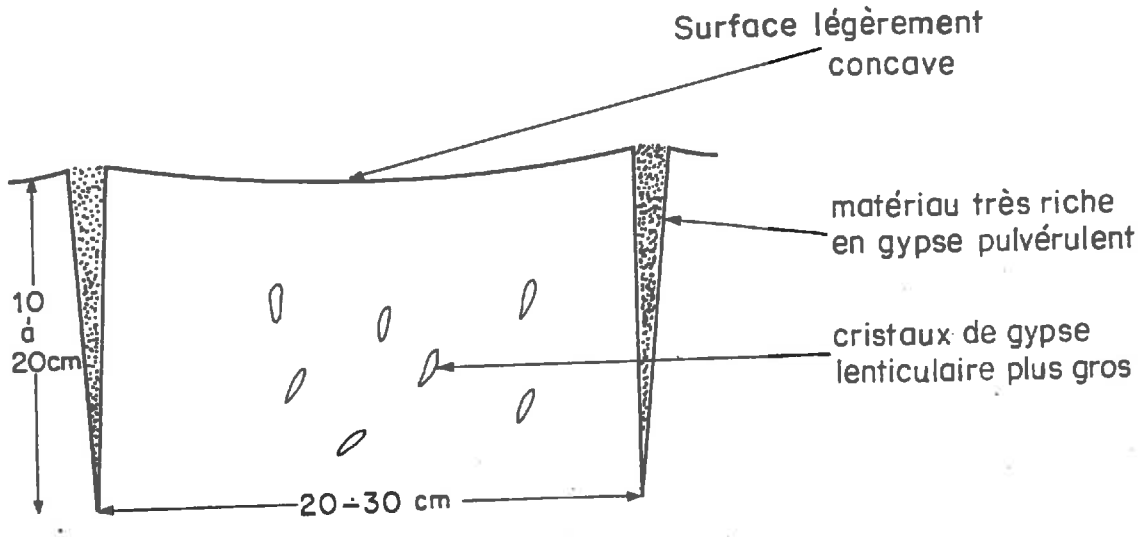


Fig.III-1 - Morphologie schématique d'un sol gypseux polygonal

L'encroûtement gypseux comprend deux parties superposées distinctes :

- un horizon supérieur ayant un aspect massif et dur. Sa texture est sableuse à sablo-limoneuse. Il a une structure polyédrique et cohérente. On y observe quelques amas friables de 3 à 4 cm de diamètre distribués au hasard et de nombreux pores biologiques.
- un horizon inférieur (à partir de 30 cm) beaucoup plus sableux et moins calcaire et moins dur où on distingue deux couleurs juxtaposées ; la plus grise est plus sableuse et moins gypseuse que les taches blanches.

La teneur en calcaire de l'encroûtement est très faible (Tableau III-1) alors que celle du gypse est très importante et diminue avec la profondeur. En ce qui concerne la granulométrie, la présence de gypse gêne la dispersion ; toutefois les résultats obtenus (Tableau III-1) par tamisage sous l'eau indiquent une texture limono-sableuse.

2) Analyse microscopique

a) *Etude au microscope polarisant*

La partie supérieure de l'encroûtement gypseux est assez hétérogène et renferme quelques fragments calcaires (200 µm à plus d'1 cm de diamètre). La calcite micritique (< 20 µm) est en inclusion uniquement dans les cristaux de gypse sans orientation apparente (Pl.III-1 a,b).

1. - Le fond matriciel

Le squelette est constitué surtout de cristaux de quartz arrondis à subarrondis (100 à 300 µm) et il représente environ 10 % de la préparation

Le plasma ne figure que dans les traits pédologiques. Dans les fragments calcaires il est asépique (calcitique et argileux). *Les vides* sont constitués de cavités et de chenaux (vérifiés à la loupe sur échantillons avant imprégnation) ; il n'y a pas de fissures. Leur diamètre varie de 0,1 à 0,3 mm. Il y a environ 20 % de porosité.

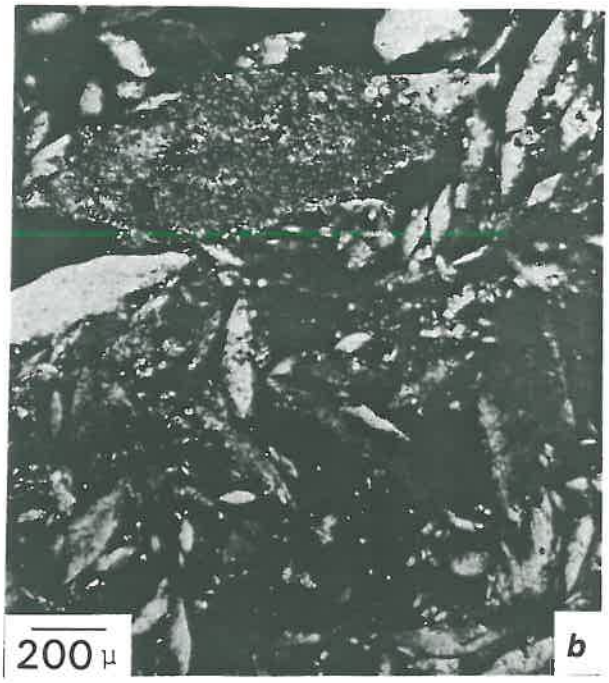
2. - Les traits pédologiques, constitués essentiellement de gypse, représentent 70 % de la préparation. Il s'agit de :

. cristaux intercalaires (ou de cristallarias intercalaires) de gypse dont la forme est très variable, mais le plus souvent lenticulaire, assemblés

TABLEAU III. 1: DONNEES ANALYTIQUES DU PROFIL 9

(SOLS A ENCROUTEMENT GYPSEUX DE SURFACE).

ECHANTILLONS	PROF. CM	ARG. L.F	L.G	S.F	S.G.	CAL-CAIRE %	GYP-SE %	C.E mmhos cm^{-1}	M.O %	PH EAU 1/2,5	PH KCL	Hp. pF 2,5 %	Hp. pF 2,4 %	COMPOSITION DE LA SOLUTION DU SOL meq /l. Ca	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	SO_4^{--}	Cl^{-}	Alc.
901	0-3	20	12	48	18,7	1,4	7,7	3,76	0,34	8,1	7,8	3,5	1,4	16,5	1,9	20,5	4,5	18,0	20	2,5
902	3-23	45,2	3,5	43	7,5	6,5	83,8	4,01	0,30	8,2	7,8	23,4	15,7	24,4	1,8	20	1,5	24,2	19,1	1,14
903	23-40	51	11,2	30,1	8,5	5,0	81,8	5,2	0,19	8,0	7,8	29,0	19,2	23,2	2,7	28,3	5,5	34,2	24,2	2,14
904	40-75	19	15,3	55	8,3	1,8	32,5	6,5	0,07	8,15	7,75	14,1	8,2	27,5	5,5	34,5	8,5	43,1	27,0	2,60
905	75-110	20	17,7	57	5,2	2,7	7,5	8,2	0,0	8,15	7,7	11,4	4,2	28,5	9,25	44,5	11,0	63,0	28,0	5,09



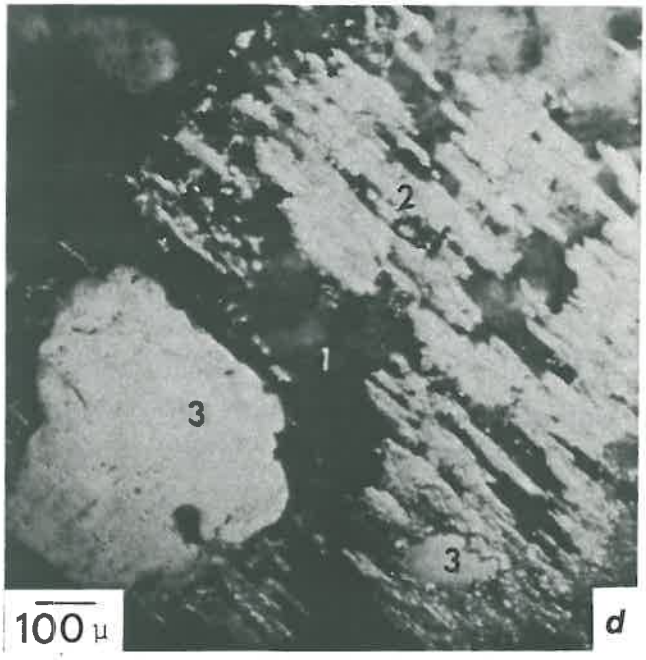


PLANCHE III-1 L.P. : (a)(b) cristaux lenticulaires de gypse avec de la calcite en inclusion sans orientation; (c)(d) pédoreliques calcaires détruites par la croissance du gypse : (1) gypse, (2) calcite, (3) quartz, (e) gypse lenticulaire avec de la calcite en inclusion, perpendiculaire à l'axe d'allongement du gypse

parfois en mosaïque et constituant la part la plus importante.

. nombreux cristallarias tubulaires et cavitaires de gypse à gros cristaux (100 - 200 µm) xénomorphes (JONGERIUS et RUTHERFORD, 1979).

. nodules de gypse microcristallisé (20 µm environ) et le plus souvent lenticulaire. La principale différence entre ces nodules dont la taille varie de 0,5 à 1 mm, et les cristaux intercalaires assemblés en mosaïque, réside dans le nombre plus important ici, et la taille des cristaux.

. pédoreliques de croûte calcaire apparemment détruites par la cristallisation de gypse (Pl.III-1 c). Il s'agit en effet de fragments calcaires comprenant des cristaux de quartz et dont la morphologie est similaire à celle des croûtes et encroûtements calcaires décrits précédemment. La lame présente une distribution relative granulaire.

b) *Etude au microscope à balayage*

Au microscope électronique à balayage comme au microscope optique, on remarque que les tailles et les formes de gypse sont très variables. Cependant la forme lenticulaire plus ou moins ronde automorphe est la plus courante (Pl. III-2 a,b,c). D'autre part, le gypse ne présente pas de liaison serrée avec les autres constituants du sol (quartz, calcite, argile) (Pl.III-2 d,e,f). Enfin, on peut noter que les minéraux argileux sont peu représentés dans les encroûtements gypseux.

3) Les horizons sous-jacents à un encroûtement gypseux de surface

A la base du profil (à partir de 80 cm) sous l'encroûtement gypseux de surface, la structure devient massive et l'horizon se débite en gros fragments. La texture est très sableuse. On observe parfois de petits cristaux lenticulaires du gypse. L'effervescence à HCl est plus faible que dans l'encroûtement.

Les analyses physico-chimiques révèlent que, comme dans l'encroûtement le pH est élevé ce qui traduit la présence de carbonates notamment de carbonate de calcium. La conductivité électrique (Tableau III-1) augmente avec la profondeur et par rapport à l'encroûtement. Enfin, la réserve en eau utile est très faible (Tableau III-1). L'analyse microscopique de la partie inférieure (90 - 110 cm) indique une plus grande homogénéïté et une composition plus quartzeuse. La lame apparaît "soupoudrée" de cristaux micritiques de

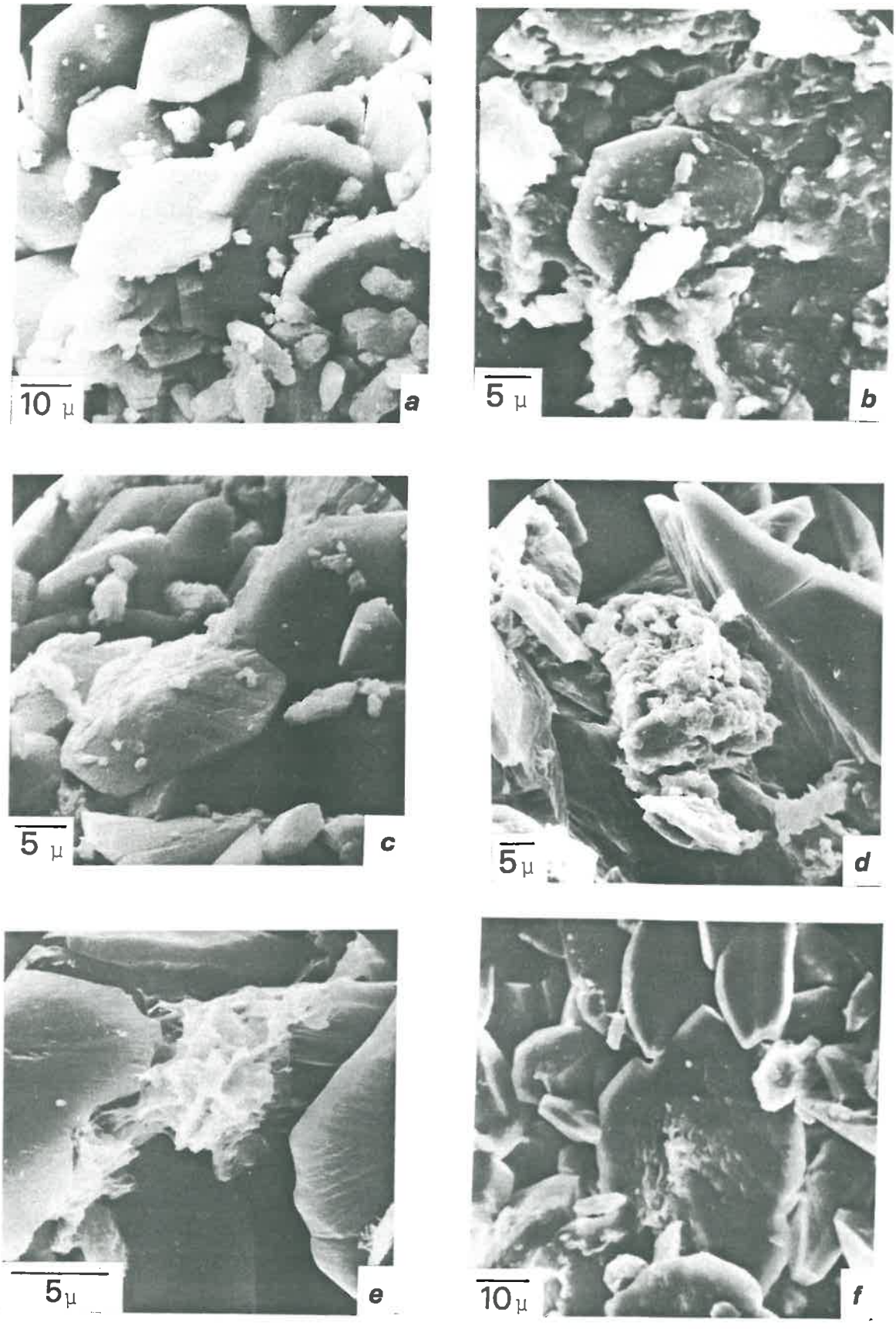


PLANCHE III-2 : (a)(b)(c) cristaux hexagonaux de gypse ;
(d)(e)(f) relations entre les cristaux de gypse et les autres constituants du matériau pédologique

calcite (10 - 20 µm).

Au point de vue microscopique, les différences importantes par rapport à l'encroûtement, concernent le squelette et les traits pédologiques. A ce niveau les cristaux de quartz légèrement plus gros (0,15 - 0,40 mm) sont plus importants (30 % environ), mais ils ont toujours une forme arrondie à subarrondie. Les cristaux intercalaires de gypse lenticulaire sont d'une manière générale plus gros (0,30 mm de long pour la plupart) que dans l'encroûtement gypseux, mais ils sont moins nombreux (40 % de la lame). Les cristallarias cavitaires de gypse de forme irrégulière, quelquefois microcristallisé et lenticulaire, précipitent aussi bien sur les parois qu'à l'intérieur des vides (*Fig.III-2 et Pl.III 3 a*).

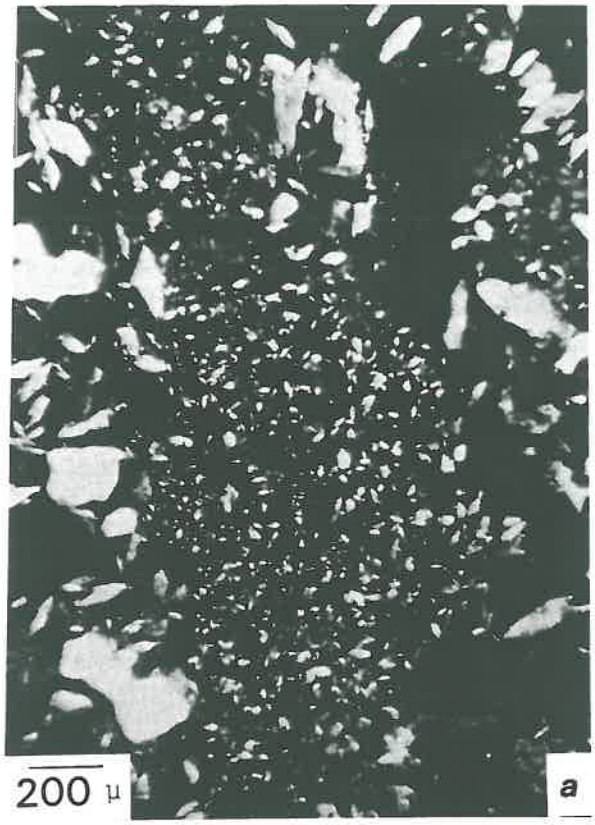
FIG.III.2 : Cristallarias de gypse.

4) Résumé et interprétation

Il s'agit d'un matériau quartzeux d'origine probablement éolienne (forte proportion de sable fin) dans lequel s'est développée un encroûtement gypseux. La teneur et la taille des cristaux de quartz augmentent avec la profondeur. On note aussi la présence de pédoreliques (croûte calcaire) en partie détruites par les cristallisations et la croissance du gypse. Enfin, la forte dynamique du gypse est mise en évidence à travers l'importance des traits pédologiques qui peuvent être classés ainsi :

. non orientés : - cristaux intercalaires
- nodules

. orientés : - cristallarias cavitaires et tubulaires.



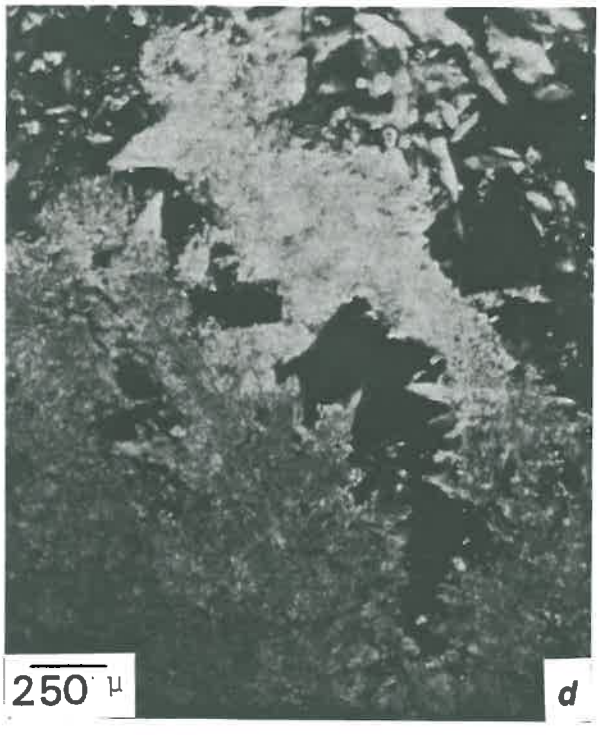


PLANCHE III-3 L.P.:(a) précipitation de gypse microcristallisé dans la porosité ; (b)(c)(d) figures de destruction de nodules calcaires par le gypse

Deux autres caractères importants sont à signaler : la forme des cristaux qui est généralement lenticulaire automorphe et l'absence de liaison entre le gypse et les minéraux argileux.

B.- LES ENCROUTEMENTS GYPSEUX DANS LA PARTIE MOYENNE DU PROFIL (en aval de la séquence)

Ces encroûtements se développent dans les sols salés (Profil 14) de la partie inférieure de la séquence, en aval des sols à fortes accumulations calcaires et des sols à encroûtement gypseux de surface.

1) Données macroscopiques et analytiques

L'encroûtement gypseux a 50 cm d'épaisseur ; il est de texture sablo-limoneuse et de couleur blanche (10 YR 8/2,5) avec de grandes taches grises localisées. Il est très peu calcaire, a une faible densité et constitue donc un horizon poreux (1 à 2 pores fins/cm^2) à la base duquel on observe des cristaux de gypse brillants (taille de sable grossier). Les fortes teneurs en gypse se trouvent dans la partie médiane du profil, c'est-à-dire au niveau de l'encroûtement et plus particulièrement dans la portion supérieure de ce volume (Tableau III-2). D'autre part, les fortes concentrations en gypse coïncident avec les teneurs les plus faibles en calcaire.

2) Analyse microscopique de l'encroûtement gypseux

a) *Etude au microscope optique*

1. Le fond matriciel

Le squelette qui représente environ 15 % de la préparation, est constitué essentiellement de quartz de taille assez uniforme (surtout 100 à 300 µm) et de forme arrondie à subarrondie. *La porosité* est constituée de cavités, de chenaux et de vides d'entassement. *Le plasma* ne figure que dans les traits pédologiques.

2. Parmi les traits pédologiques on peut observer de très nombreux cristallarias tubulaires de gypse en *"marguerite"* (Pl.III.4 a,b et *Fig.III-3*). Mais la part la plus importante du gypse se trouve sous forme de cristaux intercalaires (100 à 200 µm), lenticulaires, *automorphes et hypidiomorphes* assemblés parfois en mosaïque (Pl.III-4 c,d). Sur certains cristaux intercalaires, on observe des figures de dissolution. On remarque aussi la coexistence de cristaux de gypse de taille variable. Enfin, on notera quelques

PLANCHE III-4 L.P.: (a)(b) cristallarias de gypse sur les parois de la porosité ; (c)(d) cristaux de gypse hypidiomorphes assemblés en mosaïque

TABLEAU III.2: DONNEES ANALYTIQUES DU PROFIL 14 (SOL SALE A ENCROUTEMENT GYPSEUX DE NAPPE).

Echant.	Prof. cm	Calci. %	Gypse %	C.E mmhos cm^{-1}	M.O %	pH eau 1/2,5	pH Kcl	Hp pF 2,5 %	Hp. pF 4,2 %	Log. 10IS	COMPOSITION DE LA SOLUTION DU SOL.MEQ/1.						
											Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	$SO^{--}4$	Alc.
1401	0-6	10,5	9,2	106,3	3,47	8,85	8,75	35,5	23,5	1,8	30,2	180	1200	16,6	1090	395	3,97
1402	6-14	14,1	31,5	48,7	1,47	8,8	8,6	24,6	16,0	2,4	35,5	115	830	15	690	290	3,16
1403	14-26	9,1	29,3	49,9	1,47	8,5	8,25	23,0	14,5	1,9	35,5	55	650	10	570	220	2,65
1404	26-84	5,7	73,0	42,8	0,73	8,5	7,8	25,0	12,9	1,6	37	48,5	8,5	472,5	470	138	3,1
1405	84-110	10,5	59,2	30,5	0,30	8,5	8,05	31,8	15,2	1,6	37	43,1	456,2	4,1	370	124	2,01
1406	110	6,9	5,3	26,5	0,41	8,4	7,75	12,9	9,4	1,1	36,4	32,8	257,5	2,7	260	86	3,5

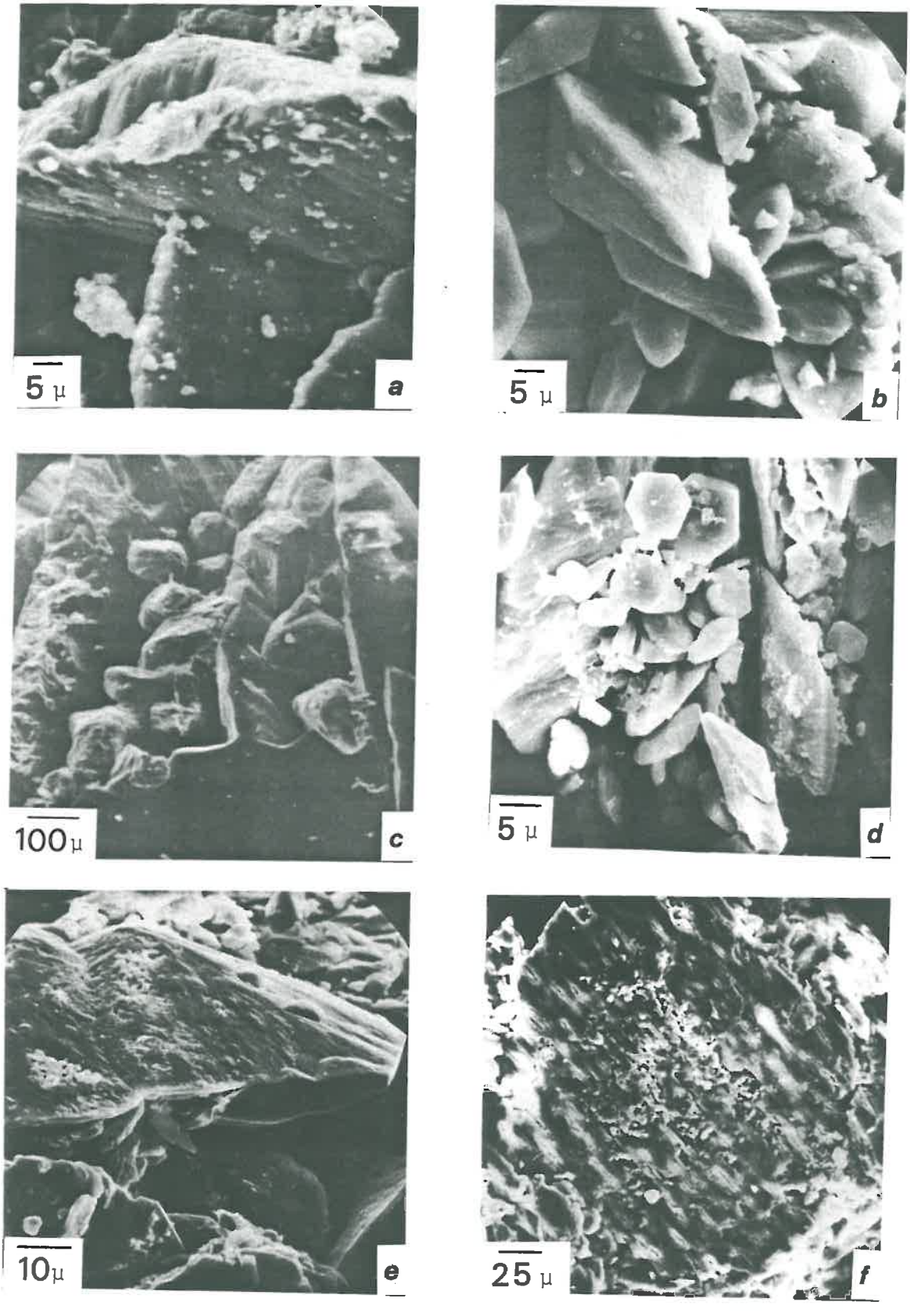


PLANCHE III-5 : (a)(b)(c)(d) cristaux de gypse maclés et non cimentés par d'autres constituants ; (e)(f) cristaux de gypse avec de la calcite en inclusion

1) Cas d'horizons des sols argilo-limoneux de bas de séquence (Profils I5, I6)

Au microscope optique, nous observons de très nombreux cristallarias de gypse bipyramidé sur les parois et dans les vides (Pl. III-6 a), alors que les cristaux intercalaires sont pratiquement absents. Les nombreux agrégats de sol sont séparés par des vides renfermant de fortes précipitations de gypse. Il est important de souligner aussi que dans ces horizons, où le gypse n'est pas dominant, nous n'avons pas remarqué de type de texture (au sens pétrographique) hypidiomorphe et allotriomorphe (STOOPS, 1971) ni de gypse assemblé en mosaïque. Ceci suggère que les formes lenticulaires et bipyramidées automorphes constitueraient les premiers stades de concentration du gypse dans les sols.

2) Cas des horizons sous-jacents à l'encroûtement calcaire (Profils 3 et 6)

Il a été possible aussi bien analytiquement que morphologiquement de mettre en évidence un envahissement des horizons calcaires par le gypse sous forme d'amas friables gypso-calcaires et de nodules gypseux. L'étude microscopique a permis en outre de montrer les différentes étapes de cet envahissement qui dilue les accumulations calcaires (cf."accumulations calcaires").

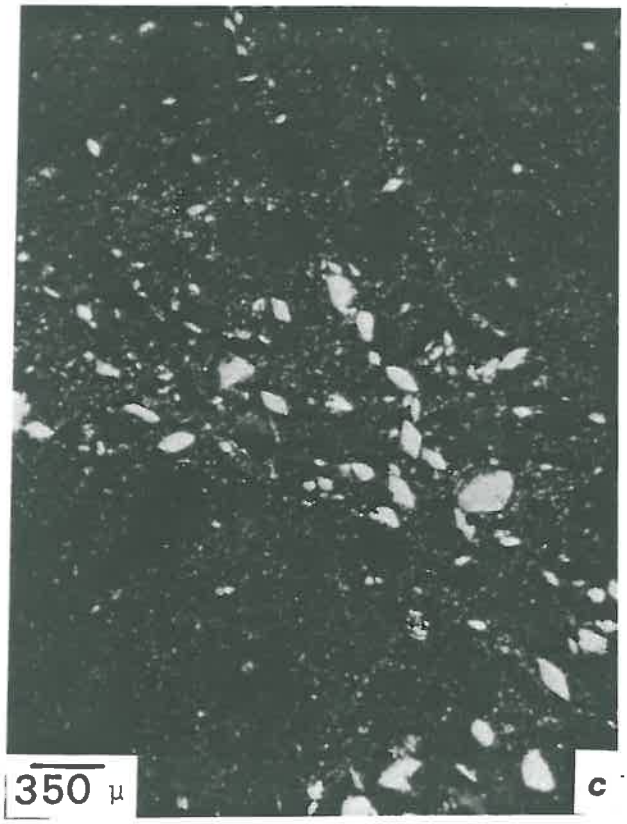
D.- CONCLUSION

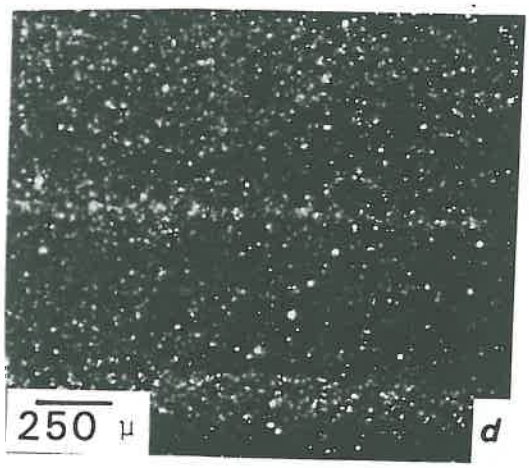
Au niveau de la séquence du Zahrez, il est possible de synthétiser les observations et les analyses faites sur le gypse comme suit :

a) il y a une variation verticale de la teneur en gypse. Les plus fortes concentrations de gypse au niveau d'un profil peuvent être :

- *à la base du profil dans la partie amont de la séquence,*
- *à la surface du profil dans la portion médiane,*
- *dans la partie moyenne du profil quand ce dernier est localisé plus en aval dans la séquence.*

b) il y a une variation latérale de la teneur en gypse. C'est dans la partie médiane de la séquence que nous avons les plus importantes concentrations gypseuses;





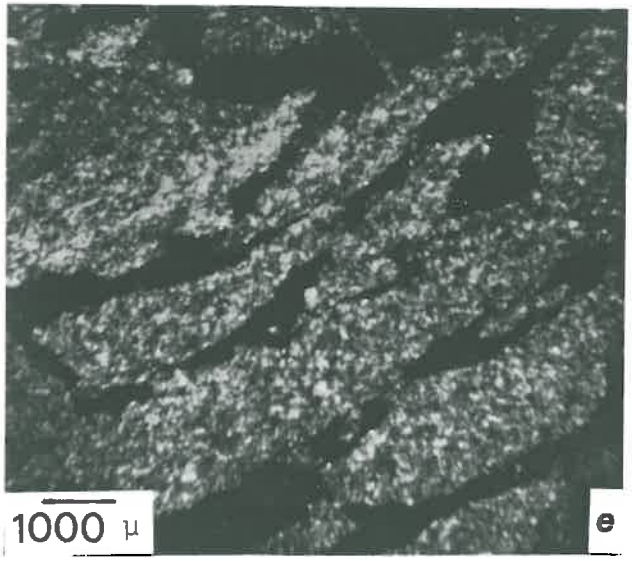


PLANCHE III-6 L.P. : (a) cristaux de gypse dans la porosité, (b) gypse fibreux, (c) cristaux intercalaires de gypse, (d) morphologie de la marne intacte, (e) morphologie de l'horizon prismatique d'un sol développé sur marne

c) les cristaux de gypse dans les encroûtements gypseux sont agglomérés les uns aux autres et n'apparaissent pas cimentés par d'autres constituants;

d) enfin, ces accumulations gypseuses coïncident généralement avec une diminution de la teneur en calcaire. Par contre, elles peuvent être différemment salées (sels solubles).

III.- LE GYPSE DANS LE PAYSAGE DU BOUGHZOUL

A.- L'ENCROUTEMENT GYPSEUX DE SURFACE DEVELOPPE AU-DESSUS DE TRES FORTES ACCUMULATIONS CALCAIRES (DALLE, CROUTE CALCAIRE)

Cet encroûtement gypseux occupe la partie la plus haute de la séquence *(Fig.III-8)*.

1) Etude macroscopique et données analytiques

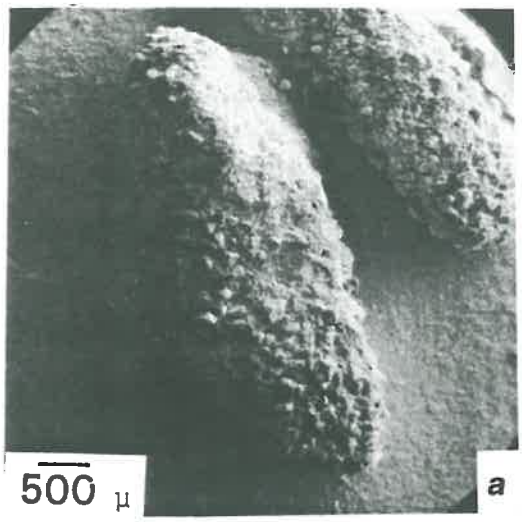
La surface est hétérogène. Nous observons une pellicule gris-verdâtre apparaissant feuilletée à la coupe, de 0,5 cm d'épaisseur recouverte souvent de lichens. Cette pellicule est absente par endroits. Au-dessous, la formation est pulvérulente, très friable, blanche (10 YR 8/4) enveloppant des cristallisations de gypse. Cet encroûtement de densité très faible, présente de très nombreux pores tubulaires et non tubulaires, dont certains sont gainés par du gypse ou par un mélange de gypse et de calcaire (effervescence à HCl avec un résidu amorphe blanc). On observe quelques racines fines et moyennes, mortes.

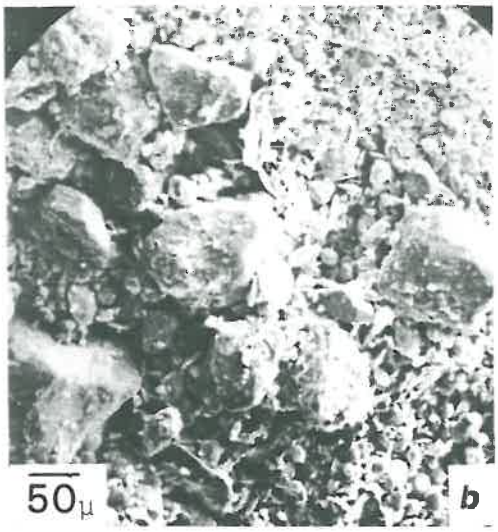
Cet horizon de 30 cm d'épaisseur environ (de 20 à 50 cm selon les endroits) surmonte une dalle calcaire à faciès conglomératique très fragmentée. Le gypse enrobe très souvent des morceaux de dalle. Là où la dalle est absente le gypse recouvre et pénètre la croûte calcaire. Avec cette dernière, la limite est très peu nette. Sous des morceaux de dalle ou de croûte calcaires, on observe une précipitation de gypse cristallisé. Les données analytiques ont été présentées lors de l'étude des accumulations calcaires.

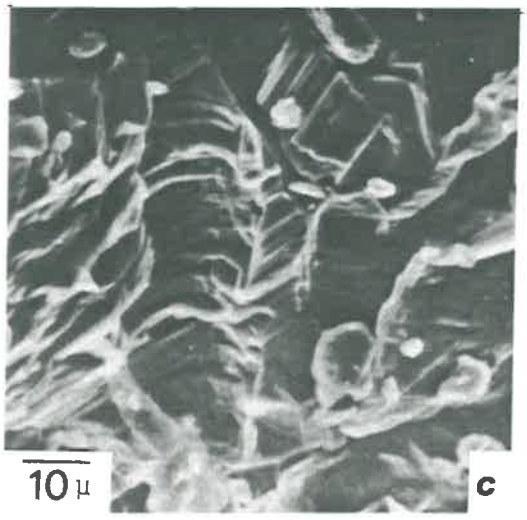
2) Analyse microscopique de l'encroûtement gypseux

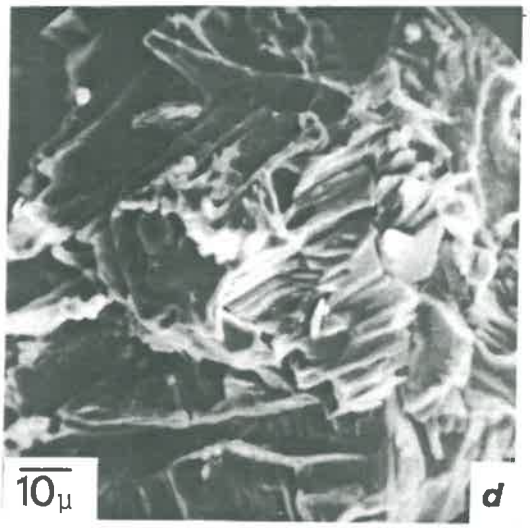
a) Etude au microscope polarisant

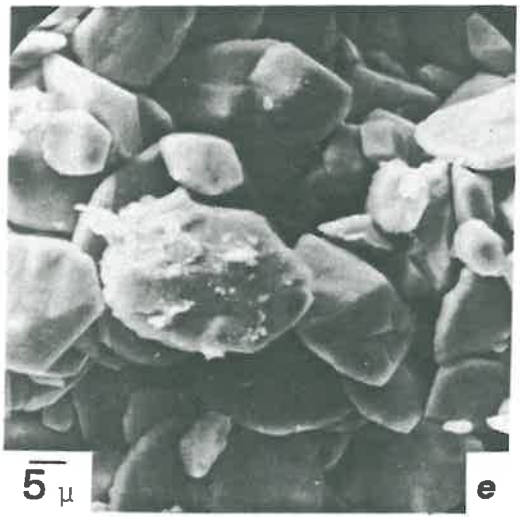
Les préparations apparaissent relativement homogènes. L'essentiel est constitué par du gypse sous forme de cristaux allongés xénomorphes dont











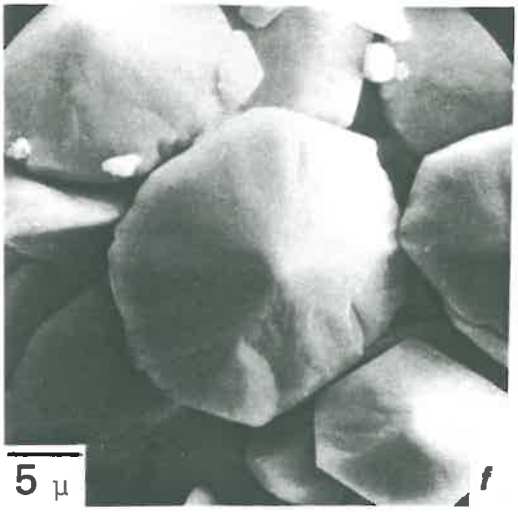


PLANCHE III-7 : (a)(b) morphologie de nodules de gypse en "poupées" ; (c)(d) gypse de forme irrégulière ; (e)(f) cristaux lenticulaires de gypse avec par-dessus des cristaux de NaCl

les plus gros sont en cours de dissolution et moins souvent par des cristaux lenticulaires et fibreux (Pl. III-6 b).

1. Le fond matriciel

Le squelette est constitué de très rares grains de quartz arrondis dont la taille est d'environ 0,25 mm de diamètre. *Le plasma* en dehors des traits pédologiques est pratiquement inexistant. *Les vides* sont constitués de chenaux et de cavités dont certaines proviennent de la dissolution des cristaux de gypse.

On remarque quelques rares fissures bordées ou remplies de gypse allongé, lenticulaire et hypidiomorphe. La taille des cavités est variable (0,15 à 0,3 mm de diamètre) et la porosité représente 10 à 15 % de la surface.

2. Les traits pédologiques sont peu représentés, comparés aux encroûtements gypseux du Zahrez. Il s'agit de cristallarias tubulaires et cavitaires de gypse allongé, xénomorphe, assemblé en mosaïque. Quelques nodules calcaires sont présents (800 µm à 2 cm) dont la morphologie de surface suggère qu'ils sont le plus souvent en cours de destruction par le centre ou par le côté et remplacées par des cristallarias de gypse à forme irrégulière et assemblés en mosaïque *(Fig. III-4 et* Pl. III-4 c,d,e). Enfin quelques cristaux intercalaires de gypse (jusqu'à 400 µm de long) lenticulaires présentant des figures de dissolution. Cependant, l'essentiel de la lame (80 % environ) est constitué par du gypse de forme et de dimension variables qu'il est difficile d'intégrer dans les subdivisions classiques du vocabulaire micromorphologique. Il s'agit de :

- gypse microcristallin (10 - 20 µm) en mosaïque en mélange avec de la calcite micritique
- plages plus foncées, sans calcite, caractérisées par la présence de cristaux plus fins et plus purs de forme irrégulière, ainsi que du gypse fibreux
- cristaux de gypse plus gros (taille des sables) allongés hypidiomorphes et xénomorphes assemblés parfois en mosaïque (Pl.III-3 c,d) et présentant le plus souvent des figures de dissolution.

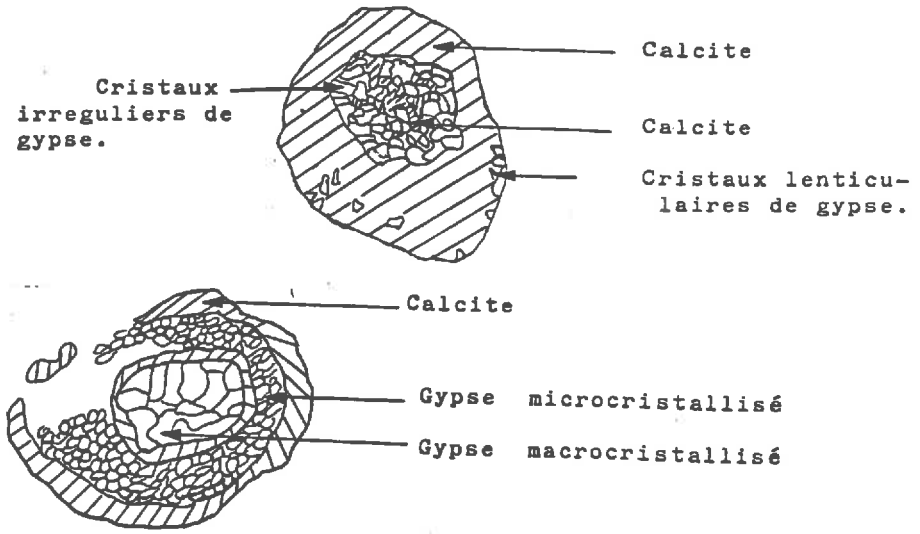


Fig.III-4 - Figures d'envahissement de nodules calcaires par le gypse

b) *Etude au microscope à balayage*

Les tailles et les formes du gypse sont très variables. Cependant ici, le gypse est le plus souvent de forme irrégulière xénomorphe (Pl.III-7 c,d), et présente des figures de dissolution en "lattes" (Pl.III-8 a,b,c,d, e). D'autre part, le gypse cristallise sans localisation et sans formes bien définies.

B.- LES HORIZONS A FAIBLES CONCENTRATIONS DE GYPSE

Ce sont les formations de bas de séquence, c'est-à-dire :

- les accumulations de gypse des sols développés dans les marnes ;
- les "lunettes" ;
- les sols de sabkhas.

1) Les accumulations de gypse des sols développés dans la marne (Profil 28)

a) *Données macroscopiques et analytiques*

Ces concentrations prennent place dans des sols remarquables par leur structuration *(Fig.III-5)*. La marne intacte massive se détache en gros blocs et se structure de bas en haut en se transformant en lamelles de moins en moins épaisses et de plus en plus petites. Les lamelles se débitent en écailles sur lesquelles sont collées des "dentrites" gypso-salines et des cristaux de gypse. Dans la partie supérieure du profil, les écailles s'assemblent en agrégats polyédriques qui constituent une sous-structure à de véritables prismes se détachant aisément à la base. Le sommet du profil

(0 - 4 cm) est structuré en "pseudosables" recouvert d'une couche lamellaire. A la surface du sol et au niveau des horizons supérieurs (0 - 12 cm), on observe des plaques de gypse de taille variable (du gravier au caillou) qui proviendraient (par colluvionnement) du gypse primaire situé en amont *(Fig.III-8)* dont la morphologie est très proche (Pl.III-8 f). Les teneurs en gypse diminuent d'ailleurs de haut en bas du profil (Tableau III-3) ; la marne intacte ne contient dans la masse que des quantités très faibles de gypse. Le sol est alors principalement argileux et calcaire avec des valeurs homogènes le long du profil, à l'exception de l'horizon de surface qui est plus sableux. Le sol est également salé, avec un maximum de concentration dans la partie médiane du profil. Enfin, parallèlement à la structuration de la marne, on observe une augmentation de la porosité et de la réserve en eau (Tableau III-3).

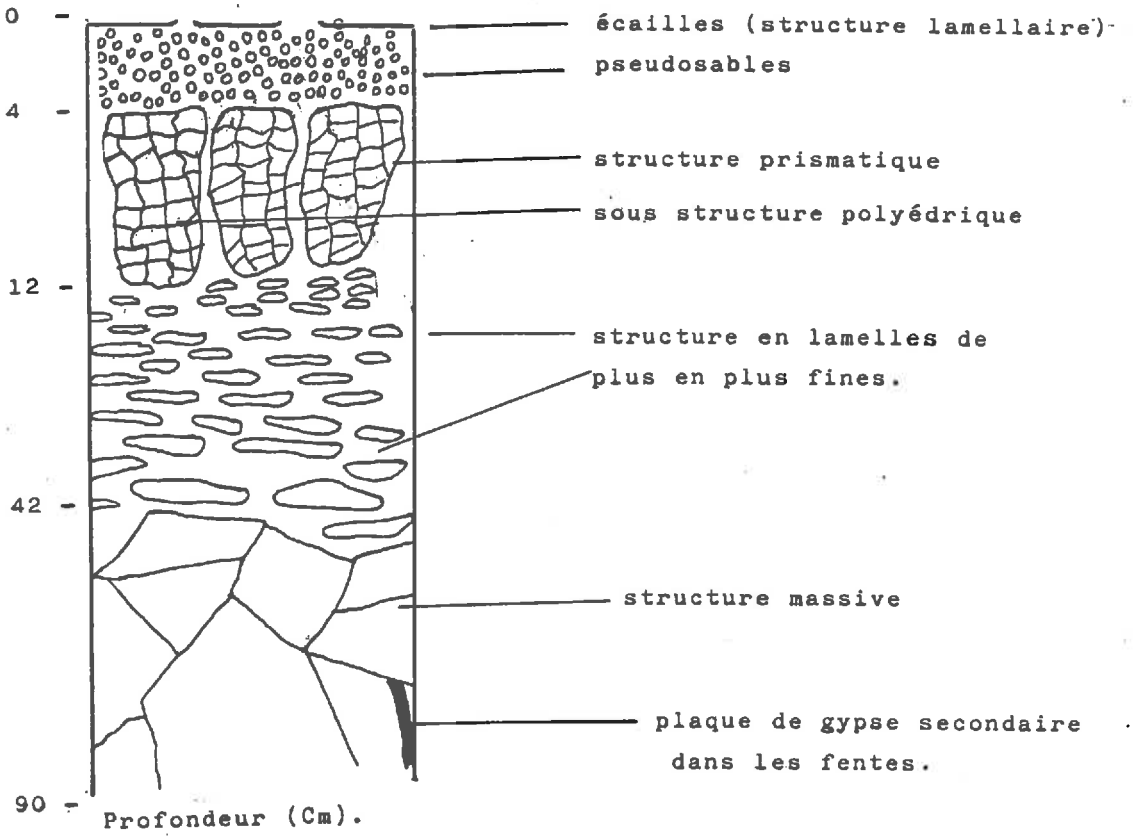
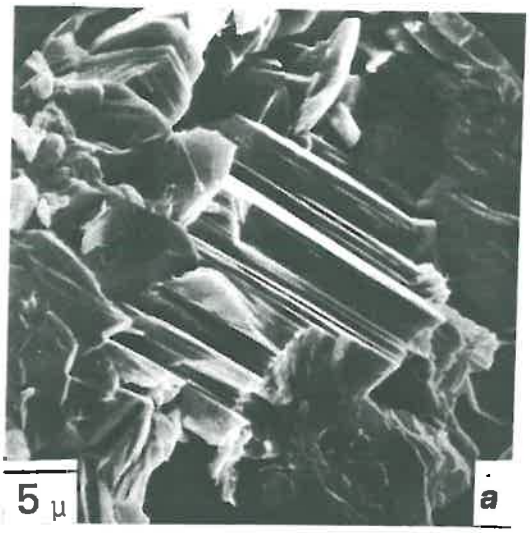
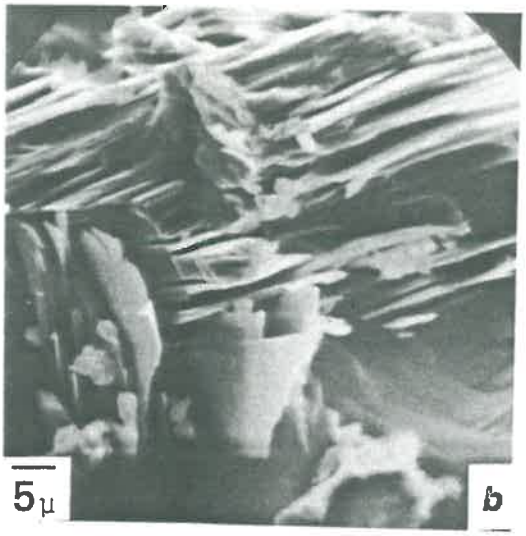


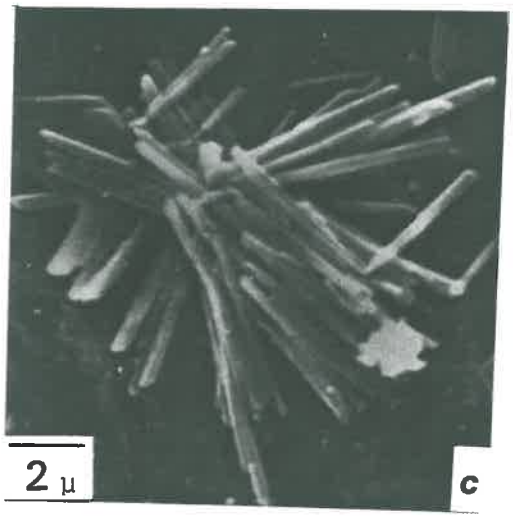
Fig.III-5 - Morphologie du profil 28

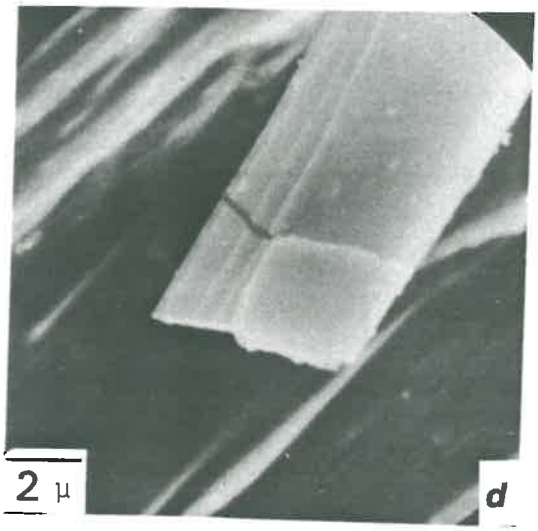
b) *Etude microscopique*

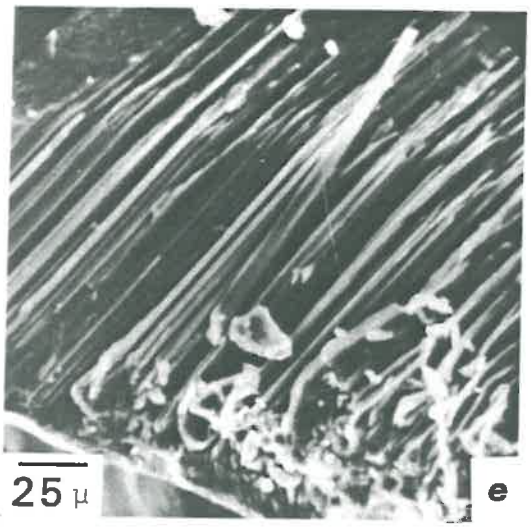
1. Au microscope polarisant, l'examen a porté sur deux horizons : la marne intacte et l'horizon prismatique.











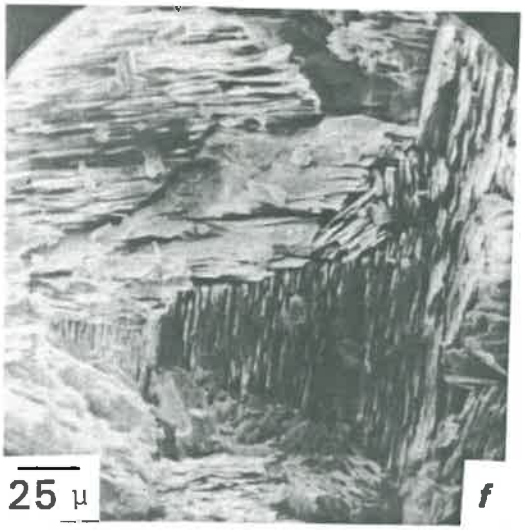


PLANCHE III-8 : (a)(b) cristaux irréguliers de gypse ; (c)(d)(d) cristaux en "lattes" de gypse ; (f) morphologie de gypse primaire

Tableau III.3. Données analytiques du profil 28

(Sols salés dévelopés sur marne).

Ech.	Prof. cm	Granulométrie %					Calc. %	Gypse %	M.O %	pH eau 1/2,5	Kcl	Hp.pF 2,5 %	Hp.PF 4,2 %	Poro-sité %	C.E mmhos cm^{-1}	Composition ionique de la solution du sol meq/l.						
		Arg.	Lf.	Lg.	Sf.	Sg.										Ca^{++}	Mg^{++}	Na^{+}	K^{+}	Cl^{-}	SO_4^{--}	Alc.
2801	0 - 4	39,5	30,5	9,7	10,6	8,9	16,4	8,9	0,52	8,1	7,2	38,4	18,6	42-46	6,2	33,2	2,8	38,4	0,8	25	47,7	1,83
2802	4 -12	52,4	30,5	5,8	6,7	5,7	15,8	9,3	0,63	8,5	7,8	53,7	23,6	37-42	19,7	21,7	1,35	289	0,9	45	205,4	1,22
2803	12-27	50,3	31,7	7,8	5,9	4,1	14,6	7,4	0,42	8,55	7,7	49,7	24,3	38-40	50,1	29,0	3,05	890	2,1	145	240,4	1,12
2804	27-42	49,1	32,3	6,9	7,3	4,4	14,6	5,9	0,31	8,4	7,6	49,2	28,9	32-33	35,3	30,85	3,15	645	1,4	255	272,3	1,22
2805	42	52,0	29,0	7,1	5,2	6,8	14,4	4,3	0,10	8,25	7,3	52,1	32,4	25-28	37,3	35,6	4,1	500	1,1	265	203,2	1,63

- la marne intacte est massive, homogène et paraît litée (Pl.III-6 d). *Le squelette* constitué de dolomies et de quartz est très peu représenté. *Le plasma* argilo-calcaire est asépique. Les traits pédologiques sont absents à l'observation. Il n'y a pas de gypse.
- l'horizon prismatique par contre est structuré (Pl.III-6 e) et la quantité de gypse est importante. Ce gypse lenticulaire ou bipyramidé automorphe (100 à 200 µm) se met dans les cavités et les fissures séparant les agrégats lamellaires et sous formes de cristaux intercalaires (Pl.III-6 c) rarement maclé.

2. Au microscope à balayage, les pseudomyceliums et les galeries correspondent à des concentrations de gypse de forme lenticulaire à faces cristallines bien développées (Pl.III-7 e, f) recouvertes très souvent de cristaux de NaCl.

2) Cas des "lunettes"

A l'échelle macroscopique comme à l'échelle microscopique, ces matériaux d'apports éoliens apparaissent très bien structurés, en pseudosables, ménageant entre eux une forte porosité. Dans les agrégats et surtout dans les vides, on observe de gros cristaux lenticulaires (taille de sable), dont certains présentent des figures de dissolution. Il s'agit de gypse apporté par le vent en même temps que les matériaux argileux. L'analyse chimique de ces matériaux révèle qu'ils constituent les milieux les moins salés dans l'environnement où ils sont localisés.

C.- CONCLUSION

Les caractères morphologiques communs aux deux séquences pour ce qui est du gypse sont :

- l'absence de liaison avec les autres constituants du matériau pédologique ;
- une forte dynamique du gypse sous forme de cristallarias et de nodules ;
- un envahissement des concentrations calcaires par le gypse ;

toutefois, l'encroûtement gypseux du Boughzoul présente par rapport à ceux du Zahrez, des particularités qu'il est important de noter :

- une très forte teneur en gypse (> 85 %) et très peu de squelette quartzeux ;
- macroscopiquement, l'encroûtement est poudreux et pulvérulent, semblable à ceux décrits par DURAND (1958) ;
- en lames minces, cet encroûtement présente des similitudes avec les croûtes gypseuses que COQUE (1962) a décrites en Tunisie. Il est constitué de cristaux de gypse de forme surtout irrégulière, fibreux et xénomorphe, dont la taille est souvent plus petite que dans le cas des encroûtements gypseux de la séquence du Zahrez.;
- enfin, au microscope à balayage, les cristaux de gypse sont pour la plupart de forme irrégulière et xénomorphe se débitant en lattes, contrairement à ceux de la séquence du Zahrez qui sont plus automorphes.

IV.- SYNTHESE SUR LES ACCUMULATIONS GYPSEUSES

A.- LES PRINCIPAUX CARACTERES MICROSCOPIQUES DES ENCROUTEMENTS GYPSEUX

1. Le fond matriciel

Le plasma n'est figuré pratiquement que dans les traits pédologiques (pédoreliques) et sous forme de distributions autour de certains grains de quartz. Il est brun-pâle (argilo-calcaire). *Le squelette* est constitué uniquement de cristaux de quartz dont la teneur est d'autant plus faible que l'encroûtement est riche en gypse. *Les vides* : les encroûtements gypseux sont homogènes, *avec très peu de fissures comparées aux fortes accumulations calcaires. La porosité* est surtout représentée par des chenaux, des cavités et des vides d'entassement.

2. Les traits pédologiques

a) Les cristallarias

Les cristaux intercalaires constituent la fraction la plus importante des traits pédologiques dans les encroûtements gypseux ; ils sont de forme variable, parfois maclés.

Les cristallarias cavitaires, tubulaires et foliaires sont de taille, de forme et de faces cristallines diverses (lenticulaires, allongées, irrégulières, hypidiomorphes, allotriomorphes, automorphes).

b) *Les glébules comprennent deux types* :

- les nodules (800 µm à 2 cm) de gypse microcristallisé dont les cristaux (20 - 50 µm) sont le plus souvent assemblés en mosaïque;
- les nodules constitués de gros cristaux lenticulaires assemblés en "rose de sable".

c) *Les pédoreliques sont constitués de nodules calcaires et de cristaux de gypse de forme variable, mais à bords émoussés.*

d) *Les encroûtements gypseux sont apédiques et à distribution relative granulaire.*

Il ressort de nos observations macro et microscopiques, que le gypse est à inclure dans les traits pédologiques et peut être subdivisé ainsi :

- gypse autogénique : cristallarias de vides, cristaux intercalaires, nodules.
- gypse allogénique : pédoreliques, lithoreliques.

Il nous apparaît en outre à l'expérience, qu'il est important dans la description microscopique des accumulations gypseuses de faire ressortir les caractères suivants relatifs aux cristaux eux mêmes :

- la taille des cristaux : très fin (< 20 µm), fin (20 - 100 µm), grossier (100 - 200 µm), très grossier (> 200 µm)
- la forme des cristaux : lenticulaire (allongée, ronde, bipyramidée), irrégulière, plate, fibreuse
- la distinction des faces cristallines : automorphe (ou idiomorphe), hypidimorphe, xénomorphe.

B.- GENESE DES ACCUMULATIONS GYPSEUSES

Plusieurs hypothèses relatives à l'origine des encroûtements gypseux ont été avancées selon les conditions morpho-géoclimatiques. Les plus importantes sont (WATTSON, 1980) : apport par l'eau de ruissellement ou le vent, origine lagunaire, apport par les eaux de nappes, redistribution au niveau du profil sans intervention de nappe. Dans notre cas, morphologiquement, nous sommes en présence de deux types d'encroûtement gypseux :

- les encroûtements de surface et de nappe du Zahrez ;
- les encroûtements de surface du Boughzoul ;

ainsi que d'autres modes d'accumulations du gypse :

- par colluvionnement ;
- dans les "lunettes".

Il est possible pour les accumulations gypseuses décrites ici, d'envisager différentes origines et modes de mise en place.

1) Origine de nappe

Par mouvement *per ascensum*. Ce processus peut jouer pour trois raisons:

1. une E.T.P. > P, la plus grande partie de l'année
2. un niveau de la nappe proche de la surface : le niveau piézométrique de la nappe permettant un dépôt de gypse, est fonction de la texture (KEEN, 1931) et de la température (POLYNOV,1957), mais aussi de la composition chimique de cette nappe. En effet, l'encroûtement gypseux, toute chose égale par ailleurs, serait d'autant plus éloigné de la nappe que cette dernière sera moins saturée vis-à-vis du gypse (KULKE, 1974)
3. plus généralement, une nappe saturée ou proche de la saturation vis-à-vis du gypse.

La réalité de ce mode de formation est suggérée par la présence du nodule gypseux en "rose de sable" à la base du profil : les "roses de sable" seraient liées à l'action d'une nappe superficielle active (BELLAIR , 1954). L'origine *per ascensum* paraît donc être le cas des encroûtements gypseux du Zahrez. Pour ce qui est des encroûtements gypseux de surface de cette séquence, on peut considérer avec KULKE (1974) que les formations sus-jacents à l'accumulation gypseuse ont été érodées. D'autre part, le niveau des nappes superficielles dans la région a certainement baissé depuis le dernier pluvial, témoin les horizons noircis que l'on peut observer dans certains profils. Ces sols à encroûtement gypseux de surface ont dû subir ultérieurement un mouvement *per descensum* des sels solubles (profil salin descendant) qui a peu modifié le profil gypseux, avec simplement dissolution d'une partie des cristallarias.

Ainsi donc, la présence de traits pédologiques (cristaux intercalaires, cristallarias de vides, nodules) ne sont pas une preuve absolue d'un mouvement *per descensum* comme cela a été signalé par BREWER (1972). Ces traits pédologiques sont à considérer simplement comme dûs à la cristallisation à

partir de solutions proches de la saturation en gypse et migrant dans le sol. Enfin, l'activité biologique en créant des vides (chenaux) jouerait un rôle important dans la génèse des concentrations gypseuses (BARZANJI, 1973).

2) Origine éolienne et langunaire

Il existe dans la région de très nombreuses accumulations de gypse d'origine éolienne. C'est le cas des "lunettes" qui sont le résultat d'une déflation éolienne sur une surface pulvérulente de sabkha et le dépôt de ce matériau argileux agrégé en pseudosable. C'est aussi le cas des minces croûtes gypseuses de nabkhas (POUGET, 1980) surtout dans la région du Zahrez.

Dans le cas de l'encroûtement gypseux de surface du Boughzoul, la première hypothèse qui nous vient à l'esprit est l'origine éolienne pour les considérations suivantes :

- le niveau actuel de la nappe à plus de 100 m ;
- l'absence de tout indice de nappe ancienne, en particulier de "rose de sable" ;
- la position de cet encroûtement gypseux au-dessus d'une dalle calcaire Moulouyenne, une croûte calcaire, très envahies comme nous l'avons vu de gypse et développées sur un matériau non gypseux ;
- sa situation dans le prolongement des "lunettes";
- sa morphologie en lames minces semblable aux croûtes décrites dans le Sud Tunisien (COQUE, 1962) et attribuées à une origine éolienne.

Cependant, cette hypothèse d'origine éolienne paraît à rejeter pour les raisons suivantes :

- rareté des éléments clastiques et argileux de type smectite dans une région qui en est très pourvue ;
- la pureté du minéral ;
- la pulvérulence de l'encroûtement qui suggèrerait une origine lagunaire selon DURAND (1958).

L'origine lagunaire paraît donc à envisager. Pour expliquer le maintien de cet encroûtement à ce niveau, il semble que le dépôt de gypse s'est produit beaucoup plus tard que celui du calcaire, c'est-à-dire au cours du dernier pluvial, il y a plus de 12.000 ans (DURAND, 1958).

3) Origine colluvionnaire

Des cas de gypse colluvionné ont été observés dans la région. La formation de fentes de retraits dans les sols très argileux et les processus de dissolution et de recristallisation pourraient être à l'origine de leur intégration dans le matériau pédologique.

C.- GENESE DES SURFACES POLYGONALES ET ENVAHISSEMENT DES ACCUMULATIONS CALCAIRES PAR LE GYPSE

Dans les horizons de surface des sols des zones arides, pendant la saison chaude et/ou pendant la journée, on constate qu'une fraction du gypse se déshydrate. Ceci a été observé dans le Sud Tunisien où la roche atteint parfois 80°C (COQUE, 1962). Le gypse passe alors sous forme d'hémihydrate comme le montre la courbe d'équilibre gypse-anhydrite *(Fig.III-6)*. Ce processus se fait avec diminution de volume et entraîne une réorganisation du sol et par la même une fissuration. Pendant la saison humide et froide ou pendant la nuit, on assiste à une hydratation de l'hémihydrate en gypse. Ce processus se traduit par une augmentation de volume de 33 % environ et une pression de 1.100 atmosphères (CORRENS, 1968) entraînant une fragmentation de la matrice calcaire (dalle, croûte, encroûtement, nodules). Les fissures crées lors de la déshydratation se remplissent d'éléments fins, surtout éoliens et de solutions sulfato-calciques ayant ruisselé sur l'encroûtement gypseux ou ayant été en contact avec ce dernier de chaque côté des fissures. L'hydratation du gypse et donc le gonflement du sol ainsi que la précipitation rapide du gypse se traduisent par une poussée de ce matériau fin vers la surface donnant des petits "bourrelets", caractéristiques des sols polygonaux. Dans une étape ultérieure, ce matériau peut, par des phénomènes d'humectation (et d'enrichissement en gypse) et de dessiccation, se durcir.

Dans les horizons de profils soumis à l'action de la nappe saturée ou proche de la saturation en gypse on a constaté aussi un envahissement de l'accumulation calcaire par le gypse se traduisant par une désintégration et une dilution du niveau calcaire. Dans ce cas, ce n'est pas l'état d'hygroscopicité du gypse qui intervient, mais plutôt la pression de cristallisation de ce dernier de l'ordre de 1.100 kg/cm^2 (CORRENS, 1968) qui détruit les individualisations calcaires par suite de l'arrivée continue de solutions sulfato-calciques et de leur précipitations à ce niveau. C'est aussi ce

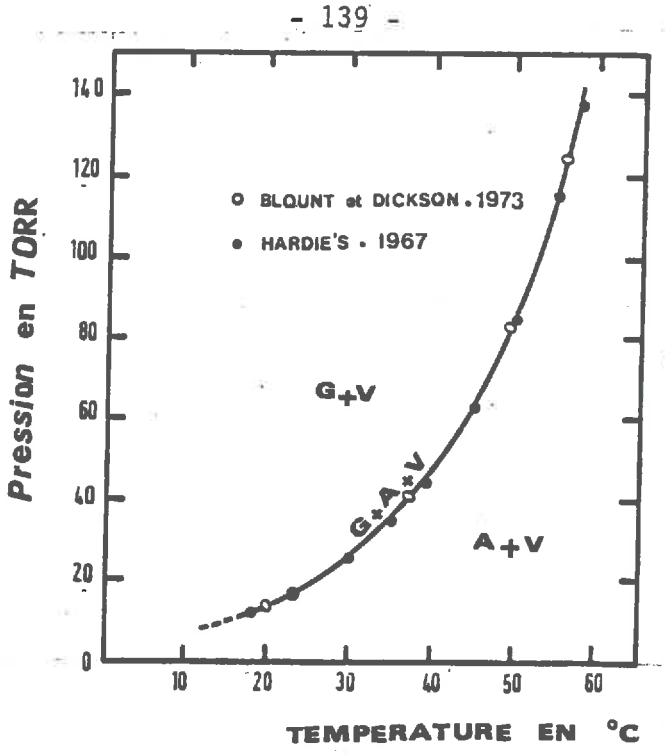


Fig.III-6 - Diagramme d'équilibre du gypse, anhydrite et vapeur dans le système $CaSO_4$-H_2O à 1 bar (in HORTA, 1980)

processus qui intervient dans la destruction des pédoreliques dans les encroûtements gypseux de nappes et qui peut intervenir avec les propriétés d'hydratation du gypse dans l'envahissement des dalles et croûtes calcaires proches de la surface.

Cette action de désintégration par des processus physiques, des croûtes et dalles calcaires est favorisée par la porosité relativement élevée de ces niveaux (entre 10 et 30 %). D'ailleurs les effets de cristallisation du gypse sont très fréquents dans les régions arides. C'est un des mécanismes qui expliquent les formations des Taffoni (TRICART et CAILLEUX,1969) où des sels d'origine éolienne cristallisent dans les pores des roches et les fragmentent.

D.- DURCISSEMENT DES ENCROUTEMENTS GYPSEUX

L'hypothèse avancée jusqu'à présent pour expliquer le durcissement des encroûtements gypseux fait intervenir des ciments, en particulier calcaire et argileux (KULKE, 1974 ; DEKKICHE, 1974). Or, il semble que cette explication ne soit pas tout à fait satisfaisante puisque d'une part, on constate expérimentalement que l'élimination par voie chimique de ces ciments n'affecte pas la cohésion de l'encroûtement gypseux, et d'autre part que des encroûtements gypseux se sont formés dans un matériau presque uni-

quement quartzeux. Une explication de ce durcissement peut être suggérée par l'observation en M.E.B. de ces niveaux très pauvres en calcaire et en argile :

- il n'y a presque jamais un contact serré entre l'argile ou la calcite d'une part, et le gypse d'autre part ;
- dans les encroûtements gypseux, les cristaux les plus gros présentent des "échancrures" où viennent s'incruster les lentilles de gypse reliées à leur tour à d'autres cristaux formant ainsi une sorte de charpente (constituée de macles) emprisonnant différents constituants (gypse, quartz, argile, calcite).

Ces figures de maclage ne s'observent que très rarement dans les premières phases de cristallisation du gypse (pseudomycélium, amas).

La liaison des cristaux de gypse semble être due à des processus de dissolution et de croissance cristalline ou de nucléation qui diluent et repoussent le matériau d'accueil. Ceci apparaît à l'examen des profils quartzeux des sols à encroûtements gypseux *(Fig.III-7)*. En effet, la concentration du gypse coïncide toujours avec une forte diminution du quartz par rapport aux horizons sus-jacents, mais surtout sous-jacents. Ce processus de dilution serait en partie dû à la pression exercée par les gros cristaux intercalaires sur le fond matriciel (BREWER, 1972) et il a été montré en laboratoire par voie expérimentale (PLET-LAJOUX *et al.,1971)*.

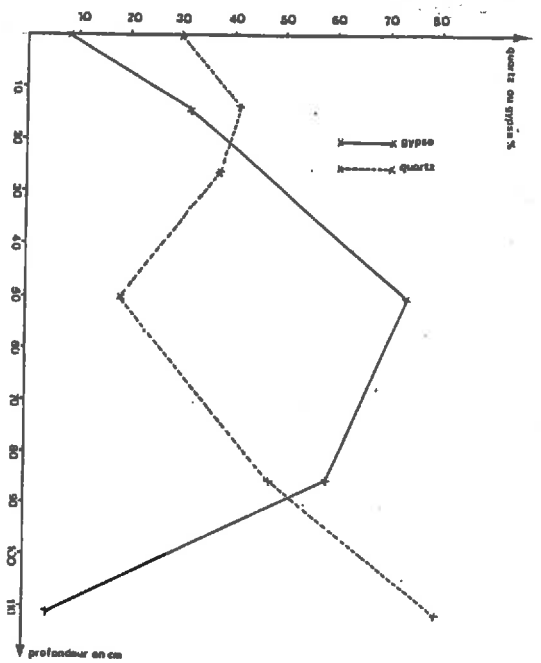


Fig.III-7 - Distribution comparée du gypse et du quartz dans un sol gypseux (profil 14)

CHAPITRE IV

LES ACCUMULATIONS DE SELS SOLUBLES

I.- GENERALITES

On entend par sels solubles tous les sels plus solubles à l'eau que le gypse. Leur concentration globale est généralement exprimée par la conductivité électrique qui représente en réalité la conductivité électrolytique (SPOSITO, communication orale).

Pour caractériser la salinité des sols, on met habituellement l'accent sur la détermination de la composition ionique de la solution d'un extrait aqueux de sol. Depuis quelques années, des recherches sont en outre orientées vers la mise en évidence de la nature minéralogique et la morphologie des sels. Pour ce faire, trois types de diagnostic sont fréquemment utilisés :

- *Un diagnostic par la diffractométrie aux rayons X.* Cette technique ne permet pas de mettre en évidence les sels mal cristallisés ou en quantités relativement faibles dans les mélanges considérés, mais elle permet, sans ambiguïté la détermination des espèces dominantes bien cristallisées (NaCl ; $CaSO_4$, $_2H_2O$; $CaCO_3$ en particulier).

- *Un diagnostic à partir de considérations thermodynamiques.* Cette démarche permet de prévoir théoriquement la nature et la quantité de sels susceptibles de précipiter dans une eau de composition donnée, qui se concentre par évaporation (DROUBI, 1976). Cependant, quand on compare les résultats obtenus par les rayons X et ceux découlant de la simulation thermodynamique, on peut constater parfois une certaine discordance. En effet,

un certain nombre de sels prévus par les calculs ne sont pas diagnostiqués par diffractométrie des rayons X.

- *Un diagnostic à partir de l'observation au microscope électronique à balayage couplé avec une microsonde.* Cette technique constitue un bon instrument pour l'étude de la morphologie des différents sels, et surtout des relations existant entre ces derniers et les autres constituants du sol. Cependant, cette technique a aussi ses limites. Elle ne permet pas en effet, de distinguer avec certitude les différentes phases, ou les polymorphes d'un même sel. Par exemple, il n'est pas toujours aisé de séparer les phases de $Na_2 SO_4$ (mirabilite et thénardite par exemple) ou de $Mg SO_4$ (épsomite et héxahydrite). Le couplage M.E.B.-microsonde est indispensable dans ce type de recherches, car d'une part, un même sel peut se présenter avec des formes très variables et d'autre part des sels différents peuvent donner des formes de cristallisation semblables. Enfin, ce couplage permet de mettre en évidence des minéraux existant en très petites quantités comme la barite ($Ba SO_4$) ou la célestite ($Sr SO_4$), qui ne sont ni détectables aux rayons X, ni pris en compte dans la paragenèse des sels par simulation de l'évaporation de solutions salines.

L'emploi de la microscopie à balayage est rendue également nécessaire en raison de la difficulté d'observer les cristaux de sels solubles en lames minces. Leurs formes ne sont pas toujours nettes et pour certains sels, leur extinction en nicols croisés rend leur diagnostic incertain ; de plus, ils peuvent être solubilisés par la résine d'imprégnation des échantillons. Toutefois, l'examen au microscope polarisant de cristallarias provenant d'extrait aqueux de sols salés, peut fournir des résultats très intéressants permettant d'orienter ou de confirmer des diagnostics obtenus par d'autres méthodes (SERVANT, 1975).

II.- METHODOLOGIE ADOPTEE

Pour respecter la complémentarité des diverses méthodes de diagnostic et de caractérisation précédemment évoquées, nous avons fractionné chaque échantillon de sol ou de croûte en trois parties très inégales :

- Une fraction est broyée et transformée par addition d'eau en pâte saturée (U.S.S.L., 1954). Une fois à l'équilibre, la solution est extraite et les cations et anions sont dosés, après la détermination de la salinité globale. Cette méthode conventionnelle d'extraction de la solution du sol

Tableau IV.1. : Distribution des sels et des ions le long de la séquence du Zahrèz

	Profils d'amont en aval de la séquence									
	1	3	6	9	11	13	14	15	17	18
C.E. mmhos/cm	m M 1,2-1,9	m M 0,9-9	m M 0,75-11,8	m M 4,01-8,1	m M 17,1-30,4	m M 13-48	m M 26,5-60,3	m M 26-69,7	m M 59,1-160,7	m M 190,5-275
Calcaire %	28-60	2,5-80	2,5 -67,5	1,4 -10,7	2,7-38,5	1,5-5,8	5,7-14,1	16,6-31,4	0,3-3,5	7-11
Gypse %	1,5-4,6	0-20	0,6 -40,5	7,7-84	8-41	18-73,6	5,3-73	3-13	5-19	6-13
Na^+ meq/l	2,6-4,04	1,1-25	1,9-51	5-35,5	122-395	86,5-1210	257-2300	289-980	1290-2590	230,5-457,6
Mg^{++} "	0,4-45	0,26-5,1	0,19-7,3	1,8-9,2	8,0-37	7,7-109	28,8-192	6-23	83,5-197	230,5-457,6
Ca^{++} "	8-9,5	2,9-24,2	1,15-16,3	38-61	75,9-187	56,9-790,5	117-608	73,8-470	314,5-645	43,5-80
K^+ "	0,513	0,5-3,8	0,6-8,2	1,6-12,7	9-22	3,05-29	4-25	0,87-7,3	6,4-11	9,25-14,9
SO_4^{--} "	3,5-6,9	0,7-29	3-62	34-84	81,3-225	78,5-365,9	124-810	15,3-90	236,5-500	159,4-220,3
Cl^- "	8,0-10	5,1-51	2-80	2,14-5,09	150-380	100-1490	300-2490	280-1980	1510-2990	1560-5275
HCO_3^- "	3,2-3,5	2,2-3,4	1,9-3,1	2,1-5,1	3,1-5,5	1,9-3,4	2,1-4,0	1,3-3,6	1,4-3,5	1,3-3,2

m : VALEUR MINIMALE / PROFIL

M : VALEUR MAXIMALE / PROFIL

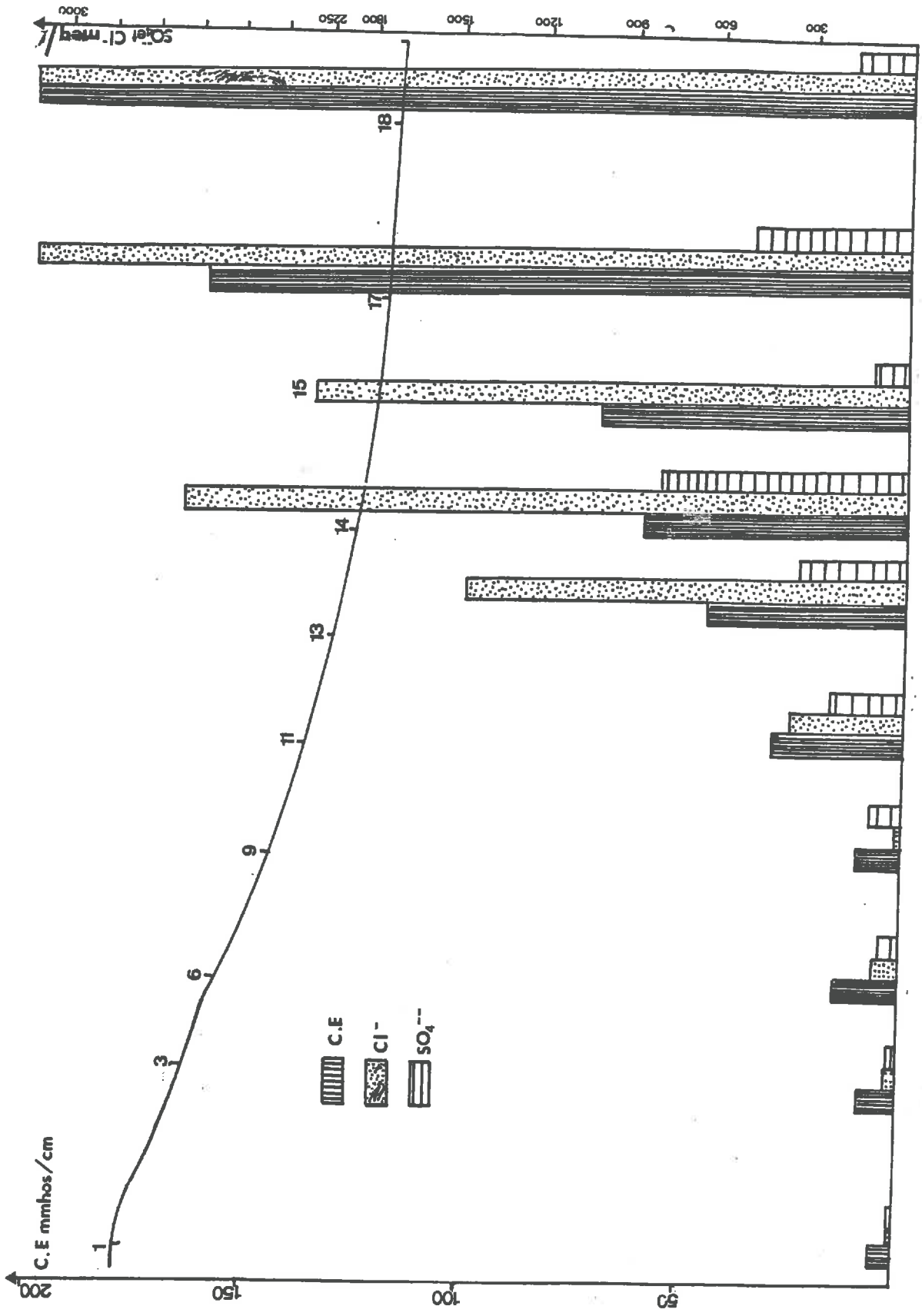


Fig. IV-1 - Variation de la salinité globale et de la concentration en Cl^- et SO_4^{--} des extraits aqueux de sols le long de la séquence (valeur maximale/ profil)

en vue de sa caractérisation est, malgré quelques imperfections et difficultés d'application sur échantillons sableux, la plus valable (HALITIM, 1973).

- Une autre fraction est finement broyée et passée aux rayons X.

- Un agrégat est collé avec de la laque d'argent sur un support en cuivre pour être observé au M.E.B.

Enfin, des eaux de nappes proches de la surface du sol ont été analysées. Une "eau" a été soumise à une évaporation simulée dont les résultats ont été comparés à la situation réelle.

Ce sont les résultats obtenus par ces différentes approches qui seront présentés et commentés. Ces données concernent essentiellement la séquence du zahrez, avec mention de points particuliers relatifs à la séquence du Boughzoul.

III.- LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA SOLUTION DU SOL : DISTRIBUTION SPATIALE ET FACIES CHIMIQUE

A.- LA VARIATION LATERALE DE LA SALINITE GLOBALE

La tableau IV-1 ainsi que la figure IV-1 indiquent globalement une augmentation de la salinité le long de la séquence du zahrez. Pour chiffrer cette variation, on a retenu dans chaque profil les données (C.E., concentration ionique) relatives à l'horizon le plus salé. La salinité augmente près de 150 fois et devient très importante à partir des sols salés à encroûtement gypseux de nappe. Les sols les moins salés sont les sols à croûte calcaire et les sols gypseux.

B.- LES VARIATIONS LATERALES DE CHAQUE ION DANS LA SOLUTION DU SOL

La variation d'amont en aval de la concentration en certains ions peut se révéler différente de celle de la salinité globale.

1) Les cations (*Fig.IV-2*)

- *Le sodium et le magnésium* : leurs variations suivent celles de la conductivité électrique. Ils se concentrent d'amont en aval, respectivement de 1200 et 300 fois. Le rapport Na^{+}/Mg^{++} augmente donc.

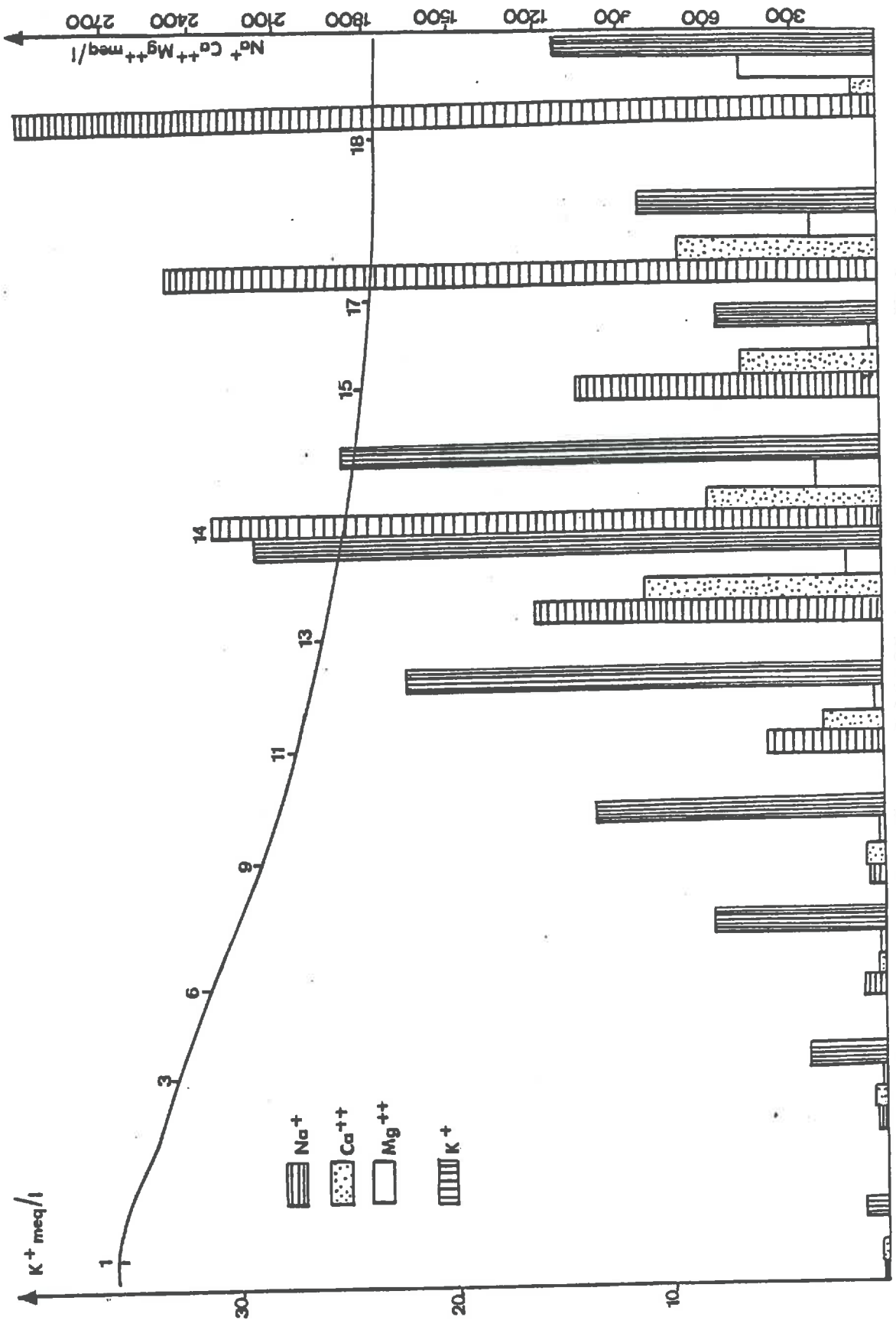


Fig. IV-2 - Variation de la concentration en cations solubles des extraits aqueux de sols le long de la séquence (valeur maximale/profil)

- *Le calcium et le potassium* : c'est dans la zone des sols salés à encroûtement gypseux de nappe que ces deux cations se concentrent le plus, respectivement 80 et 22 fois. Cette localisation de leur concentration serait liée à la présence du gypse pour Ca^{++}. Pour le potassium, on peut noter qu'elle coïncide avec une végétation plus importante.

2) Les anions (*Fig.IV-1*)

- *Les chlorures* varient dans le même sens que la conductivité électrique. Ils se concentrent plus de 500 fois d'amont en aval, ce qui est cependant inférieur au niveau de concentration de Na^+ et laisserait prévoir la formation d'autres sels de sodium que NaCl.

- *Les sulfates solubles* se concentrent d'environ 200 fois surtout dans la partie médiane de la séquence de zahrez, c'est-à-dire au niveau des sols salés à encroûtement gypseux de nappe.

- *Les bicarbonates* ne montrent pas de variation significative d'un point à l'autre des séquences (Tableau IV-1).

De l'autre séquence étudiée, celle duBoughzoul, on ne retiendra au sujet des anions qu'un point particulier : la richesse en sulfates (SO_4^{--} /Cl^-> 1) de la portion de séquence sur marne, corrélative à une richesse en Na^+. Ceci suggère la précipitation dans ces sols de Na_2SO_4.

C.- LES VARIATIONS DE LA SALINITE AU NIVEAU DU PROFIL : LES PROFILS SALINS

Il existe dans la zone d'étude trois principaux types de profils salins.

1er Type : le maximum de salinité se trouve dans la partie inférieure du profil (*Fig.IV-3a*). Ce type de distribution est observé dans les sols à croûte et encroûtement calcaires et dans les sols à encroûtement gypseux de surface des parties amont et médiane de la séquence du zahrez.

Ce type de profil salin a été qualifié de descendant par SERVANT (1975) ; il indique en général que le sol a subi une phase de lixiviation des sels solubles.

2ème Type : Le maximum de salinité s'observe dans la partie supérieure du profil (*Fig.IV-3b*). Il correspond aux sols influencés par une nappe salée peu profonde,qui sont en général localisés dans les zones basses et déprimées des séquences. Les horizons les plus salés se localisent

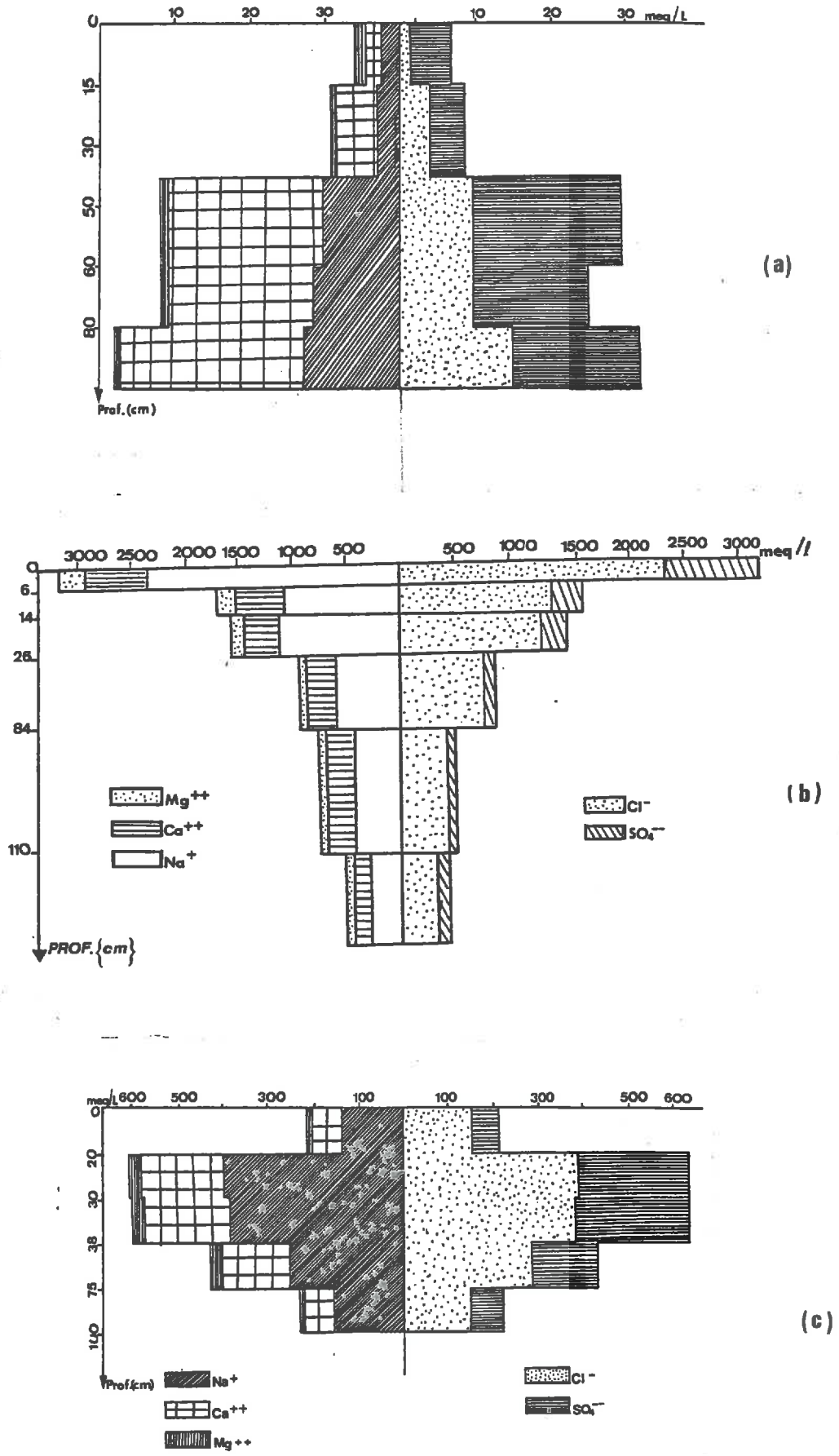


Fig. IV-3 - Distribution de la concentration en anions et cations solubles des extraits aqueux de sols au niveau des profils

alors au-dessus des horizons gypseux et calcaires quand ces derniers sont présents. C'est le profil salin ascendant ou le type A de SERVANT (1975). Quand la concentration en sels est très forte, et que la texture est argileuse, on observe à la surface du sol une structure en pseudosable et des efflorescences salines, c'est le cas du profil 31. Cependant, la structure en pseudosable peut exister, même s'il n'y a pas de nappe, à condition que les autres caractéristiques, c'est-à-dire une texture argileuse et une forte salinisation soient présentes.

3ème Type : La partie médiane du profil correspond à un maximum de salinité (*Fig.IV-3c*). Les profils concernés par ce mode de distribution des sels sont en général situés dans la partie médiane (profils 11,28) des deux séquences. Il s'agit en général de profil dont la dynamique saline est caractérisée par une remontée capillaire et une lixiviation des sels. Il correspond au type B de SERVANT (1975) et peut aussi caractériser une phase de désalinisation des profils du 2ème type.

A côté de ces trois principaux profils salins, nous avons décrit deux autres modes de répartition verticale des sels :

- Dans les zones basses des séquences une accumulation saline au-dessus du profil sous forme de croûte : il s'agit d'une précipitation sous-aquatique ou due à une nappe affleurante très minéralisée.

- Des profils salins très irréguliers qui révèlent le rôle décisif de la texture. Dans un même profil (*Fig.IV-4*) les horizons de texture fine sont toujours plus salés.

Enfin, nous n'avons pas constaté de profils salins à double concentration saline fréquemment signalés dans des régions similaires en Tunisie (BELKHODJA, 1972 ; GALLALI, 1980) et en Algérie (DAOUD, 1981). Selon SERVANT (1975), ce profil de type C correspond à la reprise d'un processus de salinisation à l'issue d'une période de désalinisation. C'est une forme intermédiaire qui peut évoluer vers le premier type.

D.- LA PROPORTION RELATIVE DES IONS DANS LA SOLUTION DU SOL : LES FACIES CHIMIQUES

Parmi les anions, dans l'extrait de pâte saturée, l'ion Cl^- est en règle générale le plus important. Il représente entre 16,4 et 99 % de la somme des anions, avec une moyenne de 70 %. L'ion sulfate varie entre 1,5

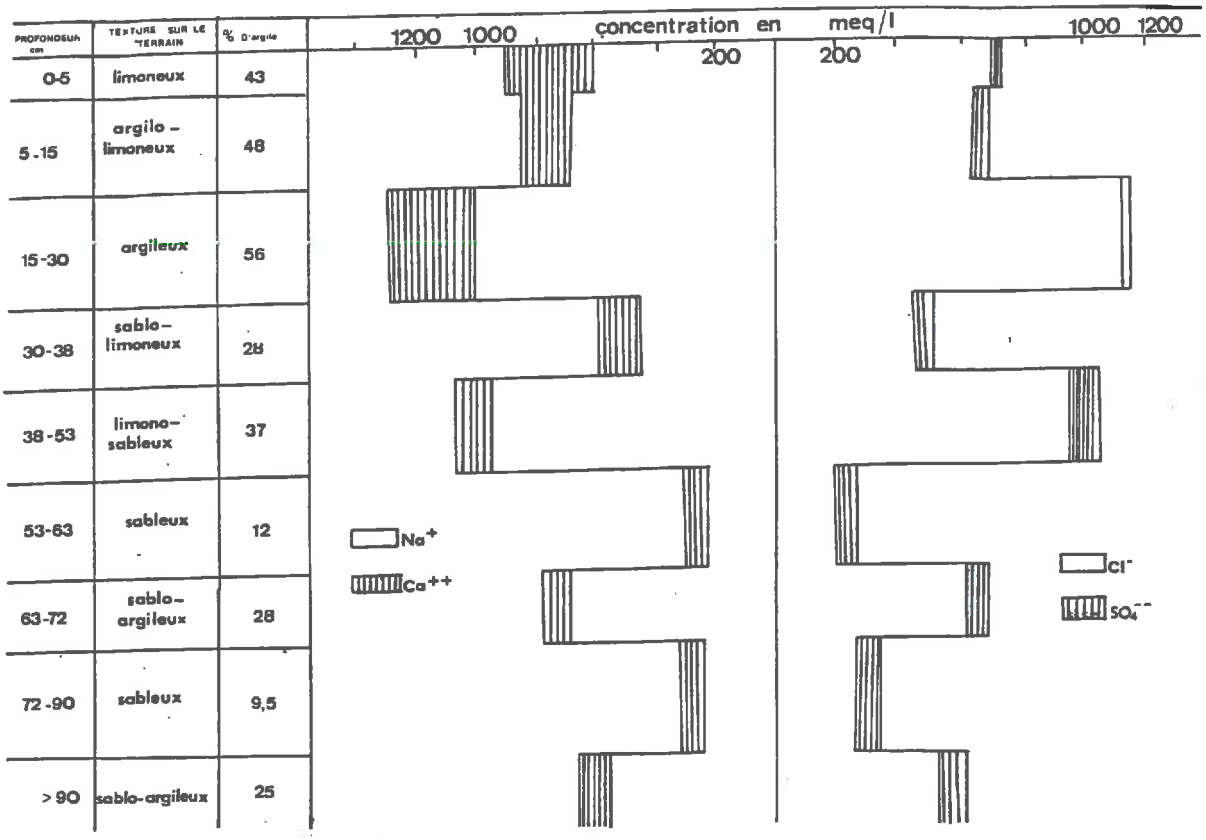


Fig. IV-4 - Relation texture et salinité au niveau du profil 16

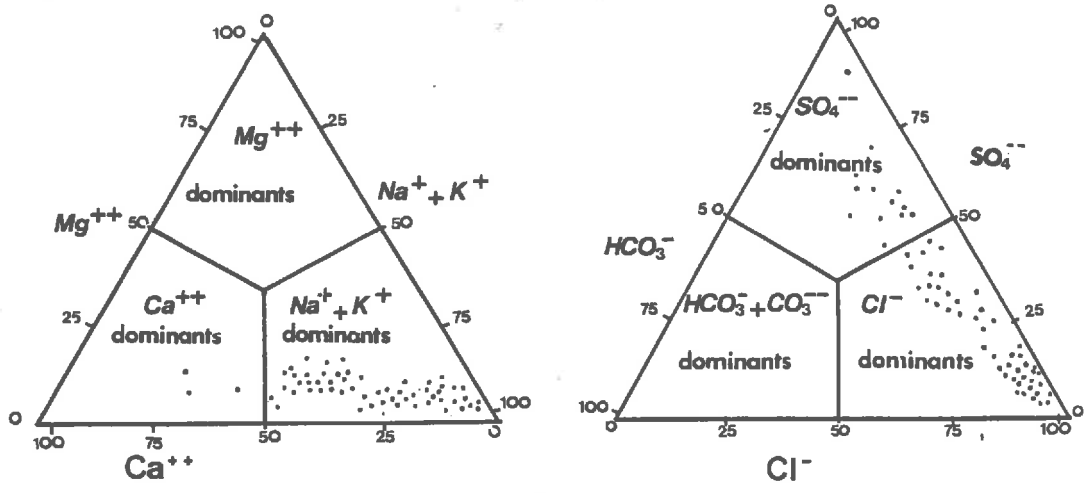


Fig. IV-5 - Représentation sur diagramme de PIPER des solutions d'extraits aqueux de sols

et 83,6 % de la somme des anions avec une moyenne assez faible (29,5 %). Les bicarbonates sont très peu représentés en valeur absolue (Tableau IV-1).

Parmi les cations, l'ion Na^+ est presque toujours le plus abondant et représente de 27,6 à 96,3 % de la somme des cations avec une concentration moyenne élevée (69,6 %). L'ion Ca^{++} dans les pâtes saturées est en quantité très variable (2 à 60 %), avec une tendance à une concentration faible (22,1 %). L'ion Mg^{++} varie de 0,1 à 26,1 % avec une moyenne de 5,4 %. K^+ est peu représenté.

Les données analytiques ont été portées sur le diagramme de PIPER (*Fig.IV-5*). Les points représentatifs des solutions montrent que généralement le faciès chimique est du type chloruré-sodique. On doit cependant noter trois faciès particuliers :

- faciès bicarbonate-calcique dans les horizons des profils amont, très peu salé ;
- faciès sulfaté-calcique dans les sols à encroûtement gypseux de surface ;
- faciès sulfaté-sodique dans les sols sur marne de la séquence du Boughzoul.

Nous avons enfin rassemblé sur quelques figures (*Fig.IV-6*), les relations entre la conductivité électrique et les deux principaux ions (Na^+ et Cl^-) et plus généralement (Tableau IV-2) les corrélations entre différents caractères de la solution du sol. Il se confirme que la conductivité électrique est fortement liée à Na^+ et Cl^-.

TABLEAU IV-2

Coefficients de corrélation (r) entre les variables chimiques et physico-chimiques caractérisant les sols (n = 62 échentillons)

	Cl^-	SO_4^{--}	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	S.A.R	pH	E.S.P.
C.E.	0,96	0,75	0,98	0,81	0,53	0,95	0,40	0,79
Ca^{++}	0,60	0,55						
Na^+	0,97							
Mg^{++}		0,55						
E.S.P.						0,93		

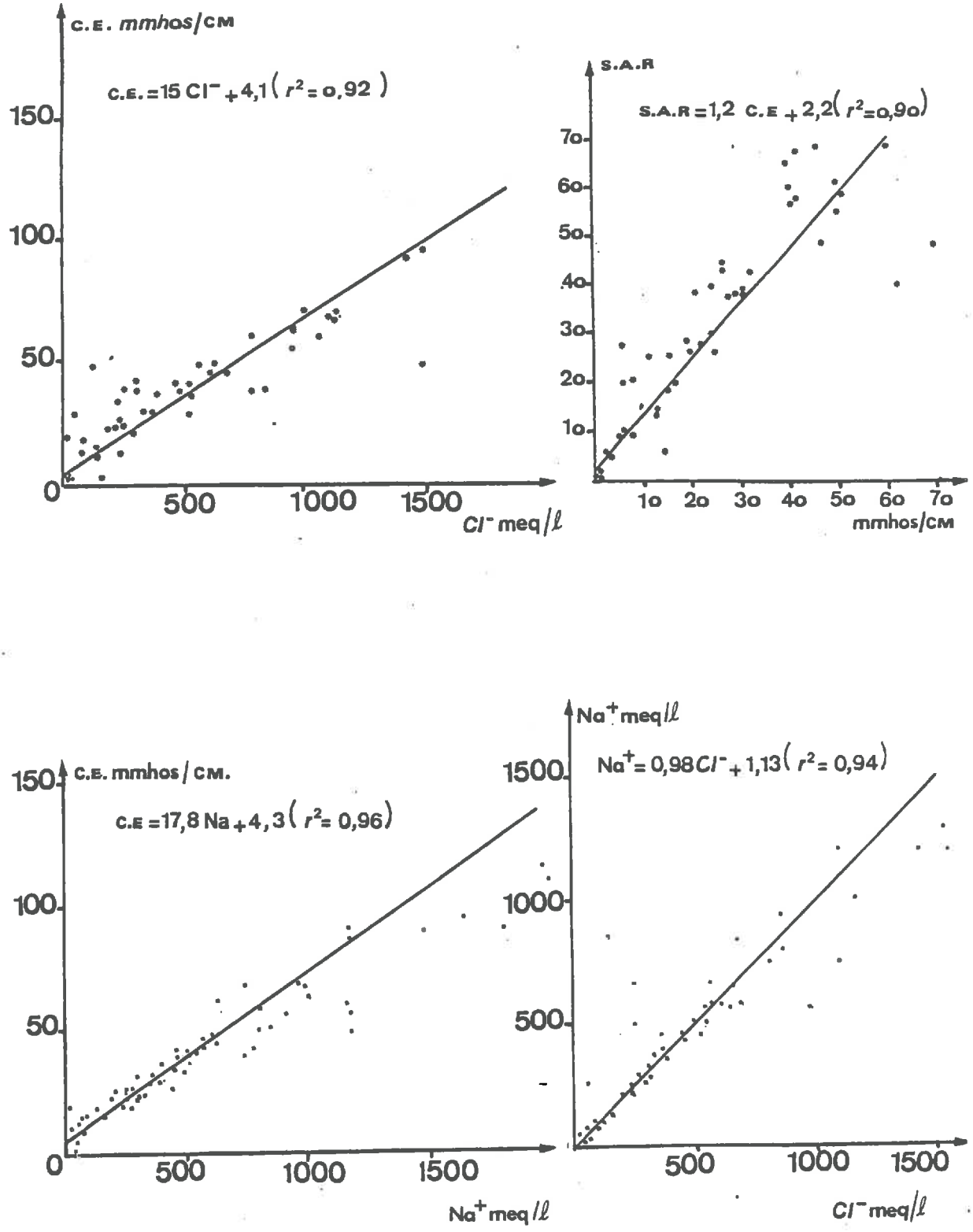


Fig. IV-6 - Relations entre les différents paramètres de la salinité des sols

IV.- RELATIONS SALINITE-SODICITE-MORPHOLOGIE

A.- LES RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES DE LA SOLUTION DU SOL ET LA SODICITE

Rappelons que le S.A.R. est considéré comme un bon indicateur du pouvoir alcalisant d'une eau. On constate effectivement dans nos 2 séquences qu'entre le S.A.R. molalité des solutions du sol et l'E.S.P. la corrélation est très bonne (*Fig.IV-7*) pour les valeurs du S.A.R. inférieures à 70 et indique que cette relation est d'un grand intérêt pratique. Nous portons sur une même figure la droite obtenue et celles tracées à partir des formules de l'U.S.S.L. (1954) et du C.R.U.E.S.I. (UNESCO, 1970), sans correction des activités et des paires d'ions. Cette correction améliore probablement encore ces corrélations (RAO, *et al.* (1968).

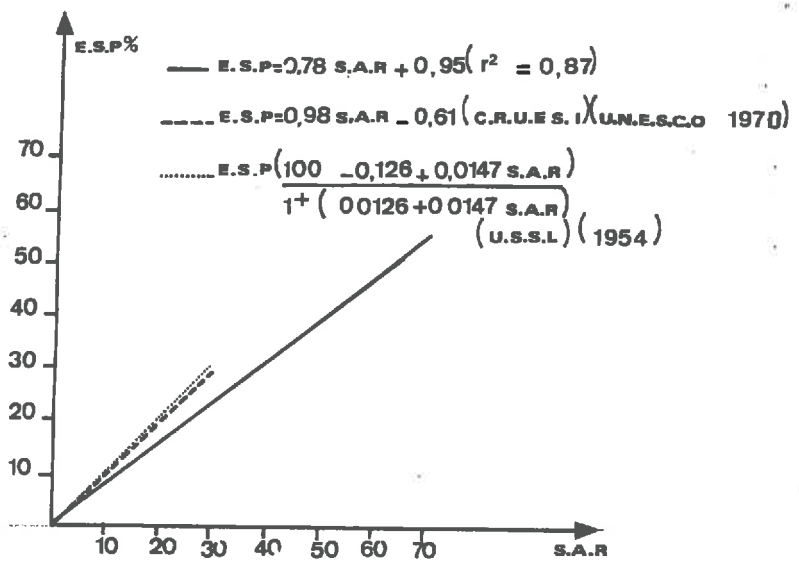


Fig. IV-7 - Relations entre le S.A.R. et l'E.S.P. des sols

Par ailleurs, il est significatif de noter qu'il existe une relation entre la conductivité électrique (C.E.) et le S.A.R. (*Fig.IV-6*) et entre C.E. et l'E.S.P. (Tableau IV-2).

B.- RELATIONS ENTRE LA SODICITE ET LA MORPHOLOGIE DU SOL

Au-delà d'un certain seuil de sodicité et en cas de faible concentration saline de la solution du sol, le sodium échangeable peut avoir des conséquences néfastes sur les propriétés physiques du sol (U.S.S.L.,1954 ;

RHOADES, 1972). Cependant, sur le terrain, il ne nous a pas été possible de lier les forts taux de sodium échangeable à une quelconque évolution des propriétés morphologiques du sol, et en particulier à des dégradations de la structure, par exemple la formation d'une structure polyédrique plus ou moins columnaire ou d'un B textural (Tableau IV-3). Nous attribuons cela à deux causes essentielles :

- La présence d'une forte concentration saline de la solution du sol en sels neutres, qui maintient les argiles à l'état floculé et permet la formation d'agrégats.

- La présence de calcite et de gypse qui, comme nous le verrons ultérieurement, jouent un rôle non seulement physico-chimique, mais aussi physique dans la stabilisation de la structure. Par ailleurs, la corrélation entre le taux de sodium échangeable et l'eau facilement utilisable (eau à pF 2,5 - eau à pF 4,2) sur 30 échantillons s'est révélée non significative (r = 0,28). Cela semble être due aussi à l'hétérogénéité texturale des échantillons.

TABLEAU IV-3

Morphologie, salinité et sodicité du profil 15

Profondeur cm	Description morphologique	C.E. $mmh.cm^{-1}$	E.S.P.
0 - 2 cm	Couche de battance, sec, limono argileux structure squameuse en surface, effervescence à HCl - 5YR 4/4	63,7	41,8
2 - 22 cm	Frais, argileux, structure polyédrique, vive effervescence à HCl, pseudomycéliums salins, nombreuses racines fines, poreux, 5YR 4/6, limite progressive	69,7	47,8
25 - 50 cm	Compact, frais, argileux, structure polyédrique, nombreux pseudomycéliums salins et taches gypso-calcaires, faces luisantes, peu poreux, vive effervescence , 5YR 3/4 limite nette	48,8	45,3
50 - 140 cm	idem - que précédent 5YR 5/4	41,7	51,0
> 140 cm	Sableux, particulaire	26,1	40,4

Dans cet ensemble d'échantillons prélevés dans les différents profils des deux séquences, nous en avons choisi un certain nombre pour les analyses minéralogiques et microscopiques.

V.- DIAGNOSTIC DE LA NATURE MINERALOGIQUE DES SELS PAR RAYONS X

Les diagrammes de rayonx X effectués à partir de poudre obtenue par broyage de croûtes salines ou d'horizons de sols salés permettent de préciser la nature minéralogique des accumulations salines (Tableau IV-4). Ils indiquent la présence, en dehors du gypse, calcite et quartz, des trois sels solubles suivants :

- l'halite - NaCl
- l'héxahydrite - $Mg\ SO_4, 6H_2O$
- la thénardite - Na_2SO_4

On peut noter que :

- l'halite est présente dans tous les échantillons et apparaît comme le minéral dominant, ce qui confirme les données de l'analyse chimique ;
- l'héxahydrite est, en fréquence, le second sel ; on l'observe dans les croûtes salines de la zone avale de la séquence ;
- la thénardite a été mise en évidence dans le profil 28 de la séquence du Boughzoul et dans les croûtes salines en aval de la séquence du Zahrez.

Ce sont principalement ces trois sels qui feront l'objet d'observations morphologiques.

VI.- MORPHOLOGIE DES SELS SOLUBLES

Sur le terrain les surfaces des sols très salés peuvent présenter, en période sèche différents aspects :

- Une surface couverte d'efflorescences salines ; c'est le salant blanc (exemple : au-dessus du profil 17).
- Une surface poudreuse (pseudosable) en partie recouverte par une surface lamellaire (profils 28, 31).
- Une surface hygroscopique : le salant humide (profil 15).
- Une croûte à structure lamellaire (profils 13, 14, 31).

TABLEAU IV-4- DETERMINATION MINERALOGIQUE DES SELS AUX R.X.

N° D'ECHANTILLONS	LIEU DE PRELEVEMENT	ETAT DE LA SURFACE (EN PERIODE SECHE)	DIAGNOSTIC DES MINERAUX AUX R.X. SUR POUDRE					
			Na Cl halite	Mg SO_4 $6H_2O$ héxahydrite	Na_2 SO_4 thénardite	Calcite	Gypse	Quartz
SURFACE DU SOL								
1-Zahrez	Surface profil 18	Surface lamellaire	++++					+
2- " "	" profil 15	" lamellaire (+tâches humide.)	++	+		+	+	+
3- " "	" " 13	Surface lamellaire	+	++		+	++	++
4- " "	" " 17	salant blanc	+++	+		+	+	+
5- Boughzoul	" " 31	Surface lamellaire	++	+		+	+	++
6- " "	" " 31	Surface poudreuse	++	+	+	+	++	+
7- Zahrez	Sabkha Zahrez	croûte saline	++++		+			
HORIZONS DE SOL								
8-Boughzoul	profil 28 (horizon 0-4cm)	Structure poudreuse	++		++	+	+	++
9- " "	" 28(30-40cm)	Efflorescences salines	++		++	+	+	+
10- Zahrez	" 15(22-50cm)	" "	**	+		+	++	++
11- " "	" 16(30-40cm)	" "	++	+		+	++	++

* Pour les règles de déterminations cf annexe III

++++ très important
+++ important
++ moyen
+ faible.

- Une croûte saline épaisse au centre de la sabkha.

Au niveau des horizons plus profonds, la présence de quantités notables de sels se traduit par des pseudomycéliums salins bien individualisés dans les sols argileux (profils 15 et 28 par exemple). L'examen morphologique sera mené par type de sel et portera sur les surfaces et les horizons des profils mentionnés ci-dessus.

A.- HALITE : NaCl

Malgré son abondance et sa distribution en zones arides, très peu d'auteurs (SERVANT, 1975 ; ESWARAN *et al.*,1980 ; VERGOUVEN, 1981) se sont penchés sur la morphologie de ce composé dans le milieu naturel. C'est un sel qui a un comportement particulier dans la mesure où, contrairement à beaucoup d'autres sels (calcite, $Na_2 SO_4$, $Mg SO_4$ etc...), sa précipitation dépend peu de la température (Tableau IV-5), mais est étroitement liée à l'évaporation. L'halite peut être présente au-dessus du profil où elle constitue des croûtes, ou dans le profil où elle caractérise les horizons salins. Nous allons étudier successivement les deux types d'accumulation du sel.

TABLEAU IV-5

Solubilité dans l'eau de quelques sels entre 0 et 30°C en g/kg de solution (SERVANT, 1975)

Température	NaCl	$CaCl_2$	$MgCl_2$	Na_2SO_4	$CaSO_4$	$MgSO_4$
0°C	263,4	373	346	44,9	1,756	211
10°C	263,6	394	349	82,6	1,926	236
20°C	264,4	427	351	160,2	2,016	262
30°C	267,2	535	365	325,0	2,120	313

1) Les croûtes

Nous envisagerons successivement :

. La croûte saline pure,

. La croûte lamellaire.

a) *La croûte saline pure*

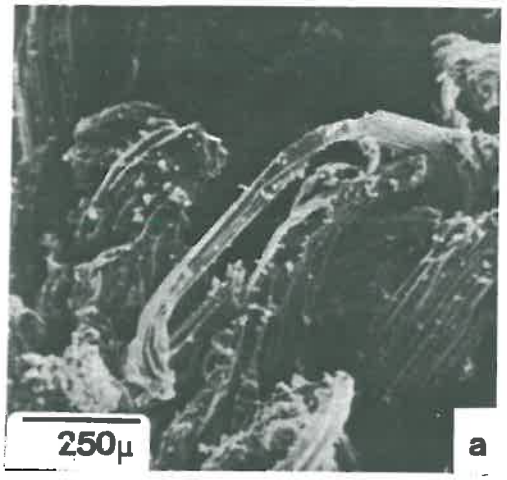
La croûte saline presque pure caractérise des zones où l'eau s'accumule et s'évapore au moins en partie sur place. Il s'agit surtout de zones d'épandage d'eaux très salées. Elle se situe par conséquent dans les parties basses des séquences géochimiques, c'est-à-dire principalement dans le centre de la sabkha.

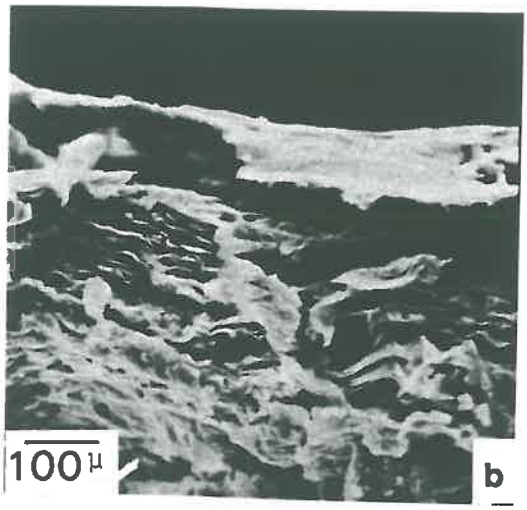
Macroscopiquement, cette croûte est très poreuse et son épaisseur varie de 10 à 15 cm (là où nous l'avons observée). On remarque une stratification de lamelles très larges séparées par des "cales" de sel. Seuls les pores horizontaux (entre les lamelles) sont interconnectés. La densité de l'ensemble est très faible à cause de cette forte porosité (la densité réelle du NaCl est de 2,168). Au microscope électronique à balayage la croûte saline apparaît constituée uniquement par des cristaux cubiques de NaCl dont la taille peut être variable. Néanmoins, on observe dans certains pores de surface, des cristallites allongés de 100 à 500 µm de longueur environ plus ou moins recourbés (Pl.IV-1a). L'organisation macroscopique lamellaire et la porosité horizontale limitent l'évaporation. En effet, le sol, sous cette croûte qu'on détache très facilement, est très humide. Par ailleurs, nous avons là une protection du matériau argileux contre la déflation éolienne.

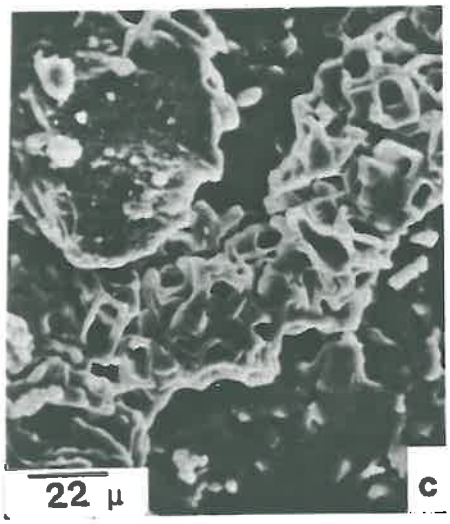
b) *La croûte lamellaire*

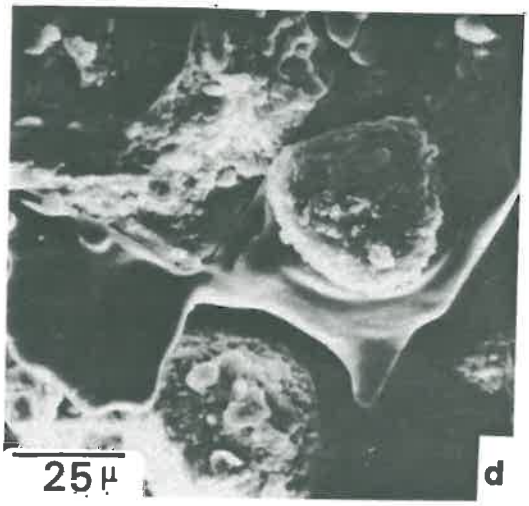
Cette croûte est très mince, 0,5 cm d'épaisseur au plus (Pl.IV. 1b). Au microscope électronique à balayage, on constate que par endroits elle est recouverte de sel d'apparence le plus souvent vitreuse et diffuse. Les cubes, quand ils existent, ont des formes peu nettes et sont quelque fois dissous au centre (Pl.IV-1c). Très souvent, dans le cas de surface vitreuse, on détecte à la microsonde du magnésium et surtout du calcium.

Le chlorure de sodium peut enrober des agrégats argileux (pseudo-sables) ou des grains de sables (Pl.IV-1d,e). La forme vitreuse et diffuse a déjà été observée par différents auteurs (DRIESSEN, 1970 ; HANNA et STOOPS, 1976 ; ESWARAN et CARRERA, 1980) qui expliquent cette morphologie par la précipitation de l'halite en présence de sels hygroscopiques. En-dessous de cette croûte lamellaire, le profil peut être encore très humide. A cause d'une forte concentration saline, l'argile est floculée, mais elle présente des propriétés thixotropiques, très caractéristiques et dangereuses du point de vue de la portance de ces sols.









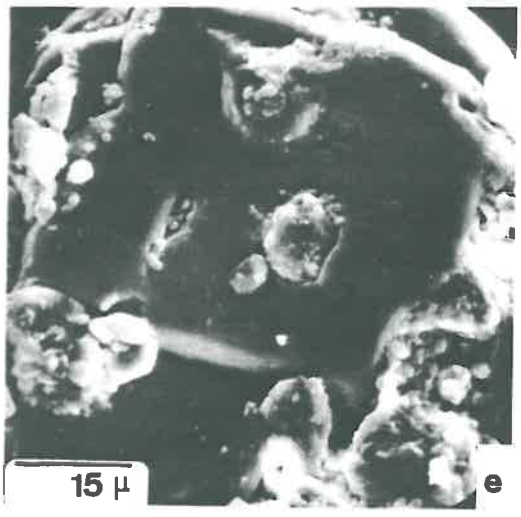


PLANCHE IV-1 - (a) morphologie de cristallites d'halite dans une croûte saline ; (b) morphologie de profil d'une croûte saline lamellaire ; (c) cristaux d'halite en dissolution dans une surface lamellaire ; (d)(e) morphologie de l'halite dans une surface lamellaire

c) *En résumé*

Les croûtes salines de surface renferment très rarement des cristallites allongés de NaCl, mais surtout des formes vitreuses et cubiques. Elles protègent le matériau sous-jacent contre la déflation éolienne. La morphologie de ces croûtes serait due à :

- Une concentration progressive et lente favorisant la croissance des cristaux. La précipitation est en grande partie sous-aquatique.
- Un effet des sels hygroscopiques.

Ces formes de croûtes s'observent surtout au niveau de la sabkha (profils 18, 31).

2) Les horizons salins

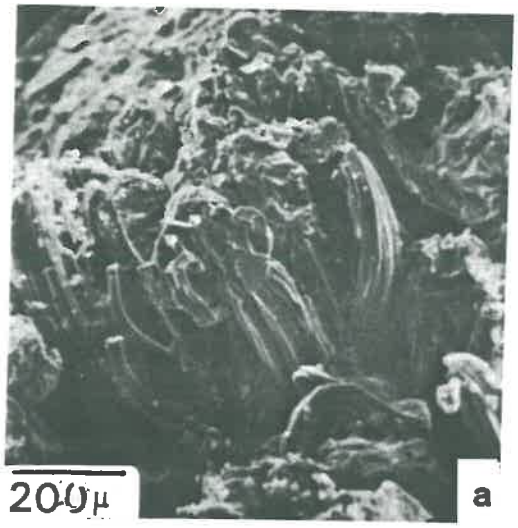
Nous distinguerons les horizons de surface, des horizons profonds.

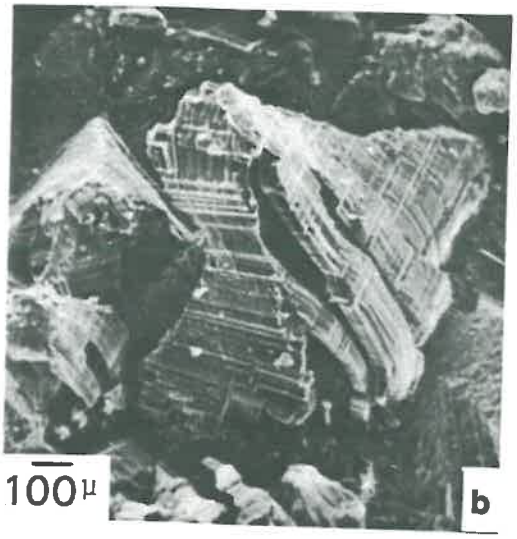
a) *Les horizons de surface*

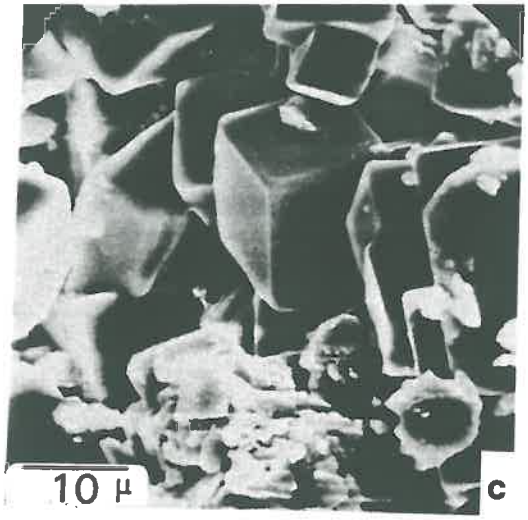
Ils comprennent la surface pulvérulente et le salant blanc.

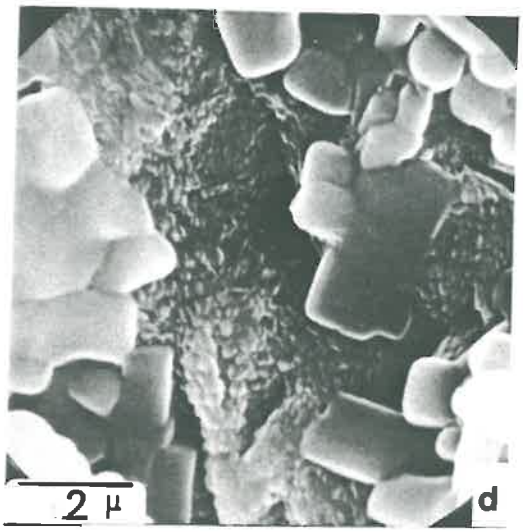
1. La surface pulvérulente : cette structure a été observée et décrite aux abords de la sabkha de Boughzoul (profil 31). En période sèche, on constate en effet la formation de nombreuses petites bosses de 5 à 8 cm de diamètre et de 3 à 5 cm de haut séparées par une surface à structure lamellaire et à croûte saline vitreuse décrite précédemment. L'observation microscopique de ces bosses très friables montre que les argiles sont agrégées en pseudosables (0,1 - 0,5 cm) et que NaCl se présente le plus souvent en cristallites allongés (1 mm de long en moyenne). Parfois on remarque que ces cristallites repoussent des grains de quartz ou des agrégats (Pl.IV-2a,b) et jouent un rôle dans la porosité des matériaux qui renferment par ailleurs des cristaux lenticulaires de gypse.

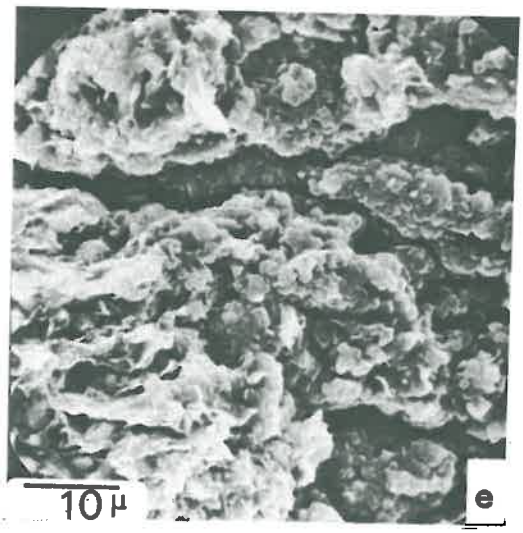
L'analyse chimique indique que ces bosses sont légèrement moins salées que la croûte lamellaire, mais surtout 2 à 3 fois plus riches en gypse. Il y a lieu de signaler que dans des surfaces pulvérulentes, mais continues et plus épaisses du sud de la France, le rôle de tels cristallites allongés de NaCl dans la genèse de la structure poudreuse a été explicité par SERVANT (1975). Ce sont ces formations poudreuses qui sont l'objet d'une intense déflation éolienne, alimentant les "lunettes" de sabkha et provo-











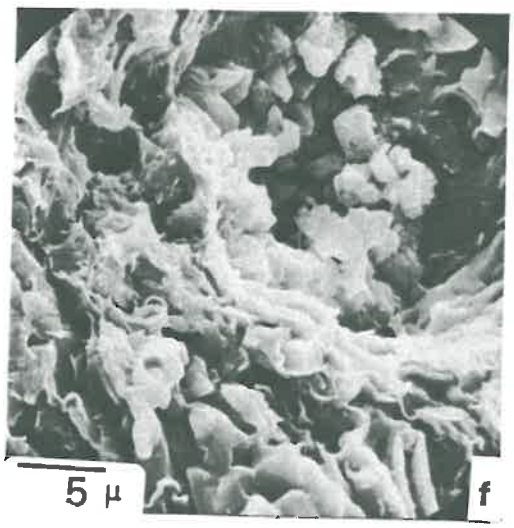


PLANCHE IV-2 (a)(b) : cristallites d'halite dans une surface pulvérulente ; (c) cristaux cubiques d'halite précipitant dans la porosité ; (d) cristaux d'halite précipitant sur de la thénardite ; (e) fissures remplies d'halite ; (f) halite et calcite dans une galerie

quant ainsi le creusement des zones endoréiques, lorsque l'apport de sédiments fins est inférieur à leur départ par déflation éolienne.

En résumé, les horizons pulvérulents renferment le plus souvent de très nombreux cristallites allongés de NaCl dont la surface de contact avec la matrice est de ce fait très faible.

2) Le salant blanc : dans les efflorescences salines, NaCl constitue au moins 90 % des sels présents. Le salant blanc est très fréquent dans le chatt ; c'est la conséquence d'une nappe très minéralisée proche de la surface. L'épaisseur de la couche de sels varie de 0,1 à 0,2 cm. Elle est très fragile et très sensible au transport ; c'est pourquoi elle n'a pu être observée au M.E.B. SERVANT (1975) a par contre, examiné à cette échelle, ces efflorescences salines. Il s'agit surtout d'un assemblage de cristaux de NaCl en cubes de taille variable, et de cristallites allongés de lentilles de gypse.

b) *Les horizons plus profonds*

Deux formes s'observent essentiellement dans les horizons profonds des sols soumis à une dessiccation lente et à l'influence de sels hygroscopiques : en cubes et en couche vitreuse et amorphe. Les cristaux cubiques peuvent remplir dans certains cas complètement les vides (Pl.IV-2c,d,e) ou précipiter au-dessus des autres constituants du sol (quartz, gypse) et même au-dessus d'autres sels solubles ($Na_2 SO_4$) ou encore précipiter à l'intérieur de la matrice argileuse entre les unités morphologiques. Le chlorure de sodium en couche amorphe et vitreuse peut se présenter sous forme de soluanes ou encore remplir d'une manière discontinue les fissures horizontales dans des sols salés à structure lamellaire. Les cristaux cubiques sont seuls ou en mélange avec le gypse et la calcite et donnent lieu à des accumulations en galeries (Pl.IV-2f).

Les observations faites sur ces formes montrent le plus souvent un bon contact entre la matrice et le sel. Enfin, il est important de noter que dans les horizons profonds du sol, nous n'avons pas remarquer la présence de cristallites allongés de chlorure de sodium.

B.- LES SELS DE $Na_2 SO_4$: LA THENARDITE ET LA MIRABILITE

L'analyse aux rayons X a fait apparaître les pics caractéristiques de la thénardite. L'utilisation du microscope à balayage et de la microsonde a permis de confirmer la présence de sulfate de sodium. On peut se demander néanmoins, si sur le terrain et dans certains sites, la mirabilite n'est pas présente. En effet, dans un système $Na_2 SO_4 - H_2O$, les deux phases stables sont susceptibles d'être présentes et le passage d'une phase à l'autre dépend de la température. Dans ce système, le point de transition entre ces deux minéraux est fixé à 32-38°C (BRAITCH, 1971). Par contre, dans un système $Na_2SO_4 - NaCl - H_2O$ (où le NaCl est en solution saturée), ce point de transition est abaissé à 18°C (*Fig.IV-8*). Il est donc indispen-

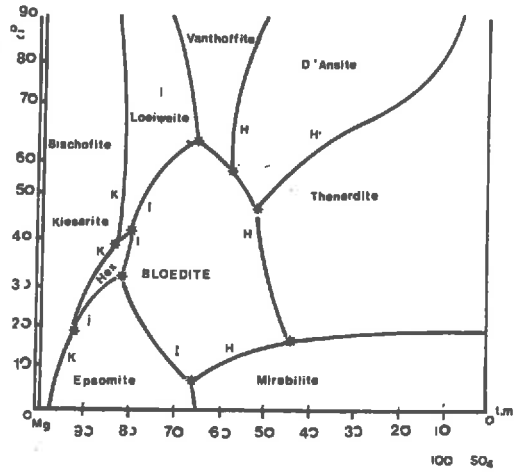


Fig. IV-8 - Diagramme de phases dans le système $Na^+, Mg^{++}/Cl^-, SO_4^{--} + H_2O$ dans une solution saturée en NaCl, entre 0 et 90°C (in BRAISCH, 1971)

sable de faire intervenir les données pédo-climatiques en même temps que les données d'analyse chimique pour envisager cette question. D'après les observations faites dans le sud tunisien (BOURGES *et al.*,1977), on peut retenir, pour le sol de ces régions arides, les amplitudes thermiques suivantes :

- à 10 cm : + 35°C - + 8° C
- à 20 cm : + 25°C - + 20°C
- à 60 cm : + 18°C - + 18°C

Dans les steppes sud algéroises, les températures maximales possibles à la surface du sol peuvent être de 50 à 60°C (POUGET, 1980) ; d'autre part, il peut aussi geler. Si l'on tient compte des considérations précédentes, on

pourrait avancer que :

1) Dans les horizons de surface (0 - 20 cm) : pendant la saison hivernale et en milieu peu riche en NaCl, la phase de Na_2SO_4 serait la mirabilite. Mais si la solution saline est saturée en NaCl, Na_2SO_4 serait représenté alors par la thénardite. En été, c'est la thénardite qui serait présente.

2) Dans les horizons profonds du profil, bien que les données théoriques laissent prévoir la formation de mirabilite en profondeur, ce minéral n'est pas observé et c'est la thénardite qui est mise en évidence. Il est probable par ailleurs, que l'extraction des échantillons des horizons profonds et les différentes manipulations qu'ils subissent provoquent le passage de la mirabilite à la thénardite comme cela a été déjà avancé par certains auteurs (DRIESSEN et SCHOORL, 1973). Ces considérations conduisent ainsi à expliquer l'absence de la mirabilite dans les échantillons passés aux rayons X.

La mirabilite est un minéral primaire comme d'ailleurs NaCl, c'est-à-dire qu'il est présent en quantités appréciables dans certaines formations telles que le Trias ou les marnes miocènes. Comme NaCl, Na_2SO_4 se forme directement à partir de la solution saline par précipitation dès que son produit de solubilité est dépassé, on a pu néanmoins montrer dans certains milieux plus alcalins, que sa formation résulte de la mise en jeu de la réaction suivante (CHEVERRY, 1971) :

$$Na_2CO_3 + CaSO_4 \rightarrow Na_2SO_4 + CaCO_3$$

La thénardite quant à elle, se forme généralement à partir de la déshydratation de la mirabilite.:

$$\underset{\text{mirabilite}}{Na_2SO_4\ 10\ HO_2} \xrightleftharpoons{T^\circ} \underset{\text{thénardite}}{Na_2SO_4}$$

La thénardite à l'état pur présente le faciès orthorhombique (111)(BARIAUD *et al.*,1977). Elle peut être aussi bipyramidale (111)(011)(010)(101)(STOOPS *et al.*, 1979). Dans les sols, la morphologie de ce sel est assez variable c'est ainsi qu'elle peut correspondre à des prismes assemblés avec une structure lâche (DRIESSEN et SCHOORL, 1973) ou en rosette constituée d'ai-