



HAL
open science

La Hamada du Guir (SE marocain) . Lithostratigraphie, encroulements carbonatés et argilogenèse

Mohammed El Youssi

► To cite this version:

Mohammed El Youssi. La Hamada du Guir (SE marocain) . Lithostratigraphie, encroulements carbonatés et argilogenèse. Stratigraphie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT: . tel-00694461

HAL Id: tel-00694461

<https://theses.hal.science/tel-00694461>

Submitted on 4 May 2012

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.



UNIVERSITE JOSEPH FOURIER
GRENOBLE

Enregistré de liste

DIPLOME D'HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

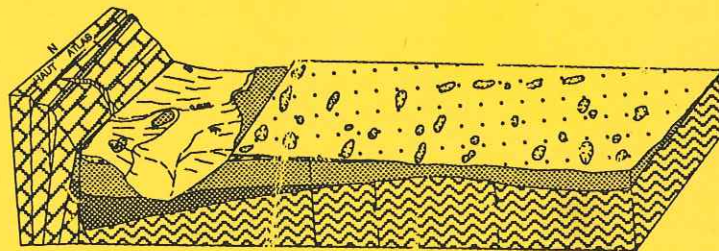
GEOLOGIE APPLIQUEE

par

MOHAMMED EL YOUSSI

LA HAMADA DU GUIR (S-E MAROCAIN)

LITHOSTRATIGRAPHIE, ENCROUTEMENTS CARBONATÉS ET
ARGILOGENESE



Soutenu le 2 Septembre 1993, devant la commission d'examen:

A. PECHER	Professeur U. J. F. GRENOBLE	Président
H. FAQUET	Dir. de rech. C. N. R. S. STRASBOURG	Rapporteur
D. BEN SARI	Professeur, Dir. C. N. R. MAROC	Rapporteur
G. POUPEAU	Dir. de rech. C. N. R. S. GRENOBLE	Rapporteur
J. L. TANE	Maît. Conf. U. J. F. GRENOBLE	Examineur
G. TRUC	Maître Conférence, LYON	Invité
J. PERRIAUX	Prof. Emérite U. J. F. GRENOBLE	Invité
J. FABRE	Dir. de rech. C. N. R. S. GRENOBLE	Invité

RESUME

La Hamada du Guir est un vaste entablement, allongé du Nord au Sud sur 250 km entre les vallées du Ziz et du Guir, au Sud-Est du Maroc.

La formation sédimentaire qui la constitue fut longtemps décrite comme riche en dépôts lacustres et attribuée au Néogène.

Dans ce mémoire, il est démontré que cette formation est en réalité détritique, rouge et issue de transports fluviaux. Elle a pu être divisée en quatre ensembles:

L'ensemble A, déposé par des fleuves s'écoulant d'Est en Ouest, au Sénonien - Eocène inférieur.

L'ensemble B, caractérisé par une puissante série détritique, armée par des carbonates dus à un remplacement épigénique du sédiment originel par de la calcite-dolomite. Ces carbonates forment d'épaisses et vastes dalles. Cette puissante formation détritique est constituée par plusieurs cycles successifs de sédimentation fluviale et de faciès carbonatés.

Cette épigénie carbonatée, qui modifia à plusieurs reprises et sur plusieurs mètres d'épaisseurs la nature des sédiments rouges originels, révèle un climat à saisons alternantes à longues saisons sèches de type semi-aride. Lorsque l'avalanche des flux détritiques s'interrompt, le milieu évaporatoire provoque la concentration des solutions des nappes superficielles et des sols, qui deviennent alors capables saisonnièrement de dissoudre silicates et quartz, puis de cristalliser calcite et/ou dolomite, précédées et/ou accompagnées de néoformation de palygorskite.

Elle est riche en gisements de Gastéropodes terrestres, jadis confondus avec le genre *Clavator* attribué à l'Aquitainien; ils appartiennent en réalité aux genres *Romanella* et *Vicentinia*, de l'Eocène moyen et supérieur périméditerranéen.

Dans cet ensemble, l'écoulement des courants change progressivement: d'abord Est-Ouest, il évolue vers un sens Nord-Sud.

L'ensemble C, semblable à l'ensemble B auquel il fait suite dans le secteur septentrional de la Hamada.

L'ensemble D, conglomératique, discordant sur tout ce qui précède, attribué au Néogène. Il résulte de vastes épandages venus du Nord, depuis le Haut - Atlas alors installé.

L'âge de cette série cesse donc d'être néogène:

- au dessus du Crétacé moyen, l'ensemble A serait du Sénonien - Eocène inférieur.

- Les puissants ensembles B et C sont datés de l'Eocène moyen et supérieur par de nombreux gisements de Gastéropodes (*Romanella*, *Vicentinia*).

- Ne reste néogène que l'ensemble D, discordant sur tout ce qui précède.

L'attribution de la Hamada du Guir à l'Eocène implique de vastes révisions cartographiques.

ERRATA

p. 13, (fig. 4), Ensemble C au lieu de D

p. 18, Etude lithologique (fig. 5)

p. 22, Etude lithologique (fig. 7) au lieu de (fig. 8)

p. 30, Etude lithologique (fig. 8) au lieu de (fig. 7)

SOMMAIRE

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tel. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail: platat@ujf-grenoble.fr

INTRODUCTION GENERALE.....	p.1
I - Introduction	p.1
II - Limites géographiques et cadre géologique du domaine étudié	p.2
III - Synthèse historique.....	p.4
1 - Sur la Hamada.....	p.4
2 - Sur l'Eocène continental.....	p.7
a - Au Maroc.....	p.7
b - Dans les Hamadas maroco-algériennes.....	p.8
c - En Algérie.....	p.8
d - En Tunisie	p.8
Chapitre I: LITHOLOGIE.....	p.10
I - Coupe de la Gara Tiriatine.....	p.10
a - L'ensemble A.....	p.10
b - L'ensemble B.....	p.12
c - L'ensemble C.....	p.17
II - Coupe du Kreb du Sud Oulad Ali	p.18
a - L'ensemble A.....	p.18
b - L'ensemble B.....	p.18
III - Coupe d'Irhir n'Ouchène	p.22
a - L'ensemble A.....	p.22
b - L'ensemble B.....	p.22
c - L'ensemble C.....	p.25
d - L'ensemble D.....	p.25
IV - Coupe de Teniet es Soltane.....	p.26
a - L'ensemble A.....	p.26
b - L'ensemble B.....	p.26
V - Coupe de Bou Melloul	p.30
a - L'ensemble B.....	p.30
b - L'ensemble C.....	p.33
c - L'ensemble D.....	p.36
VI - Coupe de Tizi n'Taggourt	p.37
a - L'ensemble A.....	p.37
b - L'ensemble B.....	p.37
c - L'ensemble C.....	p.41
d - L'ensemble D.....	p.42

VII - Coupe de la Gara el Itima.....	p.43
a - L'ensemble B.....	p.43
VIII - Coupe de la Gara Oum Bezazelle.....	p.47
a - L'ensemble B.....	p.47
Chapitre II: ETUDE DES FACIES	p.51
I - Les dépôts de piémont.....	p.51
1 - Dépôts d'extension régionale.....	p.51
2 - Dépôts d'extension locale.....	p.53
3 - Conclusion.....	p.55
II - Les dépôts de plaine à drainage fluviale.....	p.55
1 - Dépôts de chenaux.....	p.55
2 - Dépôts de plaine d'inondation.....	p.57
Conclusion à l'étude des dépôts de piémont et de plaine à drainage fluviale	p.61
III - Les encroûtements carbonatés.....	p.62
IV - Les silicifications	p.62
1 - Introduction et définitions.....	p.62
2 - Mécanismes de la précipitation de la silice.....	p.63
3 - Localisation lithostratigraphique des principaux niveaux de silicifications	p.63
Chapitre III: ETUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	p.70
I - Situation de la série dans le temps.....	p.70
II - Situation géographique des gisements fossilifères.....	p.76
1 - Au Maroc	p.77
2 - Dans les Hamadas maroco-algériennes.....	p.83
3 - Dans le reste du Maghreb	p.85
4 - En Europe.....	p.87
5 - Conclusion.....	p.87
III - Cohérences des dépôts de l'Eocène continental maghrébin.....	p.88
1 - A l'échelle du Maroc.....	p.88
2 - Dans le reste du Maghreb	p.88
3 - Conclusion.....	p.89
IV - Incohérences et difficultés	p.89

Chapitre IV: CADRE GEODYNAMIQUE DES HAMADAS DU GUIR (SE du MAROC)

I - Résultats de la lithostratigraphie	p.91
1 - Le secteur septentrional	p.91
a - L'ensemble A.....	p.91
b - L'ensemble B	p.91
c - L'ensemble C.....	p.92
d - L'ensemble D	p.93
2 - Le secteur méridional.....	p.96
a - L'ensemble A.....	p.96
b - L'ensemble B	p.96
c - L'ensemble C et l'ensemble D.....	p.97
3 - Discussion et conclusion.....	p.99
II - Résultats tectoniques	p.102
1 - Le secteur septentrional	p.102
2 - Le secteur méridional.....	p.104
III - Comparaison géodynamique des formations de l'Eocène continental du Maghreb.....	p.105
1 - En Tunisie	p.105
2 - En Algérie.....	p.105
3 - Au Maroc	p.108
4 - Conclusion.....	p.111

Chapitre V: EPIGENIE, ENCRUTEMENTS CALCAIRES ET ARGIOLOGENESE

I - Historique et définitions	p.113
1 - Encroûtements liés à la pédogenèse.....	p.113
2 - Encroûtements liés à la diagenèse des nappes aquifères	p.114
a - L'activité pédologique.....	p.114
b - Cas de nappe aquifère.....	p.115
II - Caractères de l'épigénie calcaire	p.116
III - Source des carbonates de calcium et de magnésium.....	p.117
IV - Démonstration géométrique du remplacement en masse, à volume constant, par le calcaire.....	p.119
1 - Etude des coupes.....	p.119
a - Les coupes du secteur septentrional	p.119
b - Les coupes du secteur méridional.....	p.144
2 - Chronologie des événements	p.148
V - Mécanismes de l'installation des encroûtements carbonatés.....	p.149
VI - Dynamique de l'installation et contrôle climatique des encroûtements calcaires de la Hamada du Sud-Est du Maroc.....	p.151

VII - Conclusions.....p.153
1 - Le sédiment initial.....p.153
2 - Argilogenèse et installation des carbonatesp.154

CONCLUSION GENERALE p.157

BIBLIOGRAPHIE..... p.160

INTRODUCTION GENERALE

I - Introduction

Au Maghreb, les formations continentales d'âge tertiaire (sédimentation lacustre et fluviatile, piémonts et paléosols) ont toujours posé des problèmes d'identification, d'âge et de corrélation avec les unités marines bien reconnues par ailleurs. D'où des confusions, ayant trait pour l'essentiel aux ensembles "rouges", volontiers attribués, par manque d'information paléontologique, au Mio-Pliocène (Pontien des auteurs) sauf cas exceptionnel où des restes d'organismes ont favorisé des attributions stratigraphiques correctes.

Depuis plusieurs années, des travaux visant à mieux comprendre l'organisation et, la distribution spatio-temporelle des diverses formations continentales de cette vaste unité géographique, ont contribué à dresser un cadre bio et lithostratigraphique convenable, aussi bien en Tunisie qu'en Algérie.

Le Maroc possède l'avantage de conserver sur son territoire de vastes ensembles continentaux, aussi bien dans le domaine du Moyen-Atlas que dans celui des plaines situées au piémont du Grand Atlas (Marrakech, Ouarzazate, Boudenib, ...) affectant des sédiments et des roches de nature extrêmement variée.

C'est la raison pour laquelle il convenait de mener à bien un travail consacré aux plus importantes formations continentales situées sur ce territoire, opération complexe faisant appel aussi bien à des révisions relatives aux organismes capables de donner des indications stratigraphiques, qu'aux techniques de l'analyse stratonomique, sédimentologique et paléogéographique.

Le mémoire que je présente constitue le premier travail exhaustif sur le domaine des grandes Hamadas du Sud-Est marocain.

II - Limites géographiques et cadre géologique du domaine considéré (fig. 1)

La Hamada du Guir est limitée au Nord par les massifs calcaires jurassico-crétacés du Haut Atlas oriental, à l'Est par la vallée de l'Oued Guir; à l'Ouest par celle du Ziz et au Sud par la Hamada de la Daoura (bassin de Zégdou-Tzi n'Daguine).

- Les limites du domaine hamadien ont été définies à partir des éléments suivants:

- les cartes géographiques anciennes (Sigilmassa , territoires tribaux, zones de nomadisme typique),
- la physiographie et de l'orographie (morphologie, végétation et faune typiques d'un plateau d'altitude, vent, rôle du Guir, du Ziz et du Draa dans le découpage de ce plateau),
- les travaux de G. S. Colin, P. Despujols, El Bekri, El Hassan Ben Mohamed El Ouazzani dit Léon l'Africain (in M. Saadi, 1975), de L. Gentil, 1913; F. Joly et al., 1957; R. Lavocat, 1954; G. Choubert, 1970 et la carte géologique du Maroc au 1/1.000.000.

La série tertiaire détritque continentale de la Hamada du Sud-Est du Maroc constitue la couverture de l'Anti Atlas Oriental. Dans la partie marocaine cette série est tabulaire, affectée de faibles ondulations à grand rayon de courbure d'âge quaternaire.

Le socle de celle-ci est constitué:

- dans le secteur septentrional: par du Crétacé marin à dominance maro-calcaire; la dalle sommitale est d'âge céno-manoturonien;
- dans le secteur méridional:
 - . au niveau du Dôme de Mgheïmine, la série détritque hamadienne repose, localement et de manière discordante, sur le Viséen plissé ou sur les Grès inférieurs crétacé (l'Infra-Cénomanién),
 - . au Sud de Taouz (Kem-Kem Irijdalène), le socle est constitué d'une série crétacée composée de bas en haut (Clarion, 1933) par:
 - 120 m de grès tendres, blancs ou roses,

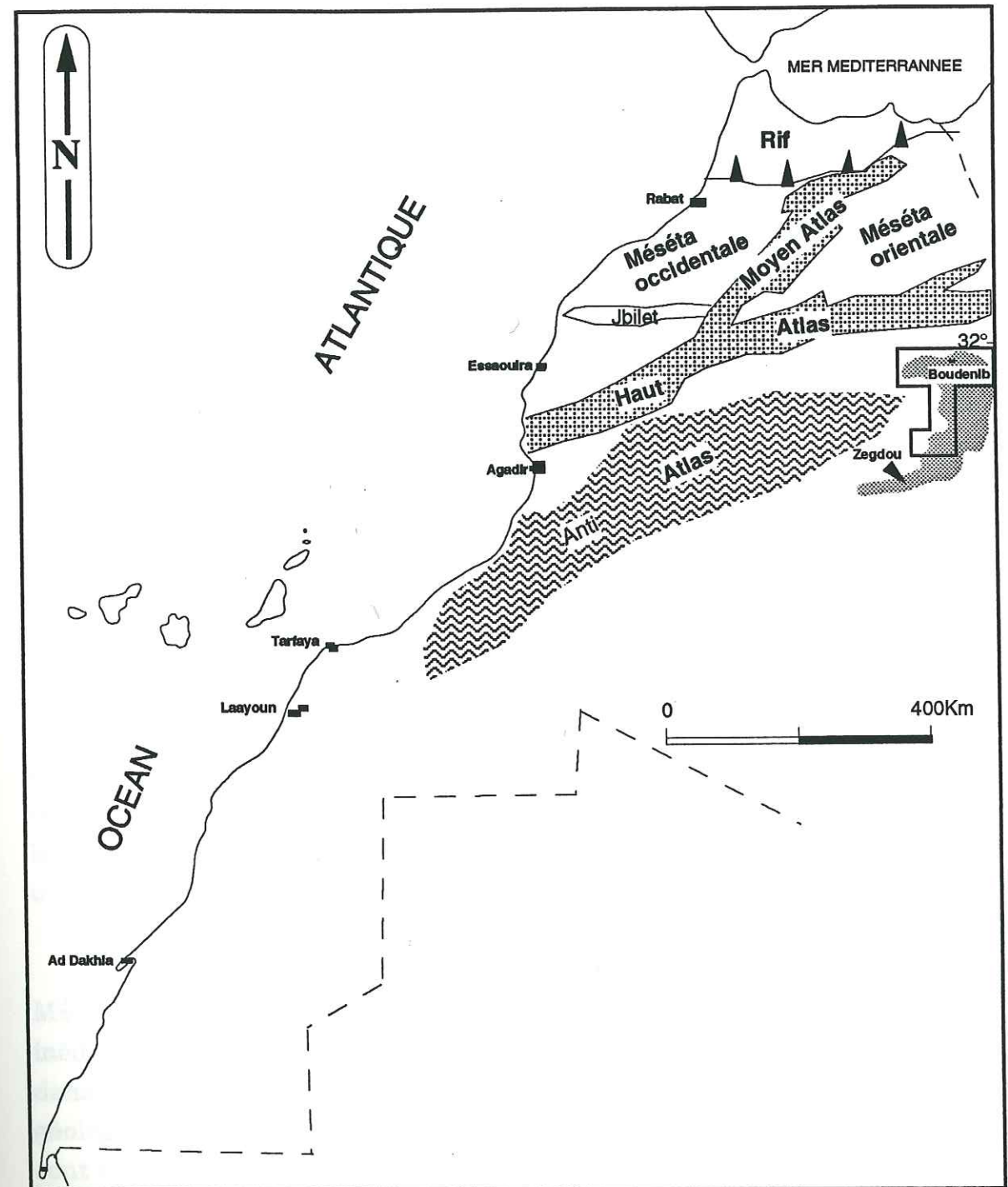


Fig. 1 - Carte de localisation du secteur étudié

- 3 m de calcaires gréseux,
- 40 m de calcaires fossilifères riches en *Exogyra flabellata* à la base et en coquilles et moules de *Nerinea requieni*. au sommet.

III - Synthèse historique

1- Sur la Hamada

Les derniers travaux géologiques sur la Hamada maroco-algérienne datent des années cinquante. Les travaux effectués dans cette région correspondent surtout à des missions descriptives et parfois cartographiques.

En dressant la première carte géologique du Maroc L. Gentil (1913) ne parle pas de la Hamada mais de la région des Gours (pluriel de Gara) qu'il qualifie de Zone tabulaire et cartographie comme Tertiaire.

C'est F. DAGUIN (1923 à 1931) qui s'intéresse le premier à la géologie des régions hamadiennes. Il parcourt d'abord (1923) la zone de Boudenib-Bouanan-Béchar où il trouve les premiers Gastéropodes continentaux que Jodot attribue, deux ans plus tard, au genre *Clavator* et les date de l'Aquitaniens. Les résultats sont consignés dans un rapport et une carte géologique inédite du M.E.M. (in Lavocat, 1954).

En 1939, L. CLARION lève la carte du secteur Béchar-Kénadza-Méridja et confirme la présence des Clavators. Cette carte est restée inédite, mais l'essentiel des résultats sont résumés par G. Choubert (1945) dans sa note sur le Pontien au Maroc. Il lève également la carte géologique de la zone Saghro-Tafilalet-Maïder (1944) dont les résultats sont repris dans la carte géologique au 1/500.000 du Maroc (feuille de la Hamada du Guir ,1950).

N. MENCHIKOFF (1931, 1936 et 1946) est le premier à observer l'anticlinal de la vallée de Tafejjarht. Ses tournées de 1936 à 1946 lui permettent de donner une description sommaire des séries tertiaires et de

localiser les gisements de *Clavator* de Teniet es Soltane, de Bou Melloul et ceux de la Gara de Tiriatine.

R. LAVOCAT (1948ab, 1949ab, 1950 et 1954, thèse) étudie les séries tertiaires hamadiennes. Il publie une carte géologique (1954) qui résume ses résultats, repris par ailleurs dans les éditions des cartes géologiques de la région (carte au 1/500.000 et carte au 1/1.000.000 du Maroc, 1985). Il subdivise la Hamada en trois secteurs:

a) - le secteur Boudenib-Meridja-Taouz où la Hamada est constituée d'un Tertiaire formé de trois ensembles superposés:

* à la base une série détritique rouge, à niveaux lacustres riches, par endroits, en gisements de gastéropodes continentaux. Il l'a qualifié de Hamada inférieure ou Hamada de Boudenib. Par la présence de ces gastéropodes continentaux, attribués au genre *Clavator* et datés de l'Aquitaniens par Jodot (1936; 1938; 1951a,b; 1953 et 1957), il considère cette Hamada comme miocène.

* au milieu une deuxième série détritique rouge, localement rose à blanchâtre. Elle est constituée de niveaux silto-gréseux azoïques avec lentilles calcaires. Elle n'affleure pas, du côté marocain, au delà du Tizi n'Targourt mais réapparaît au Sud du Taouz. Cette deuxième série est localement discordante sur la précédente et présente par endroits des intercalations de lentilles conglomératiques. Elle est attribuée par l'auteur au Pontien.

* au sommet un ensemble carbonaté, constitué d'une ou de plusieurs dalles calcaires, qu'il décrit comme des dépôts lacustres discordants sur les séries inférieures. Il est cartographié comme pliocène et recouvre toute la Hamada qu'on appelle la grande Hamada ou Hamada supérieure ou encore Hamada du Guir.

b) - Le secteur de la Daoura: dans cette région sa carte montre la même succession lithostratigraphique que dans le secteur précédent. Dans la série de base il découvre des gisements d'un gastéropode continental étudié et attribué au genre *Limicolaria*, du même âge que le genre *Clavator* de la Hamada de Boudenib. L'existence de ces deux genres et leur attribution par P. Jodot à de l'Aquitaniens conduisent R. Lavocat à

corrélater la Hamada inférieure du secteur de la Daoura avec la Hamada de "Boudenib".

c) - Le secteur de la Hamada du Draâ: pour R. Lavocat elle est constituée dans sa quasi-totalité par les mêmes dépôts que ceux de la grande Hamada ou Hamada supérieure c'est à dire la série pliocène. La partie NNE fait exception et présente des affleurements à gisements de *Limicolaria*; de même dans la région au Sud de Betana, sa carte montre quelques pointements de Pontien directement discordants sur le Paléozoïque.

F. JOLY (1949; 1950 et 1954), dans son étude sur la Hamada algéro-marocaine (1954), admet, avec une prudente réserve, l'existence:

* dans la Hamada du Guir:

- d'une base gréso-silteuse localement gypsifère, d'âge aquitaniens (Oligocène supérieur) caractérisée par la présence, à son sommet, de niveaux carbonatés à gastéropodes continentaux;

- de niveaux rouges plus grossiers et de grès caillouteux attribués au Miocène continental;

- d'un niveau supérieur constitué d'une alternance de dépôts lacustres et de dépôts détritiques gréseux, considéré comme "Plio-Villafranchiens"

* dans la Hamada de la "moyenne Daoura" région de Zegdou-Tizi n'Daguine et la Hamada du Draâ, il émet des réserves concernant l'existence du niveau Oligocène.

G. CHOUBERT (1945 et 1970), dans sa note sur le Pontien marocain (1945), donne un résumé des travaux antérieurs qu'il complète par des observations effectuées dans la région des Kem Kems et dans la Hamada du Draâ. Il considère la Hamada du Draâ comme ponto-pliocène, contrairement à Menchikoff (1936) qui l'attribuait au Crétacé. Par ailleurs, dans son résumé sur "l'Evolution morphologique du Sud marocain" (1970), il met en parallèle les séries hamadiennes avec trois cycles tertiaires, chacun d'eux comprenant les trois phases déformation - aplanissement - comblement:

a) - la série à *Pseudoceratodes* de Bechar-Meridjat (L. Clarion, 1939) et les niveaux à Charophytes de Zégdou (Grambast et al., 1959) sont attribués au cycle éo-oligocène;

b) - la série à niveaux à *Clavator* de Boudenib, la série à niveaux à *Melanotria* de Bou Iferda (J. Hindermayer, 1950) et la série à *Limicolaria* des Kem Kem Irijdalènes (Jodot, 1951) font partie du cycle oligo-miocène;

c) - la série de la grande Hamada ou Hamada du Draâ fait partie du cycle ponto-pliocène.

P. GEVIN (1960) et Gevin et al. (1970; 1974 et 1975): ils étudient la Hamada du Draâ et celle de la Daoura. Par la découverte de Charophytes, ils arrivent à dater la série inférieure de la Daoura (Glib Zégdou et Gouiret el Azib) de l'Eocène moyen (P. Gevin et al., 1974 et 1975 a, b). Il donne également des précisions sur l'âge Miocène des dalles carbonatées sommitales de la Hamada du Draâ, considérées autrefois comme pliocènes par R. Lavocat (1954).

2 - Sur l'Eocène continental

a - **Au Maroc:** l'Eocène continental était considéré comme inexistant (G. Choubert, 1945 et Michard, 1976). Les seuls soupçons d'un Eocène continental non daté sont ceux du bassin de Souss (R. Ambroggi, 1952a,b) ou ceux de la vallée du Daddès (E. Roch, 1937 et Gauthier, 1957).

Mais grâce aux gastéropodes continentaux découverts par G. Choubert et Salvan (1946), P. Jodot (1957) attribue à l'Eocène les niveaux rouges du synclinal de Bou Angueur par leur identification au genre *Vicentinia* typique de l'Eocène moyen et supérieur (TRUC, 1989). Ces mêmes gastéropodes avaient été considérés auparavant par le même auteur (Jodot, 1953), comme des *Clavator* (*Clavator menchikoffi*) d'âge aquitanien.

Ce n'est qu'en 1987 (G. Truc et al.) puis en 1989 (M. El Youssi et al., 1989; M. El Youssi et al., 1990; M. El Youssi et al., 1993) qu'on parle de la découverte de l'Eocène continental daté par des gastéropodes, dans la Hamada du Sud-Est du Maroc.

b - **Dans les Hamadas maroco-algériennes :** c'est dans la région de Béchar-Méridja que L. Clarion (1939) découvre des gastéropodes continentaux de type *Pseudoceratodes* attribués au "Londonien" par P. Jodot mais L. Clarion et al., (1939) considèrent les couches qui les contiennent comme éocènes. Dans la région de la Daoura (Gleb. Zégdou et Gouirets el Azib), P. Gevin et al., (1974 et 1975) découvrent, dans la série attribuée autrefois par R. Lavocat (1954) à de l'Aquitaniens, des gisements de Charophytes d'âge Eocène.

c - **En Algérie:** la découverte de l'Eocène continental date de 1952 quand P. Jodot détermine et date un gastéropode d'eau douce du genre *Vicentinia*, également de la famille des Bulimes, (récolté par M. Beneito au Djebel El-Kohol de Brézina). Ce genre est caractéristique, dans la province de Vicenza en Italie du Nord (P. Jodot, 1957 et G. Truc, 1988 et 1989), de l'Eocène moyen et supérieur. S. Guerrak (1984), dans son étude sur les minéralisations ferrifères du Dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara Algérien), parle d'une Hamada éocène sans la décrire.

L'évolution des idées sur l'Eocène continental s.s. n'a vu le jour qu'avec la découverte des gisements de Charophytes éocènes à Glib Zégdou (Gevin et al., 1974) et des gisements de gastéropodes continentaux du genre *Vicentinia* et du genre *Romanella* (M. Bensalah et al., 1987 - 1988 et Ben Salah, 1989) dans les Hautes Plaines de l'Ouest algérien. Puis G. Truc (1988) reconstitue la répartition périméditerranéenne de ces genres. Bensalah dans sa thèse (1989) propose alors une esquisse paléogéographique de l'Eocène continental algérien.

d - **En Tunisie:** (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad et al., 1984; 1987 puis S. Abdeljaouad, 1984; 1987; 1989 et 1991) c'est à la suite de ces travaux que l'Eocène continental a été identifié en Tunisie centrale. Il fut ensuite étudié par S. Abdeljaouad (1991) qui fournit une carte des affleurements et une synthèse sur l'évolution des idées concernant l'Eocène continental tunisien.

* L'Eocène continental d'Afrique du Nord n'a été identifié et étudié que depuis 1984 (Sassi et al. en Tunisie) grâce à la révision des déterminations des Bulimes.

* L'âge de la Hamada du SE du Maroc, d'abord considéré comme aquitaniien, n'a été fixé à l'Eocène que depuis 1987 (Truc et al.).

* Les contours de la Hamada sont progressivement cernés et affinés; les relations spatiales et morphologiques entre les Hamadas de Boudenib, du Guir et du Draâ **paraissent** continues et ne constituent en fait qu'une seule Hamada (El Youssi et al., 1989, 1990 et 1993).

* Son âge, d'abord globalement et prudemment attribué au Tertiaire, devient de plus en plus précis, grâce à la découverte d'organismes, les Bulimes, déterminés par P. Jodot et révisés par G. Truc. Les cartes actuelles, issues des travaux de Lavocat, indiquent plusieurs formations, les unes **réputées** bien identifiées sur le plan stratigraphique, les autres laissées dans un Mio-Pliocène indifférencié. La révision de l'étude des Bulimes, les études lithostratigraphiques et sédimentologiques m'ont conduit à l'établissement d'une division de la série Hamadienne en quatre ensembles lithostratigraphiques distincts (A, B, C et D) qui ne possèdent pas la même répartition paléogéographique. J'ai également dressé une carte géologique (fig. 29b) du secteur grâce aux nouvelles attributions paléontologiques (Truc, 1989; El Youssi et al, 1989; 1990 et 1993).

CHAPITRE I

LITHOLOGIE

LITHOLOGIE

Introduction

La révision de l'étude des Bulimes, les études lithostratigraphiques et sédimentologiques m'ont conduit à l'établissement d'une division de la série Hamadienne en quatre ensembles lithostratigraphiques distincts (A, B, C et D) qui ne possèdent pas la même répartition paléogéographique.

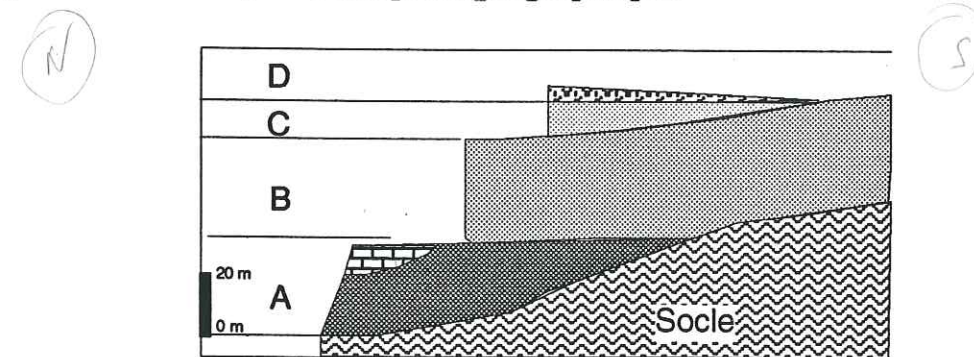


Fig.; 2 - Coupe schématique de la Hamada du Guir

I - Coupe de la Gara Tiriatine (fig. 3, n° 1)

Elle constitue la coupe type de ce secteur. Elle est située au Sud de la localité de Sahli. La coupe a été levée sur la face Nord de la falaise.

Etude lithologique (fig. 4)

a - L'ensemble A

- 0-10 m - Alternance de niveaux silteux et de niveaux gréseux. L'ensemble est de couleur rouge avec des épaisseurs de bancs décimétriques à métriques. Le sommet est dominé par les dépôts silteux. Les niveaux gréseux présentent un litage oblique et localement une structure entrecroisée. Le sens de l'écoulement des courants est d'Est en Ouest avec quelques niveaux à écoulements du Nord-Nord-Est vers le Sud-

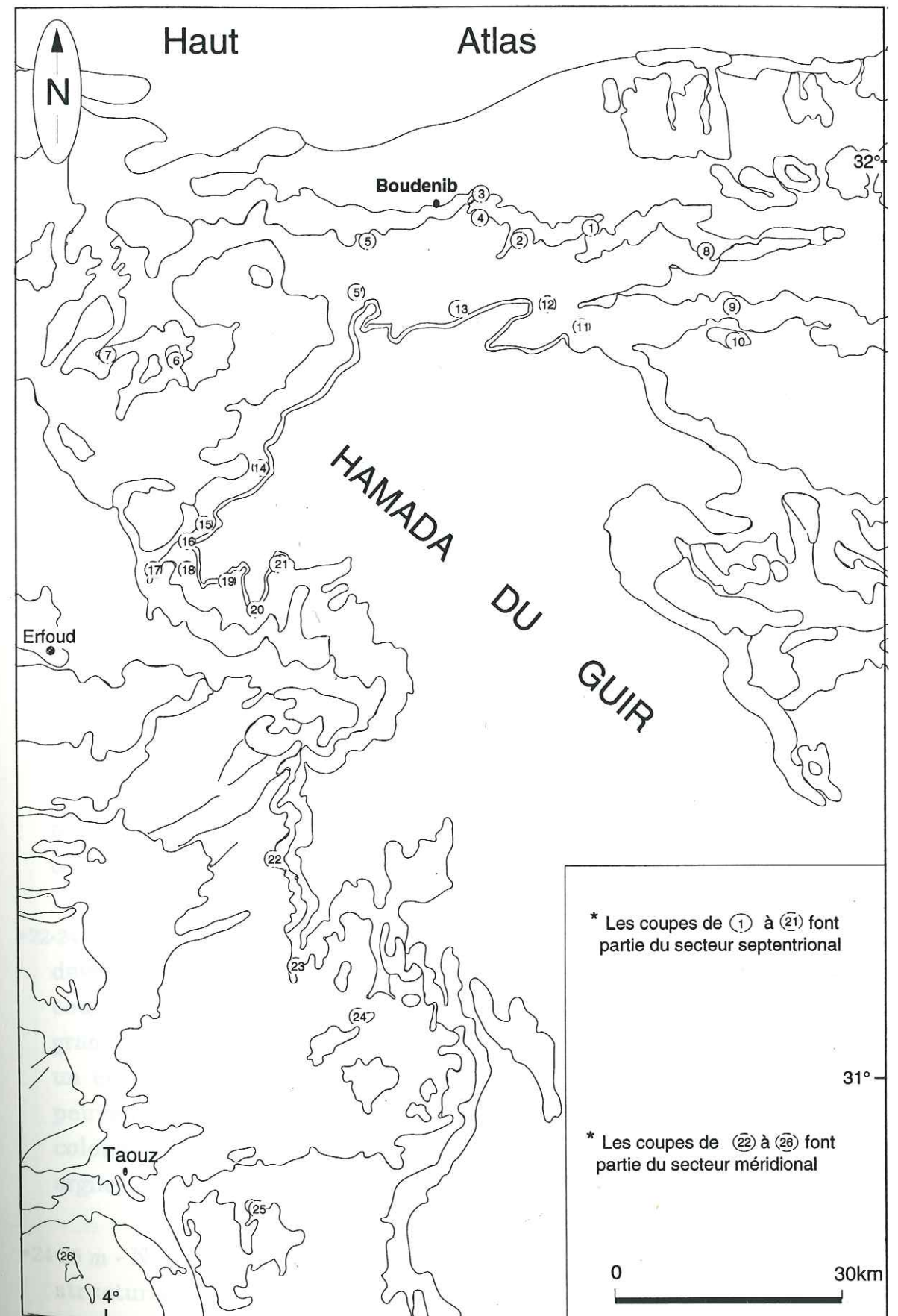


Fig.: 3 - Carte de localisations des coupes

Sud-Ouest. La composition minéralogique des argiles est dominée par l'illite (38 %), la chlorite (28 %) et la smectite (34 à 60%).

- 10-20 m - C'est un ensemble silto-argileux d'abord rouge puis rose à taches ou "flammes" vertes qui, petit à petit, virent au blanc vers le haut. Ces flammes sont rarement et faiblement carbonatées; leur fusion vers le haut donne une couleur homogène blanche accompagnée par l'apparition de granules carbonatés centimétriques (définis, par A. Ruellan, 1970 comme étant des "amas durs") et dont la partie centrale est rouge à rose, parfois en structure septariale. La minéralogie des argiles est dominée à la base par la palygorskite (80%) et la smectite (20%), au sommet par l'illite, la palygorskite, la smectite et l'interstratifié illite/smectite.

b - L'ensemble B

- 20-22 m - Ces argiles à flammes blanches sont ravinées par un niveau constitué par un amas de granules carbonatés; cet amas de granules est fortement consolidé par un ciment carbonaté qui prend alors un aspect de dalle métrique avec une extension latérale décamétrique. La minéralogie des argiles est dominée, à la base par la palygorskite (60%) de l'illite (30%) et de la smectite (10 à 15%), au milieu la palygorskite seule et au sommet la palygorskite est accompagnée d'illite et de chlorite suivie par de la smectite.
- 22-24 m - Ce niveau correspond à des silts rouges à flammes roses qui deviennent ensuite marmorisés en prenant progressivement une couleur blanche accompagnée par un enrichissement croissant en granules et nodules carbonatés. Ces nodules et granules flottent dans un ensemble argileux de couleur blanche faiblement carbonaté; ils peuvent également se présenter en position alignée en forme de colonnes qui supportent la dalle sus-jacente. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (100%).
- 24-25 m - Niveau carbonaté lenticulaire qui affleure sous forme de dalle structurée en colonnes prismatiques. La base de cette dalle est caractérisée par une structure en grille calcitique. Le système de

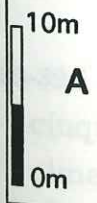
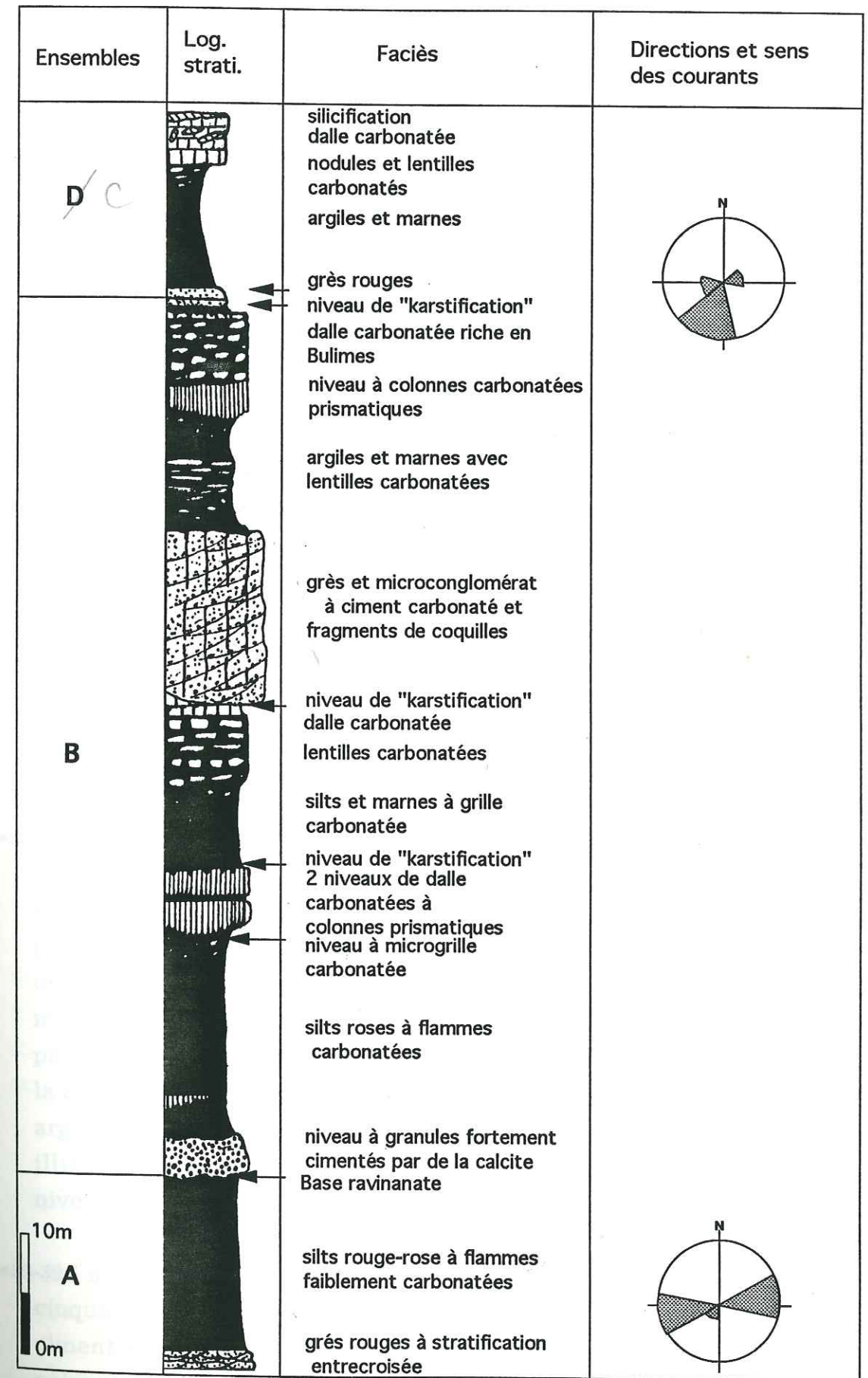


Fig.: 4 - Coupe Gara Tiriatine: lithologie et courantologie

mailles de cette grille est d'abord lâche, à la base, avec un "remplissage" silteux de couleur rouge ou rose. Au dessus les mailles deviennent de plus en plus serrées et le "remplissage" devient marneux et vert avant d'être envahi par la carbonatation. Le "système colonnes" est le résultat d'actions d'altération récente, par contre la prismation a été guidée par l'emplacement d'un ancien réseau de dessiccation anté-carbonatation (anté-épigénie). La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (100%) accompagnée de l'interstratifié illite/smectite en traces.

- 25-35 m - Silts rouge-saumon à litage fruste. Cet ensemble silteux est riche en flammes d'abord vertes non carbonatées puis blanches, faiblement carbonatées; le sommet de ces silts est totalement blanc sous l'effet de la densité des flammes. A ce niveau, les granules et les nodules carbonatés font leur apparition; celle-ci est apparemment liée à des sursaturations locales en carbonates. Ces granules et nodules sont blancs avec, parfois, une petite croûte de couleur grise à noire riche en oxydes de fer. L'évolution minéralogique des argiles, du bas vers le haut, est dominée par la palygorskite (100%) accompagnée de traces d'illite.
- 35-39 m - La base de ce niveau débute par une zone à structure en grille qui évolue de la même façon que précédemment, en dalle carbonatée massive, d'une épaisseur de quatre-vingt-dix centimètres. Cette dalle présente une structure en colonnes prismées identique au système décrit dans le niveau (24-25 m). Une coupe transversale d'une colonne montre que la partie axiale de la colonne est de couleur rouge à rose pâle avec une allure septariale riche en illite par opposition au reste de la colonne où la palygorskite peut constituer jusqu'à 90% de la fraction argileuse (fig. 30), accompagnée de chlorite et de l'interstratifié illite/smectite en proportions égales et significatives à la base du niveau.
- 39-39,5 m - Le niveau précédent à colonnes prismées est surmonté de cinquante centimètres de grès fins roses fortement consolidés par un ciment carbonaté. La minéralogie des argiles est faite de 100% de palygorskite.

- 39,5-42 m - Une deuxième barre carbonatée, identique morphologiquement et faciologiquement à la première, surmonte le niveau silteux. Cette dalle est parcourue, à partir de son toit, d'un système de tubules calcitiques à section radiaire qui résultent d'une "karstification" sous couverture (type Chambi en Tunisie, comm. orale de G. Truc). Ceci prouve que la karstification est postérieure à l'épigénie carbonatée qu'elle recoupe. La minéralogie des argiles est constituée de 90% palygorskite et de 10 à 30 de chlorite et d'interstratifié illite/smectite vers le sommet.

- 42-50 m - Cet ensemble est constitué, à la base (sur 3,50 m), par des silts rouges marmorisés qui évoluent rapidement vers le haut en un pseudo-conglomérat bréchiq ue constitué de granules, de nodules et de lentilles en forme de "poissons" carbonatés qui flottent dans les silts rouge-rose fortement marmorisés avec des niveaux à microgrille. Les lentilles carbonatées peuvent être très riches en reliques de silts rouges ou roses, parfois même en argiles ou marnes blanches dont la fraction argileuse est constituée de 100% de palygorskite. La minéralogie des argiles de tout ce niveau est d'ailleurs dominée par la palygorskite (jusqu'à 100%). Le tout évolue de manière soit progressive soit brutale, en une dalle carbonatée massive qui comporte, encore localement de rares reliques roses, ce qui démontre bien l'irrégularité de la répartition de la carbonatation. Ce niveau a été décrit par Hindermeyer (1950) et Lavocat (1954) comme un dépôt lacustre. La minéralogie des argiles de cette dalle est dominée par la palygorskite qui constitue jusqu'à 100% de la fraction argileuse à l'exception de la partie sommitale qui est soulignée par l'apparition de la smectite en forte proportions (plus de 50% de la fraction argileuse). Sur l'affleurement ce niveau à smectite est souligné par l'existence d'un horizon d'altération et de karstification.

- 50-58 m - Le passage à ce niveau gréso-conglomératique est souligné, localement, par un net diastème de ravinement. L'épaisseur de cette masse gréso-conglomératique est de 5 à 10 m. Le faible litage apparent est souligné par l'alignement de petits galets d'origine liasique ou crétacée et de galets gréseux d'origine tertiaire (voire paléozoïque ?), tous bien roulés, mélangés à des galets carbonatés empruntés à un

- paléosol préexistant faiblement transporté. L'ensemble est fortement consolidé en une dalle massive par un ciment carbonaté. La richesse en fragments de gastéropodes, du genre *Clavator* (Lavocat, 1938), de ce niveau en fait son originalité. La couleur générale varie d'un rose pâle à un blanc délavé. A l'affleurement cette dalle présente une structuration en colonnes verticales dont le diamètre peut atteindre plusieurs mètres.

- 58-66 m - La dalle précédente fait brusquement place à un ensemble marno-argileux de couleur blanc-verdâtre faiblement carbonaté contenant à sa base des nodules et des lentilles carbonatées décimétriques et donnant un aspect de pseudo-dalle. Au milieu les lentilles et les nodules deviennent centimétriques prenant ainsi un aspect bréchiq ue. Le reste est constitué de marnes blanches dans lesquelles flottent quelques granules et nodules carbonatés centimétriques à décimétriques. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite avec, à la base, de la smectite et l'interstratifié illite-smectite en traces.

- 66-70 m - C'est une pseudo-dalle carbonatée de couleur blanche constituée de lentilles décimétriques à métriques qui peuvent fusionner latéralement et donner des "bancs" d'extension latérale métrique à décimétrique. Cette "dalle" présente localement, sur quelques mètres, des niveaux à colonnettes semblables à ce qui a été observé et décrit plus bas dans la série. Sa base montre un contact irrégulier et sa surface sommitale est affectée par un cryptokarst dont les gouttières sont remplies par le sédiment sus-jacent. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite avec des traces de smectite. Elle contient, sur la totalité de son épaisseur, des coquilles de gastéropodes continentaux du genre *Romanella*, caractéristique de l'Eocène continental moyen et supérieur du Maghreb (S. Sassi et al., 1984; G. Truc, 1988; BenSalah, 1988; Abdeljaouad, 1991).

- 70-71 m - C'est un dépôt siltogréseux à granules et à cailloutis avec une grande abondance de coquilles de *Romanella*; le tout est fortement cimenté par de la dolomite puis de la calcite polyphasée localisée dans des filonnets qui parcourent tout le niveau et donnent à cet ensemble

un aspect de dalle dont la surface se débite, sous l'action des facteurs climatiques, en petits blocs polyédriques à bords tranchants (caractéristique des surfaces de la Hamada). La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (100%), accompagnée de smectite et d'illite et de l'interstratifié (illite/smectite) en traces.

c - L'ensemble C

- 71-72,5 m - Cette dalle à gastéropodes est recouverte par cinq centimètres de silts rouges surmontés d'un niveau gréseux rouge violacé qui se présente en un seul banc d'un mètre cinquante d'épaisseur, à litage oblique en feuillets centimétriques et bien individualisés. Ce banc contient dans toute son épaisseur des restes de coquilles de gastéropodes.
- 72,5-78,5 m - Ce niveau est marneux de couleur rose, marmorisée à la base puis vert-clair et enfin blanche à son sommet. La minéralogie des argiles est dominée à la base par la palygorskite et sommet par la smectite accompagnée d'illite de chlorite et de palygorskite.
- 78,5-82,5 m - La série se termine par une dalle carbonatée massive très recristallisée. Son contact avec le niveau sous-jacent est irrégulier et se fait par l'apparition de lentilles carbonatées décimétriques. Cette dalle montre un polyphasage de recristallisations carbonatées très poussées, repris par une silicification postérieure. On remarque également, au niveau des cassures fraîches, l'existence de reliques roses, vertes ou blanches, du sédiment initial. La partie sommitale de cette dalle contient, localement, des niveaux de silice riches en oxydes de fer. La minéralogie des argiles est dominée à la base par la smectite et au sommet par la palygorskite.
Cet ensemble C s'épaissit considérablement au Sud et atteint plus de 30m d'épaisseur à Bou Melloul.

II - Coupe du Kreb du Sud Oulad Ali (fig. 3, n° 4)

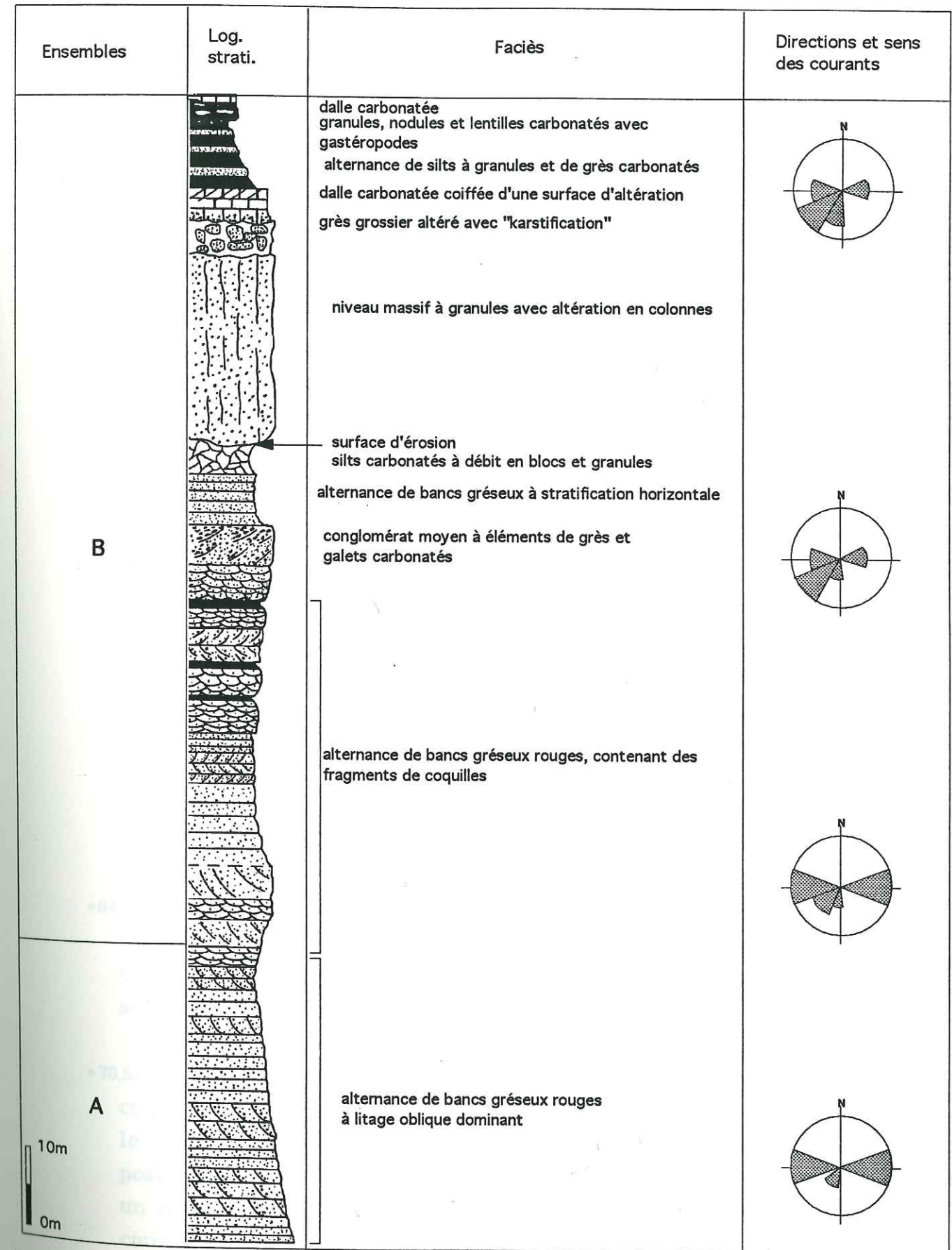
Etude lithologique (hjs)

a - L'ensemble A

- 0-25 m - Succession de niveaux gréseux rouges. L'épaisseur des bancs est décimétrique à métrique avec une granulométrie moyenne et des intercalations locales de lentilles micro-conglomératiques. L'ensemble présente un litage oblique et, localement, une structure entrecroisée qui fournissent deux sens de courants un courant dominant vers l'Ouest et un courant accessoire vers le Sud. La minéralogie des argiles est à dominante d'illite avec des traces de chlorite.

b - L'ensemble B

- 25-45 m - Grès rouge-rose en lentilles métriques, chenalissantes, à structure entrecroisée avec les mêmes directions et sens de courants que précédemment aux quels sont associées des directions NE-SW et N-S. La granulométrie est grano-croissante, riche en graviers de nature diverse (silex, calcaires, grès). Cet ensemble contient de petits fragments de coquilles semblables à ceux rencontrés dans la dalle gréso-carbonatée de la partie médiane (niveau 50 à 58m) de la Gara de Tiriatine et qui seraient des fragments de coquilles de *Bulimes*.
- 45-48 m - Passage progressif à un grès blanc friable à patine grise, en bancs parallèles, centimétriques à décimétriques. La fraction fine en faible quantité est très riche en carbonates.
- 48-51 m - Silts compacts à ciment carbonaté, de couleur rose et dont les niveaux supérieurs sont marmorisés. Les deux derniers mètres présentent une pseudo-prismation régulière qui a été guidée probablement par l'existence d'un ancien réseau de fentes de dessiccation.



10m
0m

Fig.: 5 - Coupe du kreb Sud d'Oulad Ali: lithologie et courantologie

- 51-61 m - Le sommet des silts est raviné par un dépôt à granules carbonatés, sphériques, emballés dans un ciment carbonaté rose, sur une épaisseur de huit à quinze mètres. Ces granules résultent de l'érosion d'anciens sols. L'ensemble est fortement cimenté par du carbonate et constitue la falaise corniche du Kreb. Cette falaise présente une pseudo-prismation comparable à celle du niveau précédent. Sous l'effet de processus d'érosion météorique, cet ensemble présente une structuration en colonnes de taille métrique. Ce niveau présente une extension kilométrique (jusqu'à l'Oued Douis situé à 2 km au Sud-Est).
- 61-62,5 m - Le sommet du niveau précédent est remanié par un pseudo-conglomérat à éléments en blocs de taille décimétrique à métrique; cela correspond à un remaniement, plus au moins local, d'un dépôt gréseux ultérieurement karstifié et identique à celui de la Gara d'Oulad Ali (fig. 6) située au Nord.
- 62,5-64,5 m - Dépôt calcaire à cailloutis, riche en coquilles de gastéropodes d'eau douce du genre *Melanoïdes* (pl. II, a et b). Ce dépôt carbonaté, de couleur blanche, se présente en bancs décimétriques riches en structures stromatolitiques du type lacustre. Il correspond à la dalle qui constitue le premier replat du kreb; cette dalle trouve son équivalent au niveau de la dalle sommitale de la Gara Oulad Ali située au Nord (fig. 6).
- 64,5-70,5 m - Cette dalle carbonatée est surmontée d'une alternance de marnes et de grès. Les niveaux marneux ont des épaisseurs de 40 à 60 cm et les niveaux gréseux des épaisseurs 20 à 30cm. Les bancs gréseux sont très carbonatés.
- 70,5-72 m - Dépôt silto-gréseux à petits galets et cailloutis mélangés à des coquilles entières de gastéropodes continentaux du genre *Romanella*, le tout est emballé dans un ciment argilo-silteux épigénisé postérieurement par des carbonates intensément recristallisés. C'est un niveau-repère dans tout ce secteur. Le sommet de ce niveau constitue la surface sommitale de la "Hamada de Boudenib" des anciens auteurs.

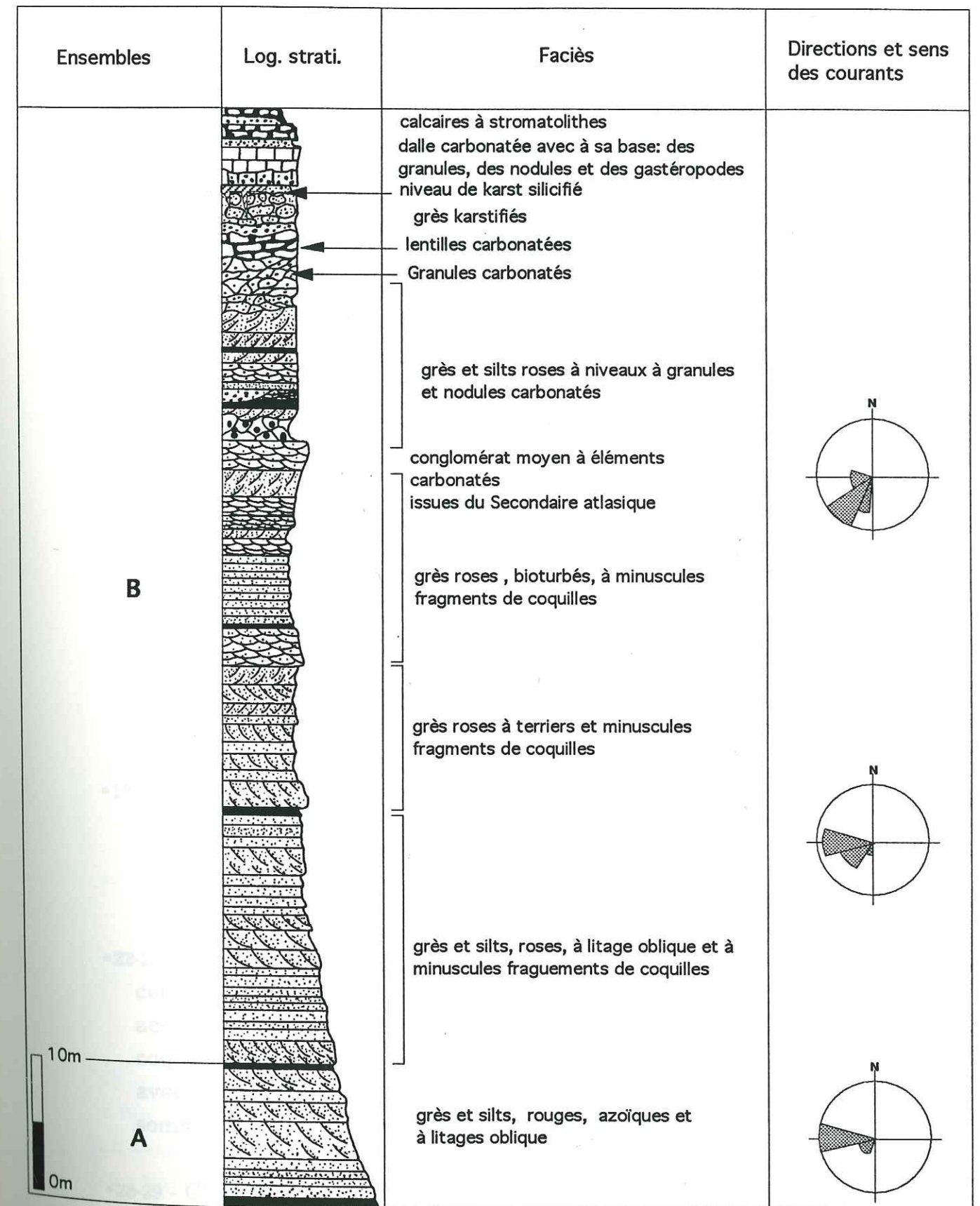


Fig.: 6 - Coupe de la Gara Oulad Ali: lithologie et courantologie

III - Coupe d'Irhir n'Ouchène (fig. 3, n° 7)

Etude lithologique (fig. 8)

a - L'ensemble A

- 0-2 m - Ce sont des silts rouges faiblement gypsifères qui n'affleurent ici que sur 2 mètres d'épaisseur. Quand on se dirige vers l'Ouest, lieu du contact avec le substratum crétacé, leur épaisseur ne dépasse pas 15 m.
- 2-10 m - C'est un niveau de grès roses claires, friables, à granulométrie fine qui présente deux parties distinctes: - la partie inférieure est constituée, à la base, de deux bancs métriques contenant un litage oblique vers l'Ouest; à son sommet les bancs sont plus fins, chenalisés et présentent une stratification entrecroisée. Le sens des courants est vers l'Ouest. - La partie supérieure est constituée, à la base, de trois bancs métriques à litage oblique avec un sens des courants identique à celui des bancs sous-jacents; au sommet l'épaisseur des bancs diminue et la stratification devient chenalisante avec un litage entrecroisé. Le sens des courants ne change pas.
- 10-22 m - C'est un ensemble silteux, de couleur rouge, sans stratification apparente et qui se débite en frites minuscules.

b - L'ensemble B

- 22-28 m - C'est un ensemble de bancs lenticulaires constitués par un conglomérat fin, de couleur rouge-sombre, à éléments gréseux accompagnés de petits galets calcaires et de petits fragments de coquilles indéterminables mais présentant de fortes ressemblances avec celles des Bulimes. La base de ce niveau ravine fortement le sommet du niveau sous-jacent.
- 28-29 m - C'est un banc de grès grossier, de couleur rouge, à litage oblique orienté vers l'Ouest. Ce niveau contient également des fragments de

coquilles semblables à ceux observés dans les niveaux conglomératiques.

- 29-33 m - Ce sont des bancs de grès moyen, de couleur rouge, fortement chenalisés et à stratification entrecroisée au niveau de laquelle. On note une déviation du sens des courants: dirigé vers l'Ouest à la base de ce niveau, ils s'infléchissent vers le Sud-Ouest puis vers le Sud.
- 33-40 m - Ce sont des silts et grès riches en argiles, de couleur rouge, faiblement stratifiés.
- 40-48 m - C'est une superposition de bancs de grès fins, de couleur rose, à stratification et litage horizontaux. La matrice argileuse est faiblement carbonatée de nature calcitique. Ces bancs contiennent également des fragments de coquilles de gastéropodes semblables à ceux des bancs sous-jacents
- 48-51 m - Ce sont des grès roses bioturbés à terriers et traces de racines. Le ciment des grains de quartz est carbonaté de nature calcitique. L'altération et l'érosion ont mis à jour des structures sphériques, de dimension centimétrique, constituées de grains de quartz fortement cimentés entre eux par la calcite. Ces structures rappellent celles décrites par EL YOUSSE (1986) dans les séries détritiques du Sahara et qu'il qualifia de karkoub.
- 51-54 m - C'est un niveau de fin de séquence détritique, structuré par la suite en granules fortement carbonatés.
- 54-56 m - Ce sont des silts et marnes à débit en blocs. La minéralogie des argiles est fortement dominée par la palygorskite.
- 56-68 m - C'est un niveau constitué par une dalle carbonatée massive, de couleur gris-rosâtre fortement silicifiée. Une phase d'altération, qui a précédé la silicification, a mis en place un système en colonnes de taille métrique à décimétrique dont les contours et la morphologie ont été moulés et respectés par la silice.

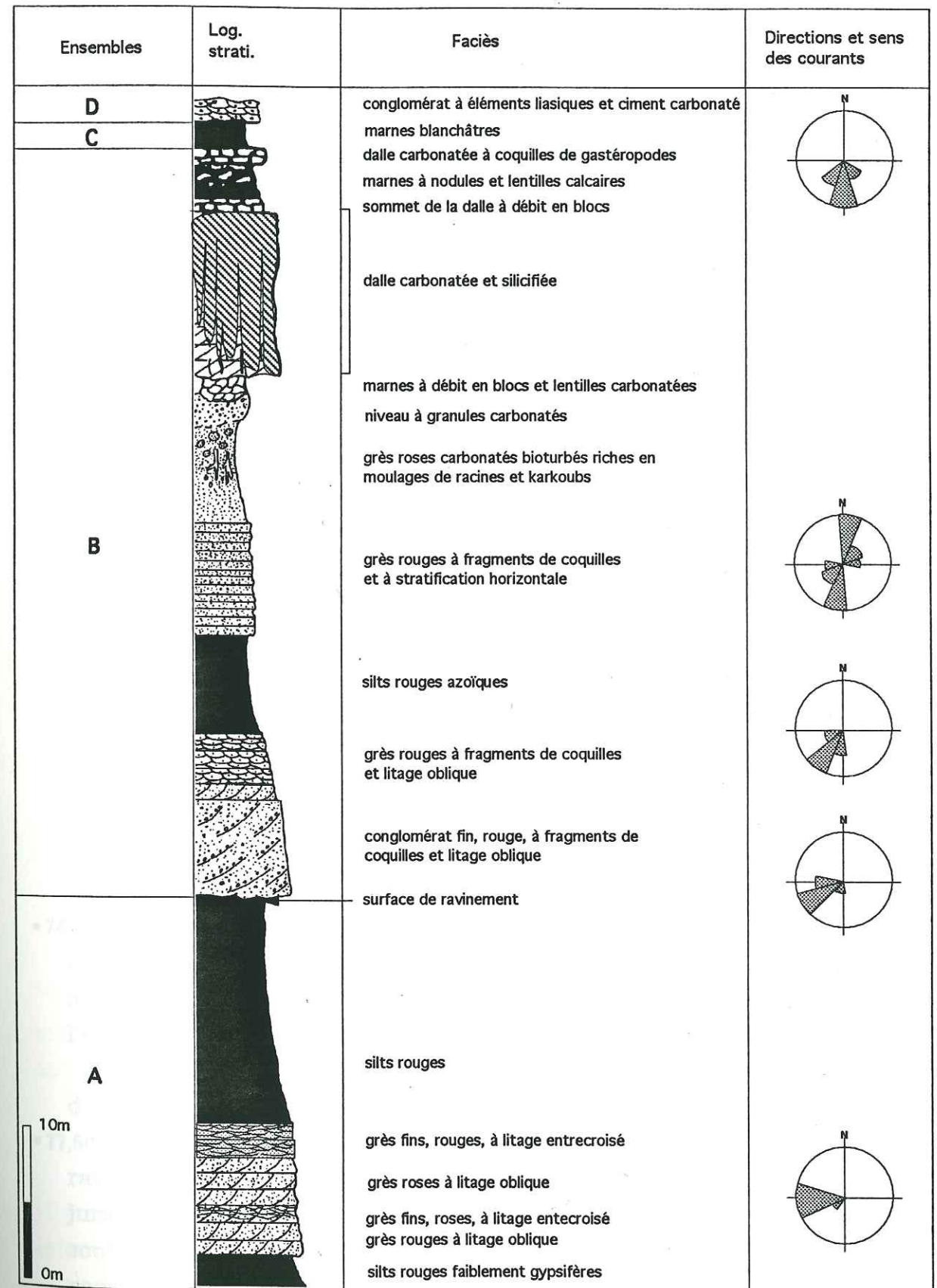


Fig.: 7 - Coupe d'Irhir n'Ouchène: lithologie et courantologie

- 68-69,50 m - C'est un niveau carbonaté lenticulaire à débit en plaquette. Ce niveau constitue la première surface topographique de la falaise. L'étude minéralogique des argiles donne une légère dominance de la palygorskite (55%) avec de la smectite (20%) et le reste est représenté par de l'illite et l'interstratifié illite/smectite.
- 69,50-72,50 m - Ce sont des marnes grises contenant des nodules et des lentilles carbonatés riches en coquilles de *Bulimes* du genre *Romanella* (gastéropode caractéristique de l'époque de l'Eocène moyen et supérieur, voir chap. biostratigraphie). L'étude microscopique de plusieurs échantillons montre une carbonatation uniquement calcitique qui s'est développée en plusieurs phases.
- 72,50-74 m - C'est une dalle marno-carbonatée à coquilles de *Romanella*. L'action d'une altération importante, soulignée par la présence d'un "karst" au niveau de sa surface sommitale, conduisit à l'installation d'un réseau de gouttières parcourant la dalle sur toute son épaisseur. L'étude microscopique montre une carbonatation polyphasée de nature calcitique. L'étude minéralogique des argiles, effectuée sur un échantillon prélevé dans la partie sommitale de la dalle révèle de fortes proportions de smectite (65%) accompagnée de palygorskite (25%) et de faibles quantités d'illite et de l'interstratifié illite/smectite.

c - L'ensemble C

- 74-77,50 m - Ce sont des argiles et marnes de couleur blanchâtre, faiblement carbonatées. La minéralogie des argiles est légèrement dominée par la smectite (50%) suivie par la palygorskite (35%) puis l'illite et l'interstratifié illite/smectite se partagent le reste.

d - L'ensemble D

- 77,50-80 m - C'est un niveau conglomératique, discordant de manière ravinante, constitué de galets calcaires et dolomitiques d'origine jurassique avec une taille centimétrique à décimétrique. Ces galets sont peu usés et montrent une nette imbrication qui donne un sens du courant vers le Sud. Cet ensemble s'épaissit vers le Nord et peut atteindre 20m (Jbel Taarabt).

IV - Coupe de Teniet es Soltane (fig. 3, n° 9)

Cette coupe a été levée au niveau du camp militaire qui se trouve sur la rive droite de la vallée de Tafejjarht à 4 km avant son débouché dans l'Oued Guir.

Etude lithologique

a - L'ensemble A

- 0-25 m - C'est un ensemble silteux, rouge, avec des passées argileuses centimétriques vertes à grises. La minéralogie des argiles est constituée de 90% d'illite, de 6% de chlorite et 4% de l'interstratifié illite-smectite.
- 25-27 m - C'est un ensemble de grès et de conglomérats violets qui constitue la première corniche de l'affleurement. En surface et sous l'effet de l'érosion cet ensemble se débite en blocs décimétriques à métriques. Il est constitué de lentilles grés-conglomératiques à litage oblique qui indique un sens d'écoulement vers l'Ouest. Les galets des niveaux conglomératiques ont des tailles centimétriques à dominance calcaire d'origine liasique ou crétacée. Le sommet est constitué d'un grès moyen à stratification entrecroisée qui donne une direction de courant Est-Ouest associée parfois à une direction Nord-Sud. La minéralogie des argiles est dominée par l'illite avec des traces de chlorite. L'ensemble se présente en séquences strato- et grano-décroissantes.
- 27-29 m - Silt rouge homogène sans litage apparent. La minéralogie des argiles est dominée par une forte proportion d'illite avec des traces de chlorite, de smectite et de l'interstratifié illite-smectite.

b - L'ensemble B

- 29-30 m - Grès rouge à granulométrie moyenne avec de minuscules fragments de coquilles, riche en terriers. Il se présente en lentilles décimétriques à métriques avec un litage à structures entrecroisées et

quelques chenaux dont le plongement des axes donne un sens d'écoulement vers le Sud-Ouest. Latéralement, à 500m vers le Nord-Ouest, ces grès passent à des silts rouges massifs.

- 30-45 m - Silt rouge à la base qui évolue en un dépôt argileux rose, à miches d'abord verdâtres, puis blanchâtres vers le sommet. La minéralogie des argiles est d'abord dominée par l'illite à la base avec des traces de chlorite et de smectite. Vers le haut la chlorite disparaît et c'est la palygorskite qui fait son apparition et devient dominante au sommet.
- 45-50 m - Conglomérat lenticulaire à galets de tailles centimétriques, rarement décimétriques et de nature carbonatée. Ces galets sont hérités du Lias et du Crétacé atlasiques, mélangés à quelques galets gréseux des niveaux tertiaires sous-jacents. Les mesures effectuées au niveau des imbrications des galets indiquent un sens d'écoulement des courants oscillant entre le Sud et le Sud-Ouest. Ce niveau disparaît également latéralement vers le Nord-Ouest en faisant place brusquement à des silts rouges mais on le retrouve à 6km à l'Ouest, au niveau du puits de Tafejjarht-Fougania.
- 50-52 m - Silt d'abord rose à la base puis il vire peu à peu au blanc vers le haut. Le sommet de ce niveau est riche en nodules carbonatés, de couleur grise à blanchâtre, éparpillés dans la masse silteuse. La minéralogie des argiles est dominée de la base au sommet par la palygorskite.
- 52-53,5 m - A son sommet, le niveau précédent s'enrichit fortement en nodules dont l'organisation conduit à l'édification de colonnes puis d'un "banc" carbonaté, gris à blanchâtre, qui présente une structure en colonnettes prismatiques décimétriques à métriques. Ce niveau a une extension décamétrique mais son épaisseur ne dépasse jamais les 1,50 m. Ces colonnettes sont parcourues par de nombreuses fentes horizontales et d'autres subverticales de l'ordre du centimètre au décimètre, remplies en totalité par la calcite. La minéralogie des argiles donne des pourcentages très élevés en palygorskite (jusqu'à 100%).

- 53,5-56,5 m - Bancs de grès fins de couleur rose à blanche avec une stratification plane bien soulignée par des feuilletés centimétriques. Par son faciès et sa position stratigraphique ce niveau ressemble à celui (45-48m) de la coupe du kreb sud Gara Oulad Ali; ces deux niveaux sont sans doute isochrones.
- 56,5-60,5 m - Silts roses à granules parcourus, verticalement sur toute leur épaisseur, par un réseau de canalicules de diamètre millimétrique à centimétrique correspondant probablement à des terriers verticaux. Le sommet de ce niveau contient des nodules carbonatés qui flottent dans des silts roses à blancs. Ces nodules s'organisent progressivement en colonnettes qui supportent le niveau suivant. La minéralogie des argiles est dominée à 100% par la palygorskite avec des traces de l'interstratifié illite-smectite.
- 60,5-62 m - Ce niveau résulte de la fusion latérale des colonnettes, conduisant ainsi à l'individualisation d'une "pseudo-barre" carbonatée, lenticulaire, découpée verticalement en colonnettes prismatiques. Ce niveau disparaît latéralement à 300 mètres au Nord-Ouest. La minéralogie des argiles est constituée de 100% de palygorskite.
- 62-72 m - Pseudo-dalle massive constituée par un dépôt d'origine silteuse structuré en granules carbonatés. La base a un contact irrégulier et présente une structure en grille calcitique semblable à celle décrite au niveau de la coupe de Tizi n'Taggourt située à 50 km à l'Ouest de celle-ci. La totalité de ce niveau est parcourue, sur toute son épaisseur, par un réseau de canalicules qui servent souvent de base de départ à l'érosion météorique, aboutissant ainsi à l'individualisation de grosses colonnes et boules de l'ordre du mètre, et qu'on observe tout le long des krebs de la Hamada. La minéralogie des argiles montre une dominance en palygorskite.
- 72-72,75 m - C'est un niveau carbonaté, lenticulaire, à colonnettes prismatiques, d'épaisseur métrique et d'extension locale.

- 72,75-76 m - Dalle carbonatée lenticulaire de couleur grise, riche en "débris" et dont le sommet se débite en blocs de taille décimétrique. Par son faciès et sa position stratigraphique, cette dalle rappelle le niveau carbonaté à Melanoïdes de la Gara Oulad Ali. Le sommet de cette dalle est souligné par la présence d'un crypto-karst identique à ceux de la gara Tiriatine (39,5-42m) et de Boumelloul (12,50-18,50m) avec lesquels il est sans doute isochrone.
- 76-82 m - Silts et argiles roses à granules carbonatés, riches en coquilles de gastéropodes (*Romanella et Vicentinia*). Ce gisement de gastéropodes a été signalé par Daguin (1923), Menchikoff (1933) et Lavocat (1954). Ces gastéropodes (*Romanella*) ont été déterminés et attribués par P. Jodot (1948) au genre *Clavator* d'âge Aquitainien. On doit y ajouter maintenant le genre *Vicentinia*, découvert ici pour la première fois dans la Hamada du Guir et qui correspond probablement, avec le gisement de Boumelloul, aux points les plus méridionaux de son apparition dans le Maghreb.
- 82-85 m - Dalle carbonatée massive, très recristallisée, dont la base contient quelques coquilles de gastéropodes. Elle affleure sous forme de deux buttes témoins qui servent d'abris et de guets pour le camp militaire. La fraction argileuse est composée de 100% de palygorskite avec l'apparition de smectite dans la partie sommitale. Elle peut être considérée comme l'équivalent de la dalle sommitale de la Gara de Tiriatine au Nord.

V - Coupe de Bou Melloul (Fig. 3, n° 11)

Cette coupe a été levée sur la rive gauche de l'Oued Boumelloul au niveau du gisement à Bulimes découvert par N. Menchikoff (1933) et cité par R. Lavocat (1954).

Etude lithologique (fig. 7)

L'ensemble A existe dans la région mais n'affleure pas au niveau de la coupe.

a - L'ensemble B

- 0-2 m - Niveau de grès rouges à passées conglomératiques. Il est entièrement conglomératique sur la rive gauche de l'oued Tafejjarht, c'est à dire à un kilomètre au nord de la coupe; il est également identique et occupe la même position stratigraphique qu'à Teniet es Soltane. La mesure des courants donne un sens d'écoulement vers l'Ouest et vers le Sud.
- 2-4,50 m - Niveau silteux marmorisé, dont plus de sa moitié basale est riche en granules carbonatés. Son contact basal est irrégulier. Le reste est plutôt argilo-marneux, de couleur d'abord rose puis marmorisée et enfin blanche à son sommet. La partie blanche contient quelques nodules gris de nature carbonatée. La minéralogie des argiles est dominée par de la palygorskite avec des traces d'illite et de chlorite à la base. Au sommet la palygorskite est accompagnée de quelques traces de l'interstratifié illite-smectite.
- 4,50-6,50 m - C'est un grès conglomératique lenticulaire. Les éléments sont de nature calcaire et très usés. L'imbrication des galets donne un sens d'écoulement des courants vers le Sud. La minéralogie des argiles des niveaux fins donne 80% de la palygorskite, 15% d'illite avec et 5% de Chlorite.
- 6,50-12,50 m - Ce sont des silts et marnes faiblement carbonatés, contenant des granules et des nodules purement carbonatés. La minéralogie des

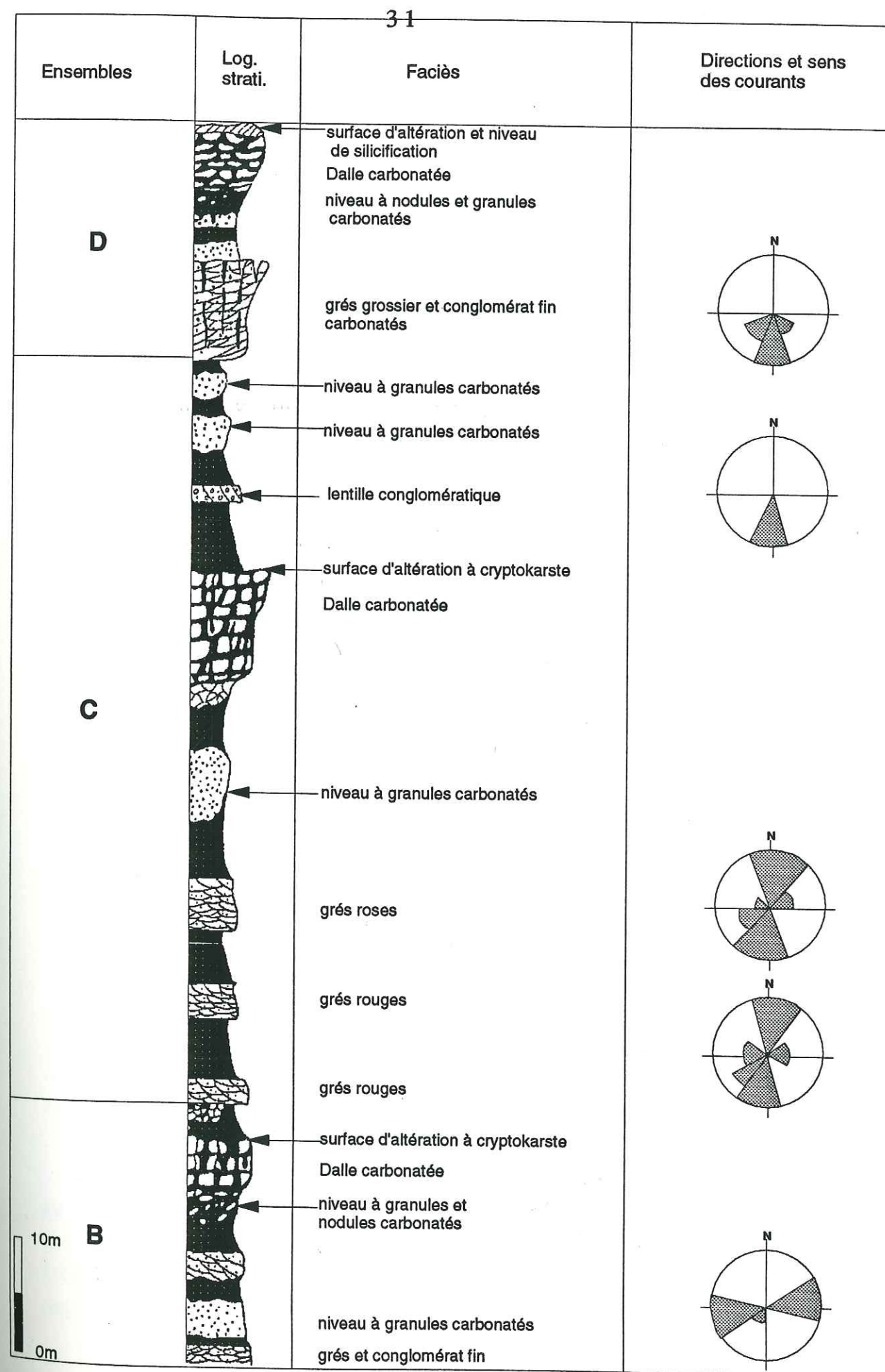


Fig.: 8 - Coupe de Bou Melloul: lithologie et courantologie

argiles et dominée par la palygorskite seule avec de faibles traces d'illite.

- 12,50-18,50 m - C'est une dalle carbonatée, de couleur blanche, elle présente des structures lenticulaires de taille métrique dont certaines contiennent des reliques roses du sédiment parental. Sa base et son épaisseur sont irrégulières. Elle est coiffée et affectée sur toute son épaisseur par un niveau d'altération à "crypto-karst" semblable à celui décrit à Teniet es Soltane et dans le secteur de Boudenib. La minéralogie des argiles est dominée à la base par de la palygorskite et ensuite par la smectite et de d'illite.
- 18,50-20,50 m - C'est un silt à cailloutis, rouge à rose, cimenté par des carbonates (dolomite et calcite). Ce niveau constitue la première surface topographique de cette localité. Cette surface est connue au Nord (région de Boudenib) sous le nom de Hamada de Boudenib ou de première Hamada (Menchikoff, 1933; Lavocat, 1954 et Joly, 1960). Elle est également réputée par son gisement de gastéropodes continentaux (Menchikoff, 1933 et Lavocat, 1954) du genre *Clavator* attribué par Jodot (1953) à l'Aquitaniens. Une étude détaillée de ce gisement (dans un niveau silteux à cailloutis de 2 mètres d'épaisseur) montre une forte concentration de coquilles du genre *Romanella* (G. Truc, 1988) à la base, au milieu une cohabitation entre le genre *Romanella* et le genre *Vicentinia* (cité pour la première fois dans ce secteur) puis, au sommet, c'est le genre *Vicentinia* qui règne; ces deux genres caractérisent l'Eocène moyen et supérieur des bassins continentaux péri-méditerranéens (G. Truc, 1988). C'est une succession paléogéographique que nous avons déjà remarquée dans la coupe de Teniet es Soltane (Hamada) ainsi que dans la région du synclinal de Bou Anguer (Timhadit) au Moyen Atlas (Truc et al. 1987), située beaucoup plus au Nord de notre terrain d'étude. La minéralogie des argiles est dominée par la smectite accompagnée de l'illite et de la palygorskite.

b - L'ensemble C

- 20,50-23 m- C'est un grès fin rouge, riche en structures entrecroisées et litage oblique. Il contient une forte abondance de fragments et de coquilles entières des mêmes genres que ceux décrits dans le niveau sous-jacent. Son étude granulométrique permet de l'attribuer à un dépôt de type fluvial. Les mesures des courants donnent des transports qui viennent du Nord. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite avec de faibles quantités d'illite.
- 23-29,50 m- C'est un ensemble silteux de couleur rouge-saumon sans litage apparent et dont le dernier mètre est fortement marmorisé. La minéralogie des argiles est constituée de 100% de palygorskite et des traces d'illite.
- 29,50-36,50 m- Ce sont des grès moyens de couleur rouge, riches en structures entrecroisées et en niveaux à litage oblique. L'étude granulométrique et celle des structures et figures sédimentaires indiquent un transport et un dépôt de type fluvial. Les mesures des courants donnent un sens d'écoulement vers le Sud et vers l'Ouest. Sur la quasi-totalité de leur épaisseur ces grès contiennent des fragments de coquilles de gastéropodes appartenant aux mêmes genres que ceux décrits dans les niveaux 12,50-4,50 m et 14,50-17 m mais moins abondants ici que précédemment. L'étude minéralogique des argiles a donné un fort pourcentage de palygorskite avec de l'illite (20%), de la chlorite et de l'interstratifié en faibles quantités.
- 36,50-40 m- Ce sont des silts roses à roses dont le sommet est riche en marmorisations carbonatées. La stratification est fruste mais on peut rencontrer de rares lentilles gréseuses. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite accompagnée d'illite et de traces de chlorite.
- 40-46m- C'est un ensemble gréseux à grés-conglomératique à la base et totalement conglomératique à son sommet. Son épaisseur fluctue latéralement entre 3 et 10m et disparaît progressivement vers l'Ouest et vers le Nord. L'étude des imbrications des galets et celle des litages

indique des apports qui viennent du Nord-Nord-Est et d'autres de l'Est. Localement ce niveau contient de petits fragments de coquilles indéterminables mais qu'on peut rattacher aux gisements à gastéropodes des niveaux sous-jacents comme le pensait Lavocat(1954). La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (75%), avec de l'illite (20%) et des traces de chlorite.

- Les directions Est-Ouest d'écoulement des courants sont probablement à mettre en rapport avec les activités de la faille de Tafejjarht dans ce secteur.

- 46-51m- Ce sont des silts roses à roses qui disparaissent progressivement vers l'Ouest. La minéralogique des argiles est faiblement dominée par la palygorskite à laquelle s'associent de l'illite et des traces de chlorite.
- 51-58 m - C'est un niveau silteux à granules roses carbonatés. L'horizon granule est lenticulaire et disparaît latéralement vers l'Ouest. La minéralogie des argiles est partout dominée par la palygorskite et de manière plus importante dans les argiles qui se trouvent autour des granules que dans celles des granules eux-mêmes, elle est accompagnée d'illite et de traces de chlorite.
- 58-65 m - Ce sont des silts roses, riches en carbonates et dont le sommet présente des structures en blocs. La minéralogie des argiles est représentée à la base par une dominance de la palygorskite, en proportion plus importante que dans le niveau sous-jacent, avec une diminution de la présence de l'illite et la disparition totale de la chlorite; au sommet c'est la smectite qui prend le relais et devient dominante.
- 65-69 m - C'est une dalle carbonatée, riche en reliques marno-silteuses de couleur rosâtre. Sous l'effet des actions climatiques, cette dalle présente à l'affleurement des formes en colonnes de dimension métrique, séparées par des gouttières d'altération de dimensions décimétriques qui parcourent toute la dalle dans le sens vertical et horizontal. La minéralogie des argiles est dominée par la smectite accompagnée de palygorskite et de faibles quantités d'illite.

- La présence de la smectite en fortes quantités est probablement liée à la phase d'altération qui affecta la dalle.

- Le carbonate est de type uniquement dolomitique et aucun indice de phase calcitique n'a été trouvé dans les lames étudiées.

- 69-77 m- C'est un niveau argileux de couleur brune dans sa partie basale puis verdâtre en son milieu et enfin blanchâtre à son sommet. La minéralogie des argiles est toujours dominée par la smectite qui est très importante vers le sommet de ce niveau (plus de 60% de la fraction argileuse) accompagnée de palygorskite et une légère augmentation de la présence de l'illite. Au sommet de ce niveau la palygorskite prend le dessus sur la smectite.
- 77-79 m- C'est un conglomérat moyen à litage oblique. Il est composé d'un mélange de galets carbonatés fossilifères d'origine jurassique et de galets gréseux emballés dans un ciment siltocarbonaté. Le sens des écoulements des courants est vers le Sud à Sud-Ouest. La minéralogie des argiles est dominée par l'interstratifié illite/smectite auquel sont associées l'illite, la palygorskite et la smectite.
- 79-83 m - Ce sont des argiles rouge-rose qui deviennent verdâtres à leur sommet. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite accompagnée de l'illite et de la smectite.
- 83-91 m - Ce niveau silto-marneux verdâtre contient des granules de couleur rosâtre et sa base paraît ravinante sous l'effet de la structuration des granules. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (80%) accompagnée d'illite et de smectite, mais au niveau des granules eux-mêmes cet ensemble argileux contient en plus l'interstratifié illite/smectite.
- 91-93 m - Ce sont des argiles et marnes jaunâtres à verdâtres riches en palygorskite. La phase carbonatée est composée de dolomie et de calcite.
- 93-96 m - C'est un niveau silto-argileux à structuration en granules. La minéralogie des argiles est dominée dans les granules par l'illite et la

palygorskite et dans les argiles et les marnes par la palygorskite. La phase carbonatée est constituée de calcite et de dolomite avec une dominance calcitique.

- 96-98 m - Ce sont des argiles et des marnes brunes dont la fraction fine est dominée par la palygorskite accompagnée par l'illite et l'interstratifié illite/smectite. La phase carbonatée passe d'un niveau à dolomite et calcite à un niveau à dolomite seule.

c - L'ensemble D

- 98-109 m - Ce sont des grès et des conglomérats fins, ravinants et à litage oblique. Les galets sont calcaires fossilifères jurassiques. Le sens d'écoulement des courants est vers le Sud. La nature du ciment passe d'une zone dolomitique à une zone purement calcitique sans horizon de transition. Ce niveau est relativement riche en illite (35%).
- 109-117 m - Argiles et marnes blanches, riches en granules et nodules carbonatés. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite (60 à 80%) accompagnée de l'illite et de l'interstratifié illite/smectite.
- 117-124 m - Dalle carbonatée constituée de lentilles plus au moins coalescentes, riches en microfissures verticales ou horizontales remplies d'argiles et de carbonate d'une autre phase carbonatée. La partie sommitale est silicifiée. Le carbonate est de nature calcitique seule et la minéralogie des argiles, qui n'a été faite que sur un seul échantillon prélevé dans la dalle, donne une dominance de palygorskite accompagnée d'illite et de l'interstratifié illite/smectite.

VI - Coupe de Tizi n'Taggourt (fig. 3, n° 15)

Cette coupe a été levée au niveau du camp militaire qui porte le nom du lieu.

Etude lithologique (fig. 9)

a - L'ensemble A

• 0-1 m - C'est un ensemble silto-gréseux gypsifère, de couleur rouge, qu'on peut suivre, vers le Nord où il est à dominante silteuse riche en niveaux de gypse, sur une épaisseur de plus de 15m. La minéralogie des argiles est dominée par l'illite (90%) accompagnée de chlorite (10%).

b - L'ensemble B

• 1-5 m - Correspond à un ensemble de niveaux gréseux chenalisés, de couleur rouge, dont la granulométrie est de taille moyenne. Les mesures effectuées sur les axes des chenaux donnent des directions à dominance Est-Ouest. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et celle des argiles est dominée à la base par l'illite et au sommet, l'illite est progressivement dominée par la palygorskite.

• 5-6,50 m - C'est un niveau silteux rouge, lenticulaire, légèrement réduit vers l'Ouest. La minéralogie des carbonates donne uniquement de la calcite, celle des argiles montre une faible dominance de la palygorskite sur l'illite en présence de la chlorite.

• 6,50-8 m - C'est un banc de grès rouge, chenalisé et dont les axes des chenaux présentent un faible plongement vers le Sud-Ouest. La minéralogie des carbonates est faite uniquement de calcite et celle des argiles présente une dominance progressive de la palygorskite sur l'illite en présence de la chlorite.

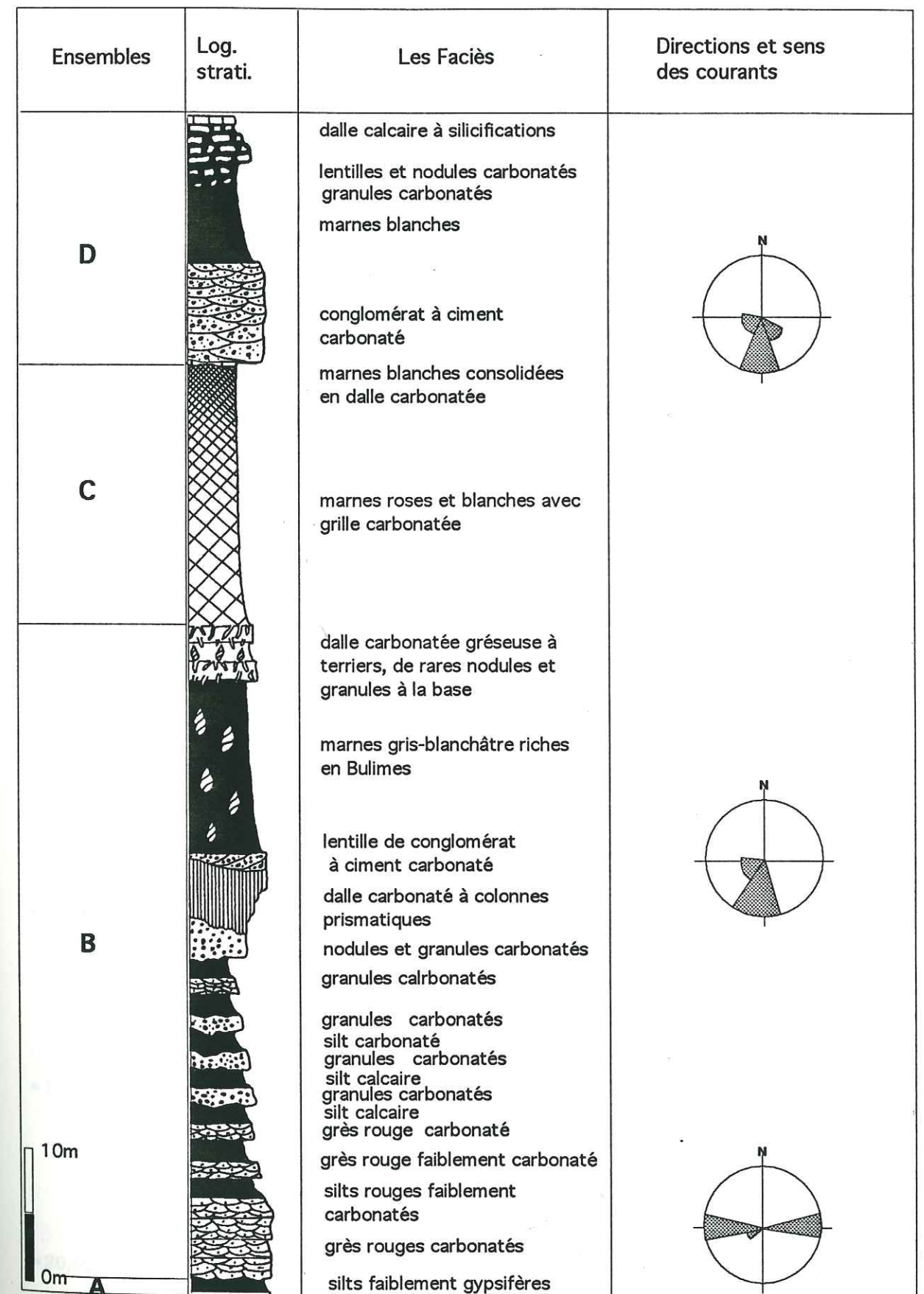


fig.: 9 - Coupe de Tizi n'Taggourt: lithologie et courantologie

- 8-10 m - C'est un niveau de silts rouges qui s'épaissit légèrement vers l'Est et vers le Nord. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et celle des argiles est faite de 60% de palygorskite, 30% d'illite et 10% de chlorite.
- 10-11,50 m - C'est un niveau de grès rouge chenalisé avec des écoulements de courants qui vont vers le Sud et vers le Sud-Ouest. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et celle des argiles est dominée par la palygorskite (75%) et l'illite (35%).
- 11,50-13,50 m - Ce sont des silts roses à roses tachetés de niveaux blanchâtres ou "flammes". La minéralogie des carbonates révèle l'unique présence de calcite seule et celle des argiles donne de la palygorskite (75 à 90% dans les "flammes") et de l'illite.
- 13,50-15m - Ce sont des silts roses carbonatés qui ont subi une structuration en granules. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et celle des argiles de palygorskite (75 à 80%) et d'illite.
- 15-17m - C'est un niveau de silts roses tachetés de zones blanchâtre ou "flammes". La minéralogie des carbonates révèle une dominance totale de la palygorskite avec de faibles traces d'illite.
- 17-18,50 m - C'est un niveau de silts roses carbonatés qui ont subi une structuration en granules. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et celle des argiles de palygorskite (75 à 80%) et d'illite.
- 18,50-20,50 m - Ce sont des silts roses à flammes et horizons blanchâtre à leur sommet. La minéralogie des carbonates est constituée en sa totalité par de la calcite et celle des argiles par la palygorskite et des traces d'illite.
- 20,50-22 m - C'est un niveau silteux rose, carbonaté et structuré en granules centimétriques. La minéralogie des carbonates est constituée de la calcite et celle des argiles par de la palygorskite.

- 22-24 m - C'est un niveau de silts roses à flammes et horizons blanchâtre à leur sommet. La minéralogie des carbonates est constituée en sa totalité par de la calcite et celle des argiles par la palygorskite et des traces d'illite.
- 24-25,50 m - C'est un banc gréseux de couleur rose fortement consolidé par un ciment calcaire de nature calcitique. La stratification est entrecroisée et la direction des courants est Nord-Est Sud-Ouest.
- 25,50-27 m - Ce sont des silts et marnes roses à flammes et horizons blanchâtres à leur sommet. La minéralogie des carbonates est constituée en sa totalité par de la calcite et celle des argiles par la palygorskite et de rares traces de l'illite.
- 27-30 m - C'est un niveau marneux lenticulaire, de couleur gris-blanchâtre, riche en granules et nodules carbonatés. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite concentrée essentiellement dans les nodules et les granules, celle des argiles est constituée en sa totalité par la palygorskite.
- 30-36 m - C'est une dalle carbonatée, lenticulaire avec une surface basale irrégulière. A l'affleurement elle présente une structure en colonnes prismatiques de longueur métrique et de diamètre décimétrique. La partie centrale de ces colonnes est de rouge à rose, parcourue par de nombreuses fentes horizontales à remplissage carbonaté. La minéralogie des carbonates est faite de calcite et celle des argiles de palygorskite.
- 36-37 m - C'est un conglomérat lenticulaire à galets calcaires très usés. Ce niveau correspond à la bordure ouest d'un chenal d'une largeur d'un kilomètre et allongé dans la direction N/S.
- 37-51 m - C'est un niveau de marnes grises à blanchâtres riches en coquilles de *Bulimes* du genre *Romanella* d'âge éocène moyen et supérieur (voir chap. Biostratigraphie). La minéralogie des carbonates est constituée de calcite avec, dans la partie sommitale, une forte

proportion de dolomite; celle des argiles est constituée de palygorskite et de traces d'illite.

- 51-52 m - C'est un banc de grès blanc, carbonaté, riche en bioturbations et terriers. La minéralogie des carbonates est dominée par la dolomite qui prend le relais sur la calcite. La minéralogie des argiles est constituée par 100% de palygorskite.
- 52-53 m - C'est un niveau de grès marneux, de couleur grise, riche en coquilles de *Bulimes* bien conservées, du genre *Romanella*. La minéralogie des carbonates présente une forte dominance de dolomite avec des traces de calcite, celle des argiles est constituée par 100% de palygorskite.
- 53-54 m - C'est un banc de grès blanc, carbonaté, fortement bioturbé et riche en terriers. La minéralogie des carbonates et celle des argiles est la même que celle du niveau sous-jacent.

c - L'ensemble C

- 54-76 m - C'est un niveau argilo-marneux caractérisé par une structure en grille. Les côtés des polyèdres peuvent atteindre, à la base du niveau, plusieurs décimètres. Le remplissage des fentes qui limitent les polygones est constitué par de la calcite lamellaire très propre. Cette grille évolue, vers le haut du niveau, en une dalle carbonatée massive. La minéralogie des carbonates est dominée, à la base, par la dolomite accompagnée par des traces de calcite, au sommet par la calcite seule; celle des argiles passe d'un niveau basal où la palygorskite constitue 100% de la fraction argileuse à un niveau où l'illite constitue plus de 30% de la fraction argileuse et où la palygorskite occupe le reste. Enfin ce niveau se termine par un horizon de dalle carbonatée qui contient de la palygorskite et de l'illite; la smectite apparaît progressivement au dépens de la palygorskite. Ce niveau s'épaissit progressivement à l'Est et atteint 50m d'épaisseur à Amroud (fig. 3, n° 5-5'); par contre il disparaît totalement à l'Ouest (Tizi n'Touflioudou, fig. 3, n° 17) et vers le Sud (Oued Bou Ahbari, fig. 3, n° 19).

d - L'ensemble D

- 76-86 m - C'est un niveau de conglomérat à éléments calcaires (pl. VI, b), fossilifères qui proviennent du Jurassique du Haut Atlas central. L'imbrication des galets indique un sens des écoulements vers le Sud. Ce niveau perd de son importance vers l'Ouest, à Tizi n'Touflioudou où il ne mesure plus que 1,50m d'épaisseur. Au Sud il passe progressivement à des grès et marnes et plus au Sud encore, il disparaît totalement par érosion. Au niveau d'Amroud (situé à 30km à l'Est de Tizi n'Taggourt), ce conglomérat atteint son épaisseur maximale, qui est de 25 mètres. A Bou Melloul ce conglomérat passe à des bancs de conglomérats et de grès fins riches en argiles.
- 86-96 m - Ce sont des marnes verdâtre à blanchâtres à carbonatation de nature calcitique. La minéralogie des argiles est constituée, à parts égales, d'illite, de smectite et de palygorskite.
- 96-100 m - C'est un niveau de marnes blanches contenant quelques granules, des nodules et des lentilles carbonatés. Le carbonate est de nature calcitique et le cortège argileux est le même que celui du niveau sous-jacent.
- 100-104 m - C'est une dalle carbonatée dont la base est faiblement gréseuse et chenalisée. Cette dalle est karstifiée et silicifiée en son sommet. Elle est totalement parcourue, verticalement et horizontalement, par des gouttières qui résultent d'une altération par circulation d'eau météorique et de nappe sub-affleurante. La minéralogie des carbonates est constituée par de la calcite et celle des argiles présente à la base de l'illite, de la palygorskite et de la smectite et au sommet uniquement de la smectite. L'abondance de cette smectite au sommet de la dalle est liée aux phases d'altération et à celles de la karstification.

VII - Coupe de la Gara el Itima (fig. 3, n° 24)

Etude lithologique (fig. 10)

Cette coupe est située sur le flanc nord du dôme de Mgheimine à 40 km au Sud-Est de la localité de Merzouga. La série éocène, représentée ici uniquement par l'ensemble B est discordante sur le Paléozoïque.

L'ensemble B

- 0-1 m - C'est un niveau de base constitué de silts rouges à débit en frites. Ce niveau s'épaissit progressivement vers le Nord (Moungar Hamou Rhanem, fig. 3, n° 23) où il dépasse les 2m d'épaisseur. Au niveau de Taferdou n'Chebbi (20 km au Nord, fig. 3, n° 22) il passe à un grès rouge, riche en structures entrecroisées qui indique un écoulement des courants vers l'Ouest, le Sud-Ouest et vers le Sud.
- 1-6 m - C'est un niveau constitué d'une superposition de bancs de grès, de couleur rose, lenticulaires. Le litage est oblique et indique un sens d'écoulement des courants dominant vers le Sud et des courants accessoires dirigés vers l'Ouest. Vers le Nord ce niveau prend de l'importance et peut atteindre 10m d'épaisseur (à Taferdou n'Chebbi).
- 6-7 m - C'est un niveau constitué de silts rouges, friables, qui s'épaissent faiblement au Nord et au Nord-Est de la Gara. Au Nord (Moungar Hamou Rhanem) ces silts sont relayés par des bancs de grès fin à litage entrecroisé qui indique un sens d'écoulement du courant vers l'Ouest/Nord-Ouest.
- 7-9 m - Ce sont des grès fins, de couleur rose, constitués de bancs lenticulaires à stratification entrecroisée. Les mesures de courants donnent un écoulement vers le Nord-Ouest.

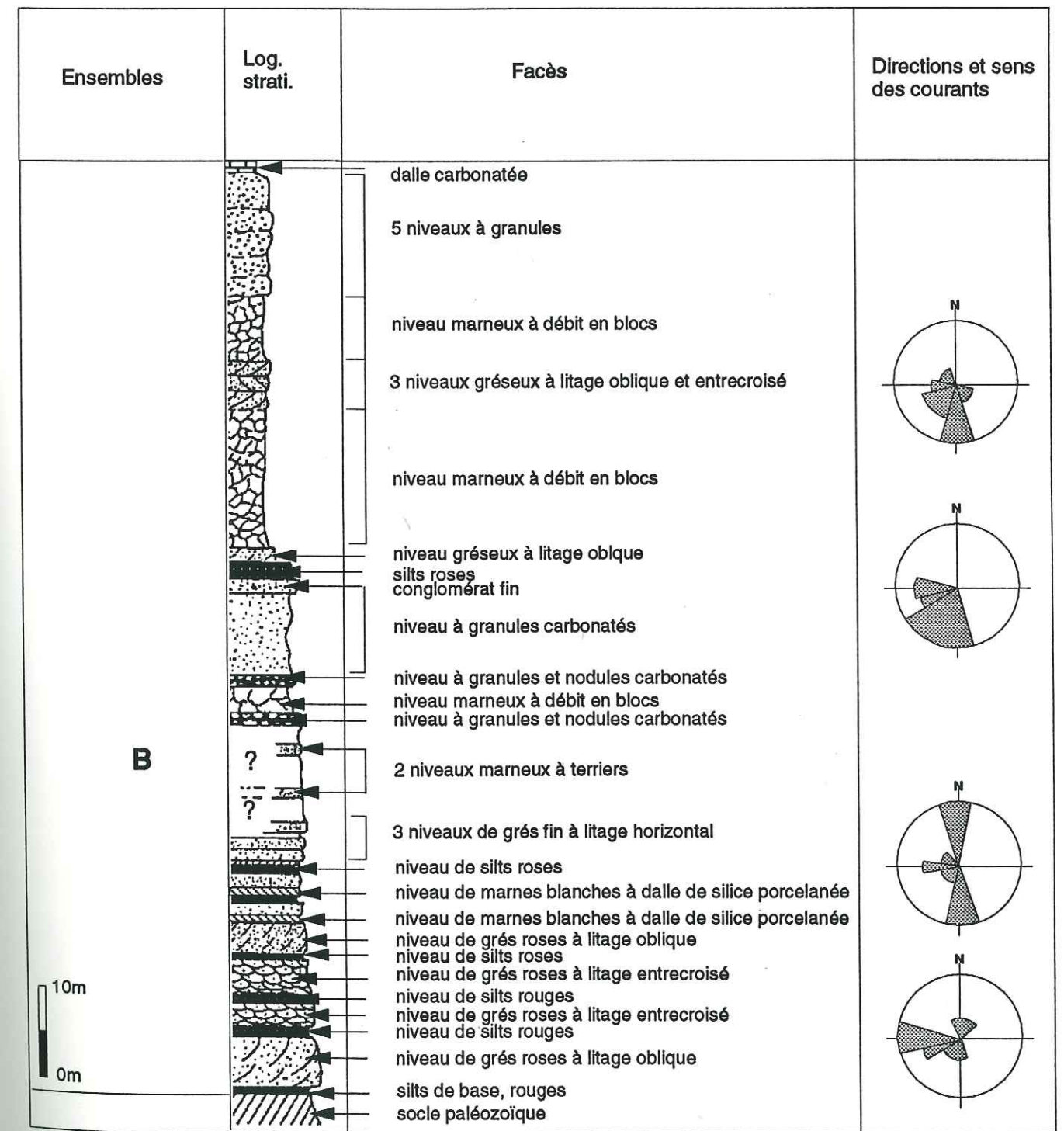


Fig.: 10 - Coupe de la Gara el Itima : lithologie et courantologie

- 9-10 m - C'est une lentille de silts rouges qui passe latéralement vers le Nord à des grès fins qui présentent un litage oblique vers le Nord-Ouest.
- 10-14 m - C'est un grès rose avec une granulométrie fine. La stratification est entrecroisée et indique un courant vers l'Ouest.
- 14-15,50 m - Ce sont des marnes roses à la base et blanches au sommet. L'horizon blanc est envahi par une épigénie silicifiante qui conduit à l'installation d'une dalle de silice laminée qualifiée par Lavocat (1954), en cette localité, de "lit porcelané".
- 15,50-17 m - Niveau de silts roses, carbonatés, faiblement granulaires. La minéralogie des carbonates est dominée par la calcite et celle des argiles par la palygorskite.
- 17-19 m - Ce sont des marnes, roses à la base puis blanches vers le haut et dont le sommet a subi une transformation siliceuse ayant conduit à l'installation d'une deuxième dalle ou "lit porcelané".
- 19-21 m - Ce sont des silts roses, faiblement carbonatés et structurés en granules rosâtres.
- 21-23 m - C'est un niveau de marnes, d'abord roses puis blanches et dont le sommet a subi une transformation siliceuse (troisième dalle porcelanée).
- 23-27 m - C'est une superposition de trois niveaux gréseux, de couleur rose, dont les grains de quartz sont faiblement cimentés par de la calcite. Le litage est entrecroisé dans le banc inférieur et donne un sens d'écoulement vers l'Ouest puis devient horizontal dans les deux bancs supérieurs.
- 27-37 m - C'est une zone cachée par les éboulis à l'exception de deux niveaux d'argiles blanches riches en terriers dont les remplissages sont constitués par une argile rouge.

- 37-39 m - Niveau silto-argileux à granules et nodules carbonatés de petite taille (0,5 à 3 cm). La carbonatation est de nature calcitique. La minéralogie des argiles et celle de la roche totale sont en cours de réalisation au Laboratoire de Géochimie de la Surface de Strasbourg.
- 39-43 m - C'est un niveau de marnes carbonatées, de couleur rose, à débit en blocs.
- 43-45 m - C'est un niveau silto-marneux, de couleur rose-blanchâtre, riche en granules et nodules de petite taille (semblable au niveau 37-39 m)
- 45-50 m - C'est un niveau de silts carbonatés, de couleur rose, à structuration en granules.
- 50-51,50 m - C'est un conglomérat fin, lenticulaire, avec un sens d'écoulement des courants vers le Nord-Ouest. La nature des galets est dominée par des grès avec de rares éléments carbonatés.
- 51,50-53,50 m - C'est une lentille de silts roses fortement consolidés par du carbonate. Elle passe latéralement vers le Nord à des grès fins de couleur rose et à litage entrecroisé.
- 53,50-54 m - Ce sont des grès roses à ciment carbonaté et à litage oblique. Le sens des écoulements des courants se fait vers le Sud et vers le Sud-Ouest.
- 54-61 m - C'est un banc de marnes consolidées et à débit en blocs. La nature du carbonate est calcitique.
- 61-66 m - C'est une superposition de trois niveaux gréseux à ciment carbonaté de nature calcitique; la couleur des bancs est rose et le litage est oblique et entrecroisé. L'écoulement des courants se faisait vers le Sud et vers le Sud-Ouest
- 66-71 m - C'est un niveau de silts carbonatés fortement consolidé qui se débite en blocs de taille centimétrique.

- 71-83 m - C'est une succession de cinq niveaux de silts et marnes de couleur rose à beige à structuration en granules carbonatés. Le sommet du dernier niveau supporte une "dalle" carbonatée lenticulaire qui est coiffée par un horizon à structure rubanée (voir chap. encroûtements carbonatés).

VIII - Coupe de la Gara Oum Bezazelle (fig. 3, n° 26)

Etude lithologique (fig. 11)

La série est discordante sur un socle constitué d'une superposition de niveaux calcaires cénomano-turonien. Seul l'ensemble B a été identifié dans cette région.

L'ensemble B

- 0-4,50 m - C'est un niveau constitué de silts roses faiblement évaporitiques.
- 4,50-6 m - Correspond à une superposition de bancs gréseux de couleur rose et possédant une granulométrie moyenne. Chaque banc se termine par un fin horizon d'argile rouge. Ces bancs montrent une succession de niveaux à litage d'abord oblique, puis entrecroisé et enfin horizontal. L'étude des courants a donnée un sens d'écoulement vers le Sud et le Sud-Ouest.
- 6-6,50 m - C'est un horizon constitué de silts rosâtres qui évoluent, latéralement, en marnes blanches faiblement carbonatées. Ces marnes se transforment vers le haut en un niveau siliceux laminé, de couleur blanc-grisâtre, à patine ferrugineuse et qui constitue une dalle de 20 à 30 cm d'épaisseur facilement repérable sur le terrain; cette dalle fut nommée par mes prédécesseurs "dalle porcelanée" (Lavocat, 1954; Joly, 1954). Elle constitue un niveau repère dans tout le secteur septentrional et une partie du secteur méridional (jusqu'à Oued Bou Ahbari, fig. 3 n°19); elle a été décrite également dans tous les

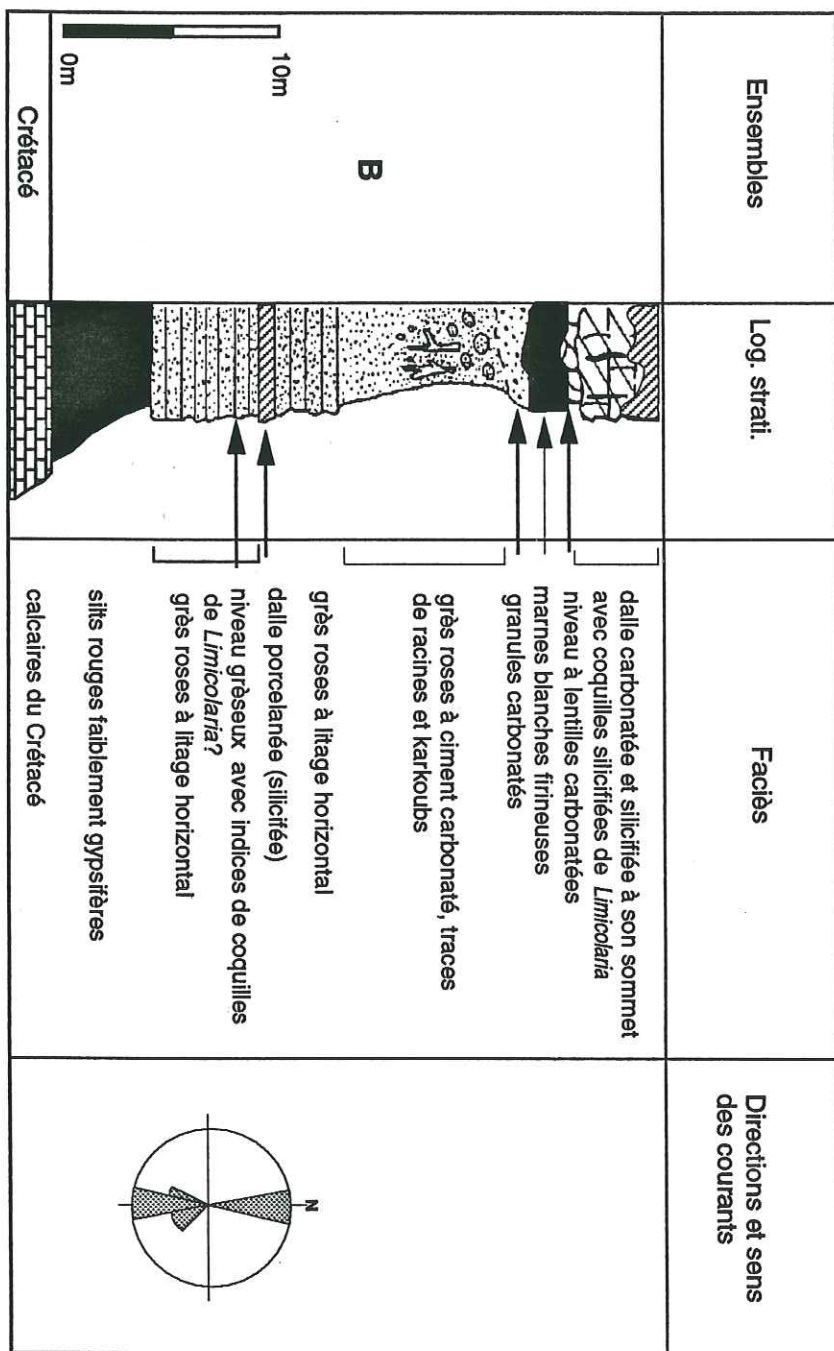


Fig.: 11 - Coupe de la Grara Oum Bezazelle: lithologie et courantologie

affleurements du bassin de Zégdou - Tizi n'Daguine, considérés jadis par Lavocat (1954) comme des dépôts aquitaniens. La minéralogie des argiles, faite dans les niveaux marneux blancs, décèle uniquement de la palygorskite.

- 6,50-10 m - C'est une alternance de bancs gréseux roses et de fins niveaux silteux rouges. Le litage des bancs est dominé par des structures parallèles avec à la base un banc à litage entrecroisé qui donne une direction des écoulements des courants Nord-Sud.

- 10-20 m - C'est un niveau constitué de grès roses bioturbés, à terriers, traces de racines. Le ciment est carbonaté de nature calcitique. L'action de l'érosion à dominance éolienne conduit à l'individualisation de structures sphériques, de dimensions centimétriques, constituées de grains de quartz fortement cimentées par la calcite. Ces structures ressemblent à ce qu'a décrit EL YOUSSEF (1986) dans les grès sahariens et qu'il a qualifié de "karkoub". Ce niveau est parcouru, sur toute son épaisseur, par des moulages d'empreintes de traces de racines de dimensions décimétriques. Par son faciès, ses caractères lithologiques, la présence de "karkoub", celle des racines et sa position stratigraphique dans la série, ce niveau ressemble à celui de la coupe d'Irhir n'Ouchène.

- 20-21,50 m - Ce sont des silts roses faiblement affectés par une structuration en granules carbonatés.

- 21,50-23,50 m - Ce sont des argiles et marnes de couleur gris-blanchâtre et à toucher farineux. Ce niveau marneux ressemble au faciès "torba" décrit dans les séries détritiques du Sahara algérien (Conrad, 1969). L'étude de la minéralogie des argiles, effectuée dans les niveaux marneux blancs, donne une dominance absolue de la palygorskite.

- 23,50-28 m - C'est un niveau constitué par une dalle carbonatée massive dont la base est lenticulaire et le sommet silicifié et mamelonné. Le passage et le lien de cette dalle avec le niveau marneux sous-jacent ne sont pas évidents. Cette dalle peut correspondre à une transformation par épigénies successives, carbonatée puis siliceuse,

du niveau marneux sous-jacent, soit, à cause de la présence d'un niveau fossilifère à Bulimes, que nous avons découvert récemment, semblable au genre *Limicolaria* (*L. kem-kemensis*, Jodot, 1952 voir chap. biostratigraphie), correspondre à une série transgressive sur l'ensemble sous-jacent.

CHAPITRE II

ETUDE DES FACIES

ETUDE DES FACIES

Introduction

La série détritique, post-Crétacé, des Hamadas du SE du Maroc montre une succession de bancs gréseux intercalés de lentilles conglomératiques (dépôts d'extension locale), de niveaux silto-marneux (dépôts de plaine d'inondation) et d'un conglomérat sommital (dépôt d'extension régionale, localisé au piémont du Haut Atlas).

I - Les dépôts de piémont

1 - Dépôts d'extension régionale

Il est unique et limité au secteur septentrional de la Hamada (fig. 3, n° 1 à 21).

a) Bou Iferda - Amroud (fig. 3, n° 14 et 5 - 5') : Il constitue la quasi-totalité de la falaise (15 m au niveau du poste de frontière). Il est composé de blocs décimétriques à métriques, de nature carbonatée, d'origine jurassique ou crétacée; de rares galets de quartz filoniens de taille centimétrique y sont associés. La base de cet ensemble est très ravinante et riche en blocs métriques arrachés aux niveaux lacustres sous-jacents. La matrice est constituée de grès et de silts. Le tout est consolidé par un ciment calcaire qui a épigénisé une grande partie du matériel fin. C'est donc un faciès de type débris-flow (Bull, 1962 et Plaziat, 1984), très hétérométrique caractérisé par un mélange d'éléments mal classés.

Au sommet de cet ensemble la chenalisation fait timidement son apparition et nous avons pu mesurer la disposition des galets qui donne un courant s'écoulant vers le Sud.

En se déplaçant vers l'Ouest, nous avons suivi ce niveau conglomératique jusqu'à Tizi n'Touflioudou (Fig. 3, n° 17) situé à 15 km à l'Ouest d'Amroud; là son épaisseur n'est plus que de 1,50 m et le conglomérat est moyen, en contact direct avec le niveau à granules situé sous le niveau à Bulimes de l'ensemble B à Tizi n'Taggourt.

b) A Tizi n'Taggourt (fig. 3, n° 15) le niveau conglomératique mesure 6 m d'épaisseur; il est en discordance angulaire et de ravinement sur le niveau à Bulimes, l'imbrication des galets donne un sens d'écoulement qui se fait vers le Sud.

c) Vers l'Est, au Sud de Boudenib, le niveau conglomératique est toujours présent: nous l'avons suivi sur 10 km jusqu'à Bou Melloul (fig. 3, n° 11) où il est constitué d'une masse gréseuse faiblement et finement conglomératique, épaisse de 5 m; mais cette fois il se trouve à 25 m au dessus du niveau à Bulimes (fig. 7).

d) En allant du Nord (J. Taarabt - Irhir n'Ouchene: fig. 3, n° 7) vers le Sud (Oued Bou Ahbari: fig. 3, n° 19) ce niveau conglomératique apparaît en discordance de ravinement sur plusieurs séries antérieures: il prend en écharpe plusieurs niveaux allant du "Sénonien-Eocène inférieur" (au Nord) jusqu'au niveau à Bulimes de l'ensemble B (Oued Bou Ahbari) au delà duquel il se confond avec les dépôts de l'éocène moyen-supérieur, silto-gréseux riches en granules.

Ce niveau présente d'importantes variations latérales de faciès: on passe ainsi de niveaux à blocs au Nord à des niveaux gréseux à grésosilteux puis marneux au Sud (Oued Bou Ahbari) et à l'Est (Bou Melloul). Le tracé mal défini de la frontière et les actuelles conditions d'insécurité ne m'ont pas permis d'étudier de manière satisfaisante la région sud-orientale du secteur.

Conclusion

Ce niveau de conglomérat a une extension limitée au secteur septentrional de la Hamada du Sud-Est du Maroc. Il est discordant sur toutes les séries antérieures. C'est un dépôt de type cône de déjection qui résulte des mouvements alpins (E. Laville, 1985 et Ben Salah et al., 1988) qui ont donné naissance à la chaîne Atlasique. Ces dépôts sont dominés par du matériel arraché au Jurassique du Haut Atlas oriental marocain.

2 - Dépôts d'extension locale

a) Dans la région Oulad Ali- Oued Douis (fig. 3, n° 2; 3 et 4): nous avons localisé l'existence d'un seul niveau conglomératique situé sous les grès "karstifiés." Il est lenticulaire et s'étend d'Ouest en Est sur 4 km. Son épaisseur varie du nord (0,50 m à gara Oulad Ali, fig. 3, n° 3) au sud (2 m sur la rive droite d'Oued Douis, fig. 3, n° 2).

b) Dans la région de Tiriatine (fig. 3, n° 1): une lentille d'un mètre d'épaisseur a été localisée dans le petit ravin qui se trouve immédiatement au sud de la Gara Tiriatine. Je l'assimile aux niveaux gréseux supra Bulimes de la Gara Tiriatine.

c) Au niveau de Tizi n'Taggourt (fig. 3, n° 15): une lentille conglomératique est immédiatement sous-jacente au niveau à Bulimes; son extension est décamétrique et son épaisseur maximale est de 1,50m. Ce niveau disparaît latéralement vers l'Est mais on le retrouve à Bou Iferda (fig. 3, n° 14) avec la même position stratigraphique qu'à Tizi n'Taggourt.

d) Dans la vallée de Tafejjarht (fig. 3, Bou Melloul: n° 11- Teniet es Soltane: n° 9):

- Dans la région de Bou Melloul (fig. 3, n° 11): j'ai localisé deux niveaux d'extension décamétrique: le premier est situé immédiatement sous le niveau à Bulimes bien observable sur la rive gauche de Tafejjarht au pied de la Gara Tafejjarht. (x:3°,22; y:31°,55): le deuxième est situé à 30 m au dessus du premier et on l'observe bien sur la falaise à regard nord-est du lieu dit: Bab (fig. 3, n° 12), à 4 m au dessus de la piste automobile.

- Dans la région de Teniet es Soltane (rive droite de Tafejjarht, fig. 3, n° 9): j'ai localisé l'existence d'un seul niveau de conglomérat sous le premier niveau à granules de l'ensemble B. Il a une épaisseur maximale de 1,50 m au niveau du poste frontalier et disparaît latéralement en biseau à 300 m vers le nord-ouest.

e) Au niveau des Garet Bou Ihouarène (fig. 3, n° 8): j'ai localisé un niveau de 4 m d'épaisseur situé dans la même position stratigraphique

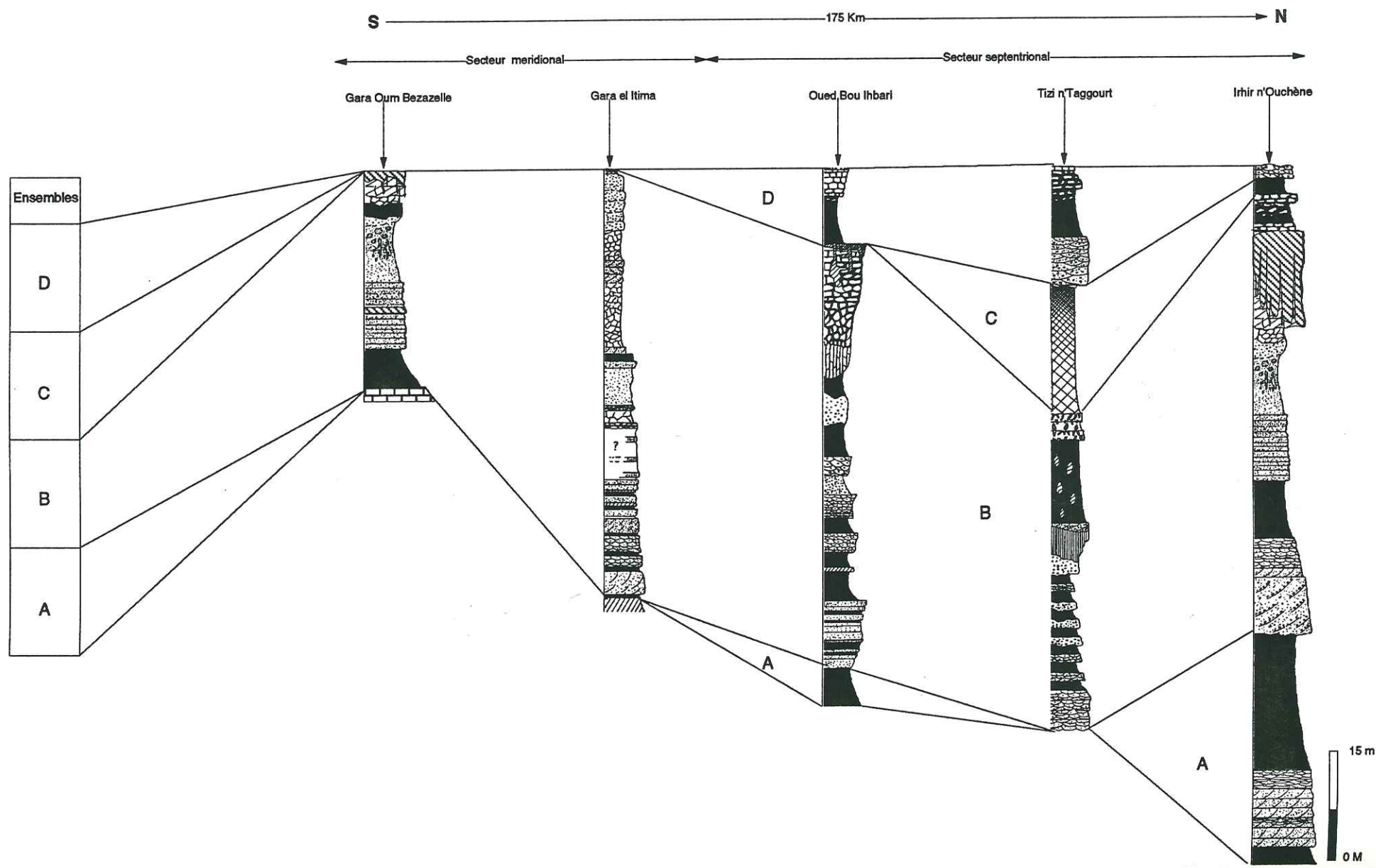


Fig.: 12 - Corrélation S -N des coupes de la Hamada du Guir (SE Maroc).

que celui de la région d'Oued Douis-Gara Oulad Ali avec lequel il est probablement isochrone.

3 - Conclusion

Les dépôts conglomératiques d'extension locale n'ont été observés ni au niveau des affleurements situés au nord (à proximité de la chaîne atlasique) ni dans ceux situés au Sud; secteur méridional (fig. 3; Moungar Alender-Taferdou n'Chebbi: fig. 3, n° 22; Moungar N'bech: fig. 3, n° 23; Gara Itima, fig. 3, n° 24 ni à Gara Oum Bezazelle, fig. 3, n° 26); ils sont limités au secteur septentrional et caractérisent les ensembles B et C. Ceci montre que le bassin principal de la Hamada présentait, à l'Eocène moyen et supérieur, une importante dissymétrie: une forte épaisseur de dépôts détritiques riches en niveaux conglomératiques au Nord et une zone calme de plaines d'inondations vers le Sud (fig. 12).

II - Les dépôts de plaines à drainage fluvial

1 - Dépôts de chenaux

Tous les dépôts gréseux de la Hamada présentent des structures chenaliques.

a) C'est l'ensemble A qui est le plus chenalisé et le plus riche en niveaux gréseux. Les chenaux sont de taille moyenne (10 à 15 m de largeur) dans la partie inférieure de cet ensemble (Oulad Ali-Oued Douis, Tiriatine, Bou Ahouarène, Teniet es Soltane, Irhir n'Ouchène, Tizi n'Taggourt et à Oued Bou Ahbari) et de 20 à 30 m dans sa partie supérieure (Oulad Ali- Oued Douiss, Tizi n'Taggourt, Garet Ihouarène et Irhir n'Ouchène). Leur imbrication et leur divagation dans le temps et dans l'espace produit des bancs continus d'extension hectométrique à kilométrique. Ce sont typiquement des chenaux en tresse (braided channels de J. R. Allen, 1965). Ils sont caractérisés par des dépôts sableux à sablo-silteux, à litages obliques parfois horizontaux et en structures entrecroisées. Ils présentent des séquences décimétriques à métriques

grano-décroissantes dans la partie inférieure de la série et grano- et strato-croissantes dans sa partie supérieure. Leur base est rarement ravinante et leur sommet est généralement marqué par un niveau de quelques millimètres à quelques centimètres de silts fins riches en bioturbations indiquant une courte période de calme où domine la décantation et où se développe un milieu de vie.

b) L'ensemble B a été reconnu dans toute la hamada étudiée. Seule sa base présente des niveaux gréseux chenalisés (Irhir n'Ouchène, Tizi n'Taggourt et dans tout le secteur septentrional).

c) L'ensemble C n'a été reconnu que dans le secteur septentrional (région de Bou Iferda, Amroudd, Bou Melloul et la partie amont de la vallée de Tafejjarht); il est intercalée entre le premier niveau à gisements de coquilles entières de Bulimes et le niveau de conglomérat à extension régional (base de l'ensemble D).

- Dans la partie est du secteur, il est dominé par des dépôts silteux auxquels sont associés des intercalations gréseuses de chenaux en tresses de taille métrique.

- Dans la partie centrale ces dépôts gréseux sont très fréquents et dominant la série de la falaise d'Amroudd et de celle de Bou Iferda par opposition à la région de Tafejjarht où ces niveaux sont au nombre de trois seulement. Cet ensemble est cartographié par mes prédécesseurs comme pontien, je l'attribue, avec l'ensemble B, à l'Eocène moyen et supérieur (voir chap. biostratigraphie).

- Dans la partie ouest (région de Tizi n'Taggourt- Tizi n'Touflioudou,) ces niveaux gréseux font défaut et l'ensemble B n'est représenté ici que par un niveau marneux caractérisé, à Tizi n'Taggourt, par l'installation d'une grille d'épigénie carbonatée. Je pense que l'absence des niveaux gréseux est due surtout à un manque de dépôt dans la région plutôt qu'à leur érosion et leur remaniement par le conglomérat sommital (base de l'ensemble D); en effet les dépôts de ce conglomérat ne contiennent pas de galets gréseux qui pourraient provenir de ces niveaux.

Conclusion

Les faciès gréseux de l'ensemble C n'apparaissent que dans le secteur septentrional. Ils sont nombreux et massifs dans la région Tiboukalline-Amroudd et font défaut dans celle de Tizi n'Taggourt - Tizi n'Touflioudou et dans le secteur méridional de la Hamada étudiée. Au niveau de la coupe de la Gara Tiriatine, ils ne sont représentés que par un seul banc gréseux d'un mètre cinquante d'épaisseur surmonté d'un niveau marneux semblable au niveau à grille de la coupe de Tizi n'Taggourt.

La géométrie et la répartition spatiale de ces faciès nous permet de les attribuer à des dépôts de chenaux en tresse.

2 - Dépôts de plaine d'inondation

a) Les "limons de crues": je qualifie ainsi les dépôts fins de débordement des chenaux principaux avec les dépôts desquels ils forment des passages latéraux facilement observables sur le terrain. J'en exclus les dépôts limoneux de fin de séquences de chenaux. Ils ont une granulométrie fine, de type argiles, silts et grès fins. Leur épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs décimètres; leur extension est métrique à décamétrique. Ces dépôts caractérisent l'ensemble B et sont fréquents dans l'ensemble C.

- Les traces de vie dans les limons de crue : malgré leur réputation de niveaux fertiles en gisements fossilifères, les limons de crue sont ici paradoxalement très pauvres en fossiles. Cela peut être attribué à l'oxydation qui a fait disparaître la plus grande partie de la matière organique. Les seuls témoins que nous ayons sont des traces d'activités biologiques telles que:

* Traces de racines de plantes phréatophyles (fig. 13); elles sont semblables à celles décrites dans l'Eocène continental de Tunisie (S. Abdeljaouad, 1991): ces pédotubules se présentent en canalicules verticaux d'un diamètre voisin du centimètre et qui pénètrent dans les bancs sous-jacents sur plusieurs décimètres voire plusieurs mètres (Teniet es Soltane et Gara Ihouarène). Ils sont marqués par des gouttières

dont le diamètre est souvent accentué par l'érosion. Leur remplissage, rarement conservé à l'affleurement, est souvent constitué de marnes rosâtres à blanc-grisâtre fortement carbonatées.

* Terriers et pistes de vers: ils sont très fréquents dans les parties inférieure et médiane de l'ensemble B (coupes: Oulad Ali, fig. 3, n° 3; Kreb sud Oulad Ali, fig. 3, n° 4; Oued Douis, fig. 3, n° 2; et Gara Tiriatine). Dans la partie sommitale de cet ensemble (coupes de Tiriatine et Teniet es Soltane) la présence de striotubules, ayant un remplissage interne en structure "de verre de montre" indique avec certitude un paléosol (Plaziat, 1970, 1971 et 1984; Freytet et Plaziat, 1982).

* Outre les gisements cités par Hindermeier (1950) et Lavocat (1954) nous avons découvert de nombreux gisements à malacofaune de Bulimes (carte n° 21) dans le secteur septentrional de la Hamada (triangle: Irhir n'Ouchène-Tizi n'Taggourt- Teniet es Soltane). Cette malacofaune a été étudiée et déterminée par Georges Truc de l'Université Claude-Bernard de Lyon: il y reconnaît le genre *Romanella* très fréquent (Boudenib, Kreb sud Oulad Ali, Oued Douis, Gara Tiriatine, Garet Ihouarène, Teniet es Soltane, Bou Melloul,) et le genre *Vicentinia* déjà cité par Jodot (1953 et 1957) dans l'Eocène de Timhadit (Moyen Atlas, Maroc) et que nous avons découvert ici pour la première fois dans les gisements de Teniet es Soltane et de Bou Melloul. Ces deux genres sont caractéristiques de l'Eocène moyen et supérieur continental; le genre *Romanella* est connu en Espagne (J. C. Plaziat, 1984) dans le Sud de la France (F. Roulin, 1985, 1987; G. Truc, 1988) et au Maghreb (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1991; M. Ben Salah et al., 1987a; M. Ben Salah, 1989; G. Truc et al., 1987; M. El youssi et al., 1989; M. El youssi et al., 1990; M. El youssi et al., 1993), le genre *Vicentinia* est connu en Italie (Jodot, 1957) et au Maghreb.

- Trois autres gisements de gastéropodes terrestres, de la famille des Mélanoides (genre *Melanatria*), connus dans le Paléocène et l'Eocène, dont celui du Kreb sud Oulad Ali que j'ai découvert récemment, ont été visités et étudiés par G. Truc.

b) Les dépôts lacustres: d'une manière générale, l'identification des faciès lacustres est souvent délicate. Ces milieux correspondent à des dépressions peu profondes, d'extension locale, avec une eau stagnante caractérisée par une stratification thermique. L'identification de leurs

dépôts repose non seulement sur la pétrographie du sédiment mais également, et surtout, sur leur peuplement (Plaziat, 1984). Contrairement à ce qu'ont décrit mes prédécesseurs qui ont interprété toutes les dalles carbonatées qui arment la Hamada comme des dépôts lacustres, j'estime que, dans les séries que j'ai étudiées, n'existent que deux petits niveaux véritablement lacustres: l'un, situé sous le niveau à gisements de *Bulimes* (coupes: Oulad Ali, Kreb sud Oulad Ali, Teniet es Soltane et Bou Iferda) est constitué de lentilles décimétriques de calcaire gris; l'autre, sous-jacent au conglomérat sommital (coupe d'Amroud, fig. 3, n° 5 - 5') correspond à une lentille de 0 à 2 m d'épaisseur sur 200 m d'extension, de calcaire blanc, riche en structures stromatolitiques. La pétrographie de ces stromatolites est peu variée: elle montre surtout des carbonates micritiques renfermant de minuscules débris organiques (micro-gastéropodes et charophytes) et des horizons, claires et sombres, finement laminés.

c) Les dépôts palustres ou de playa: dans la région étudiée, je qualifie de faciès palustre, tous les dépôts fins, silto-argileux, autres que les limons de crues et les dépôts lacustres. Ils constituent une forte proportion de l'ensemble B au niveau de Tiriatine, Teniet es Soltane, Bou Iferda et Tizi n'Taggourt, Oued Bou Ahbari, Moungar Alender et Gara el Itima, les deux tiers de l'ensemble C des coupes de Bou Melloul, Gara Tiriatine, Amroud, Bou Iferda, la totalité de cet ensemble à Tizi n'Taggourt, et la quasi-totalité des niveaux sommitaux de l'ensemble D des coupes de: Bou Melloul, Amroud, Bou Iferda, Tizi n'Taggourt, et Oued Bou Ahbari. Ce faciès caractérise un milieu de dépôt calme, à pente faible ou nulle et où la sédimentation s'effectue sous une mince tranche d'eau. Ces marais boueux abritaient une végétation herbacée qui subirent une intense pédogenèse (fig. 13).

Dans certains cas, les faciès carbonatés de type palustre peuvent résulter d'une altération pédogénétique de sédiment lacustre. Les fluctuations de la nappe phréatique, l'assèchement périodique du sédiment, la dessiccation et la fragmentation de la boue conduisent à la formation d'un pseudo-conglomérat. Plaziat (1984) décrit la formation des trois phases ci dessus: le dépôt de la boue dans un milieu lacustre, l'émersion du sédiment et son assèchement, la fragmentation en blocs dont la taille est fonction de l'homogénéité du sédiment.

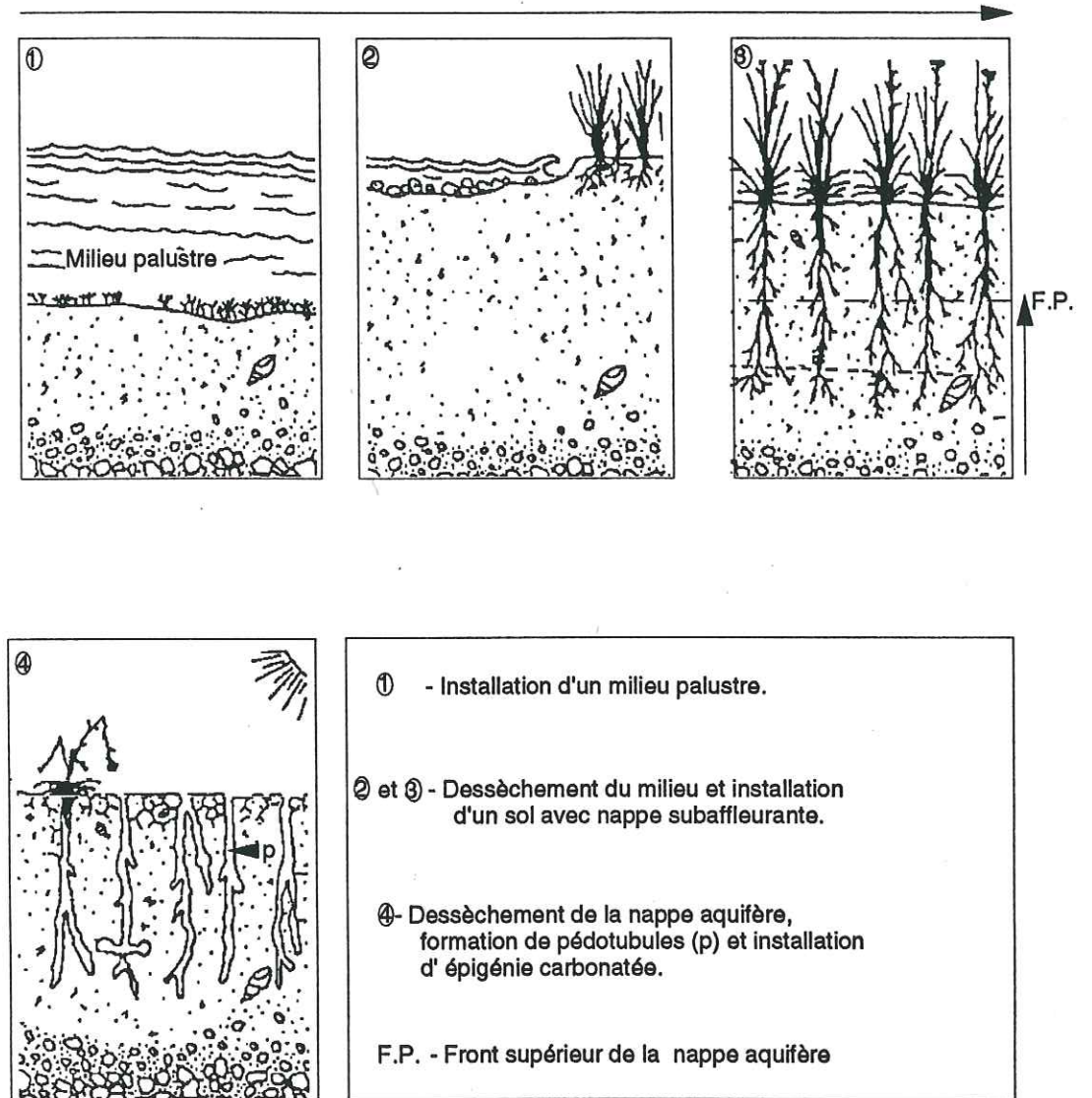


Fig.: 13 - Schéma évolutif d'un milieu palustre affecté par l'épigenèse et formation des pédotubules (d'après Plaziat, 1984 modifié)

En conclusion, les dépôts palustres ou dépôts de marais continentaux sont dominants dans la série du secteur méridional de la Hamada du S.-E. du Maroc.

Conclusion à l'étude des dépôts de piémont et de plaines à drainage fluviatile

La Hamada du Sud-Est du Maroc est caractérisée par des dépôts détritiques de type fluviatile à intercalations palustres et rarement lacustres.

Leur répartition paléogéographique se fait de la manière suivante:

- dans le secteur septentrional:

*a) la partie nord (Jabel Taarabt, Irhir n'Ouchène et Oulad Ali-Oued Douis) est dominée par des dépôts gréseux, rouges, chenalisés avec de rares intercalations de silts rouges contenant des niveaux gypsifères à la base,

*b) la partie axiale (Tizi n'Taggourt, Bou Iferda, Amroud, Tiriatine et Bou Melloul) est caractérisée par une répartition égale entre des dépôts gréseux à lentilles conglomératiques et des dépôts fins de type silt-argile,

*c) la partie méridionale (Bou Tagmart, Oued Bou Ahbari) est dominée par des dépôts fins de type silt-argile.

- dans le secteur méridional (fig. 12): l'ensemble de la série détritique de la Hamada est dominé par des dépôts fins de type silt-argile à l'exception de la partie basale où les grès sont dominant.

Les multiples variations de faciès auxquelles sont ajoutés les niveaux carbonatés qui résultent d'une épigénie très poussée, les grandes distances qui séparent certaines coupes les unes des autres, les gisements fossilifères, mal répartis, localisés principalement dans le secteur septentrional (fig. 21) et donc les lacunes de datation considérables (c'est le cas notamment des grès et silts inférieurs de l'ensemble A et des conglomérats de l'ensemble D du secteur septentrional), rendent les corrélations faciologiques et stratigraphiques, souvent, peu évidentes (cf. chap. biostratigraphie).

III - Les encroûtements carbonatés

Les séries détritiques de la Hamada du SE du Maroc étaient réputées contenir des dalles carbonatées d'origine lacustre (Hindermeyer, 1950; Lavocat, 1954 et Joly, 1950 et 1954). L'étude morphologique, géométrique, macro et microscopique de ces dalles ont montré qu'il n'en est rien et que, dans leur quasi totalité, ces niveaux carbonatés sont le résultat d'une intense activité diagénétique de type épigénèse carbonatée. Les résultats de cette étude sont développés dans le chapitre sur les encroûtements carbonatés.

IV - Les silicifications

1- Introduction et définitions

Dans le domaine continental, l'installation des silicifications, qu'on peut également qualifier de silicifications de surface (Thiry et al., 1988 et Thiry, 1993), est liée à des conditions morphoclimatiques spécifiques. Les premiers travaux sur l'origine de ces silicifications sont ceux de E. Kalkowsky (1901) et de M. Storz (1928) dans le désert du Kalahari, de G.-W. Lamplugh (1907) en Rhodésie, qui a créé le terme de silcrète pour ces formations, et de W.-G. Woolnough (1927) en Australie. Selon ces auteurs ces silicifications étaient nécessairement liées à des sols. Puis se développèrent les méthodes d'études géochimiques et micrographiques de la silice (K.-B. Krauskopf, 1956; B. Siffert, 1962; G. Millot, 1964; J.-T. Hutton et al., 1972; P. Buurman, 1975; R.-K. Iller, 1979; A.-B. Delmas et al., 1982; M. Thiry et G. Millot, 1986; M. Thiry et al., 1988; 1990; 1991; 1992 et A. R. Milnes et al., 1991). Ces recherches concernent aussi bien les silicifications de surfaces des zones arides que les silicifications interstratifiées dans les formations géologiques. Ainsi M. Thiry et al. (1988) ont établi une typologie fondée sur un certain nombre de critères de reconnaissance des silicifications de surfaces. C'est cette typologie que j'ai utilisée pour comprendre, au niveau de l'affleurement (car le travail micrographique a été effectué par M. Thiry et al., 1990), les différents types de silicifications et leur répartition paléogéographique.

2 - Les mécanismes de la précipitation de la silice

Une silicification ne peut se développer que si les solutions qui circulent dans le milieu sont constamment renouvelées, ce qui implique une porosité de ce milieu. C'est précisément le cas pour toutes les séries gréso-silteuses de la Hamada du SE marocain.

Mais cette précipitation de la silice est aussi conditionnée par de faibles variations des conditions physico-chimiques du milieu. Pour cela il n'est pas nécessaire de faire appel à des barrières à gradients géochimiques importants (M. Thiry et al., 1988), car de faibles variations suffisent à déplacer les équilibres. Si le seuil de la solubilité de la silice s'abaisse de quelques ppm la précipitation d'une quantité équivalente de silice peut se faire: c'est le mécanisme de la formation des silicifications de nappe (M., Thiry et al., 1988).

Il y a aussi les silicifications par concentration des solutions sous l'effet de l'évaporation. Cela suppose des conditions climatiques arides, alternées de périodes humides qui approvisionnent le milieu en solutions. C'est ce mécanisme qui est à l'origine des silcrètes pédologiques (M. Thiry et al., 1988).

3 - Localisation lithostratigraphique des principaux niveaux de silicifications

Deux niveaux principaux de silicification sont actuellement connus dans la Hamada du SE marocain (fig. 14):

* Le premier niveau est surtout connu dans la partie septentrionale de la Hamada où a été étudié:

- A Irhir n'Ouchène (fig. 8):

Toute la partie sommitale de la falaise du promontoire de l'Irhir n'Ouchène, d'origine gréso-silteuse, est silicifiée en un quartzite (orthoquartzite). La silice pénètre la série sur 4 à 8m de profondeur (fig. 15) avec des structures typiques d'un silcrète pédologique, à savoir formes colonnaires, richesse en impuretés argilo-ferrugineuses, présence de nombreuses fissures de différentes dimensions, structure prismatique à l'affleurement et surtout présence de niveaux de remaniement qui en sont un critère fondamental (Thiry et al., 1988 et Thiry, 1993). Ce niveau à

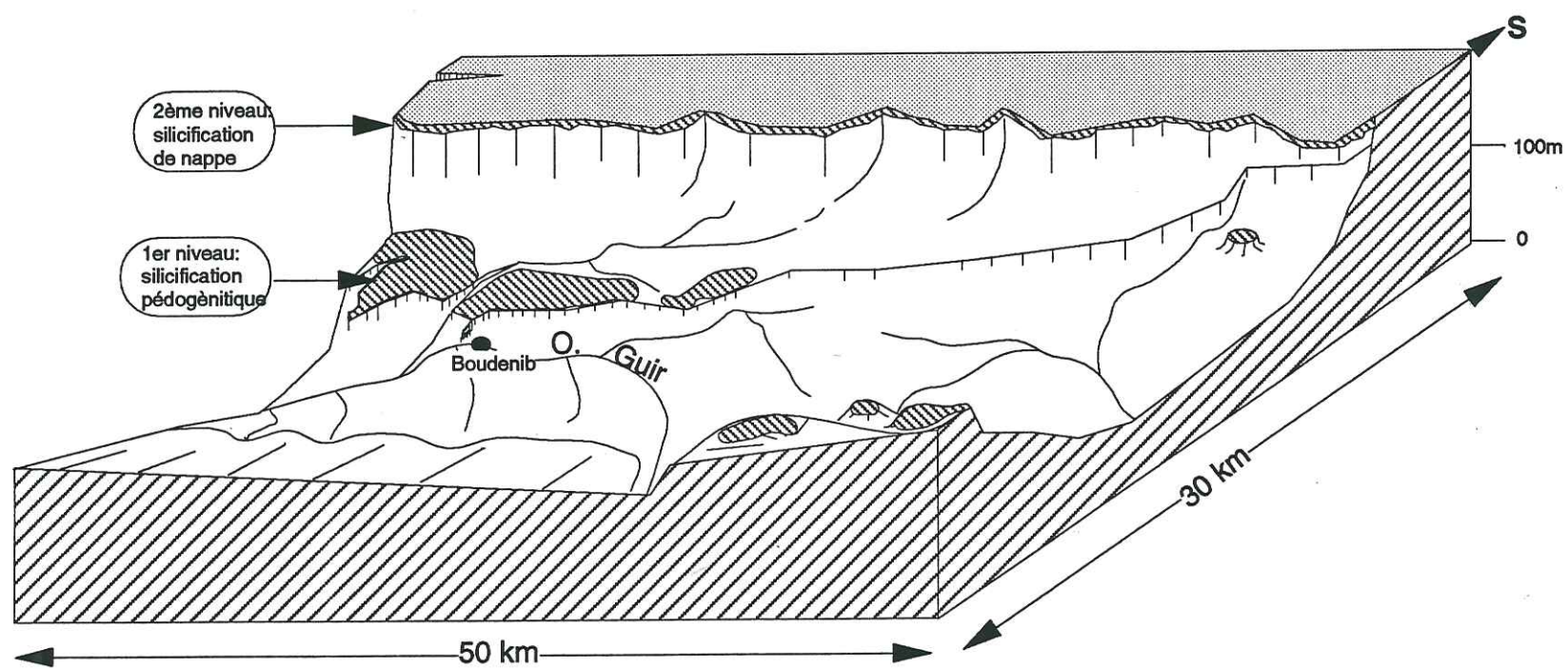


Fig.: 14 - Bloc diagramme de la morphologie actuelle de la partie nord de la Hamada et la position des 2 niveaux principaux de silicification

silcrète est recouvert par quelques centimètres de grès encroûtés qui se desquament sous forme de blocs polyédriques à bords tranchants. Contrairement aux encroûtements carbonatés environnants, j'ai remarqué que l'installation du silcrète dans un sédiment correspond très souvent à la disparition de certaines figures et structures sédimentaires du sédiment. Ce silcrète se trouve 10 m au dessous du niveau contenant le gisement à Bulimes.

- Au puits d'Ouidane Elkhâil:

La silicification prend en écharpe la base de la dalle à Bulimes et les niveaux sous-jacents. L'ensemble mesure 4 à 5 m d'épaisseur et ressemble morphologiquement, dans sa partie supérieure, à ce qui a été décrit au niveau de la coupe d'Irhir n'Ouchène. Sa base présente de nombreux niveaux de remaniement avec des taches noires riches en fer et titane et de manganèse (pl. VI, a).

Dans tout le reste du bassin de Boudenib (pl. VI, a), en partant du pied de la falaise de Tiboukaline au SE jusqu'à Boudenib au NNW et en passant par le plateau du M'zil, Gara Tiriatine et Oued Douiss, la silicification est permanente à la surface ou en subsurface de cette "Hamada". La coupe la plus représentative est celle située tout à fait à l'amont d'Oued M'zil (au pied de Tiboukaline); elle est identique à celle d'Irhir n'Ouchène. En suivant cette dalle silicifiée, à 1 km à partir de cette coupe (fig. 3, n° 12), vers l'Est, on débouche sur l'un des affluents du Tafejjarht au lieu-dit Bab; là, le sommet de cette silicification est remanié dans les sédiments grésos-silteux sus-jacents. Ces niveaux correspondent aux silts situés immédiatement au dessus du troisième niveau gréseux supra Bulimes de la coupe de Boumelloul (fig. 7). On a là la preuve incontestable de l'installation de la silice avant le dépôt de ces derniers sédiments détritiques.

L'étude micrographique des silicifications de la Hamada "dite" de Boudenib a été faite par M. Thiry. Elle montre (Thiry et al., 1990) que la silicification se fait par épigénie des argiles et des carbonates, avec des cristallisations de silice dans les vides (fentes, bioturbations et porosité). Cette silicification montre une superposition dans les dépôts de la silice: un premier concrétionnement de silice peut être suivi par des illuviations

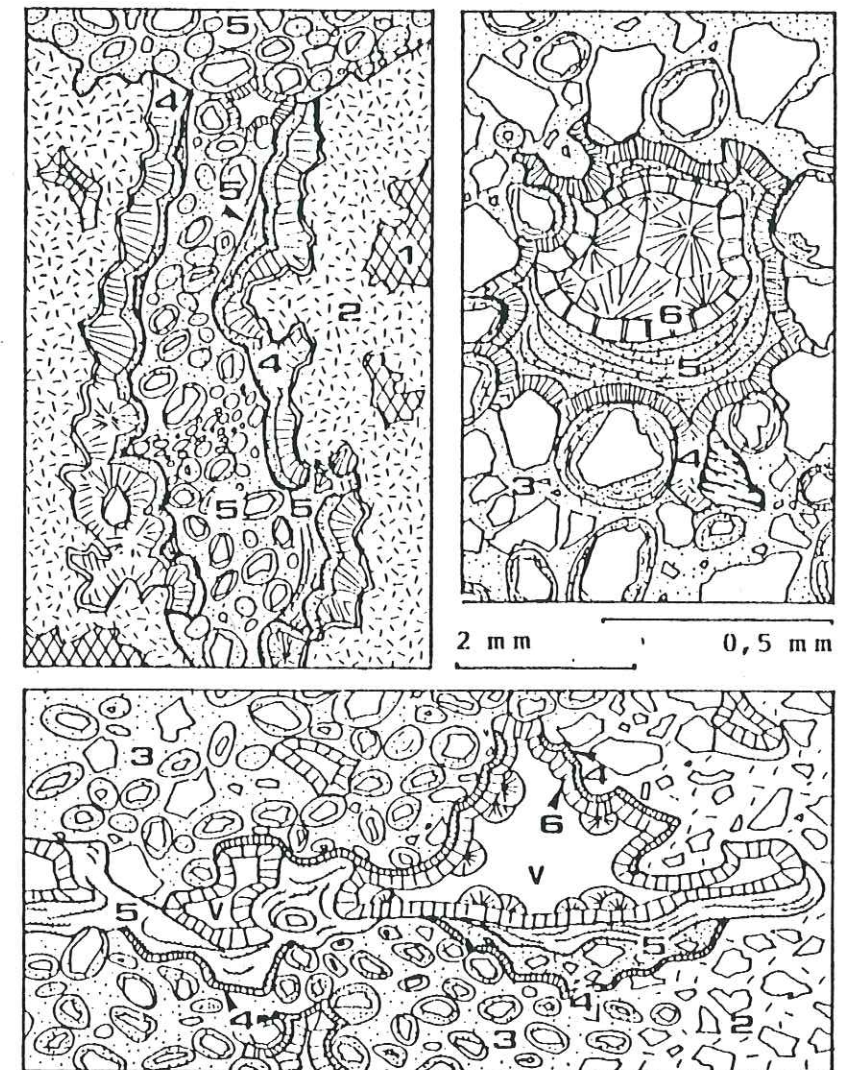


Fig. 16 — Concrétions successives de silice entrecoupées d'illuviactions de matériaux granulaires et fins.

Ces dispositions montrent clairement que des percolations se font pendant la silicification. (1) Grès à ciment de sparite, (2) grès à ciment de quartz microcristallin, (3) grès à gravelles à ciment d'opale, (4) franges concrétionnées de calcédonite et d'opale, (5) illuviation d'opale et de gravelles, (6) concrétions de calcédonite.

(M. Thiry et al., 1991)

d'opale et/ou des remplissages de gravelles, suivi eux-mêmes par de nouvelles cimentations et concrétionnements de silice (fig. 16). Cette succession démontre clairement que des percolations et des illuviations ont lieu pendant la silicification des matériaux en place. Elles indiquent un milieu de zone vadose, et par là une silicification de type pédologique, donc précoce, antérieure à l'enfouissement. Cette étude a touché différents niveaux de la série de la "Hamada de Boudenib" et il en ressort l'existence d'une différenciation verticale avec, à la base uniquement, des dépôts concrétionnés de silice dans les vides et, au sommet, le développement concomitant d'épigénies, de dépôts concrétionnés et d'illuviations.

L'étude morphologique des différents affleurements, celle des macro et microfaciès et la répartition géographique et lithostratigraphique de ces silicifications montrent qu'elles sont du type "profil pédologique", syn-sédimentaires et correspondent à une surface d'érosion qui a pris en écharpe différents niveaux de l'Eocène moyen et supérieur (El youssi et al., 1989-1990 et 1993) dans la région étudiée.

* Le deuxième niveau est localisé dans toute la subsurface (2 à 4 m au-dessous de la surface actuelle) du Kreb ouest de la Hamada du Guir marocaine. Ce niveau est caractérisé par sa situation liée à l'emplacement d'un "karst" jalonnant toute cette surface silicifiée qui s'étend, du Nord au Sud, sur plus de 100 km. La silicification s'enfonce, grâce au passage tracé par l'altération, dans la série de grès carbonatés, sur une épaisseur de plusieurs mètres (fig. 17). Elle est caractérisée par des niveaux siliceux stratifiés dans la série détritique, par son installation dans les joints interstrates où elle épigénise les argiles et les silts. Ceci entraînant des confusions dans l'interprétation de l'époque de son installation et de sa formation. Dans les bancs gréseux la silicification est diffuse et préserve les figures sédimentaires, les structures et les traces de bioturbation. Par endroit elle se présente en plusieurs niveaux superposés. Cet aspect correspond aux positions successives du front de la nappe phréatique inductrice (Thiry, 1988 et 1993) celle-ci s'enfonce en période d'érosion et peut remonter en période d'ennoyage lacustre. Sur quelques lames minces des niveaux gréseux on observe la présence d'importantes auréoles de nourrissage autour des grains de quartz.

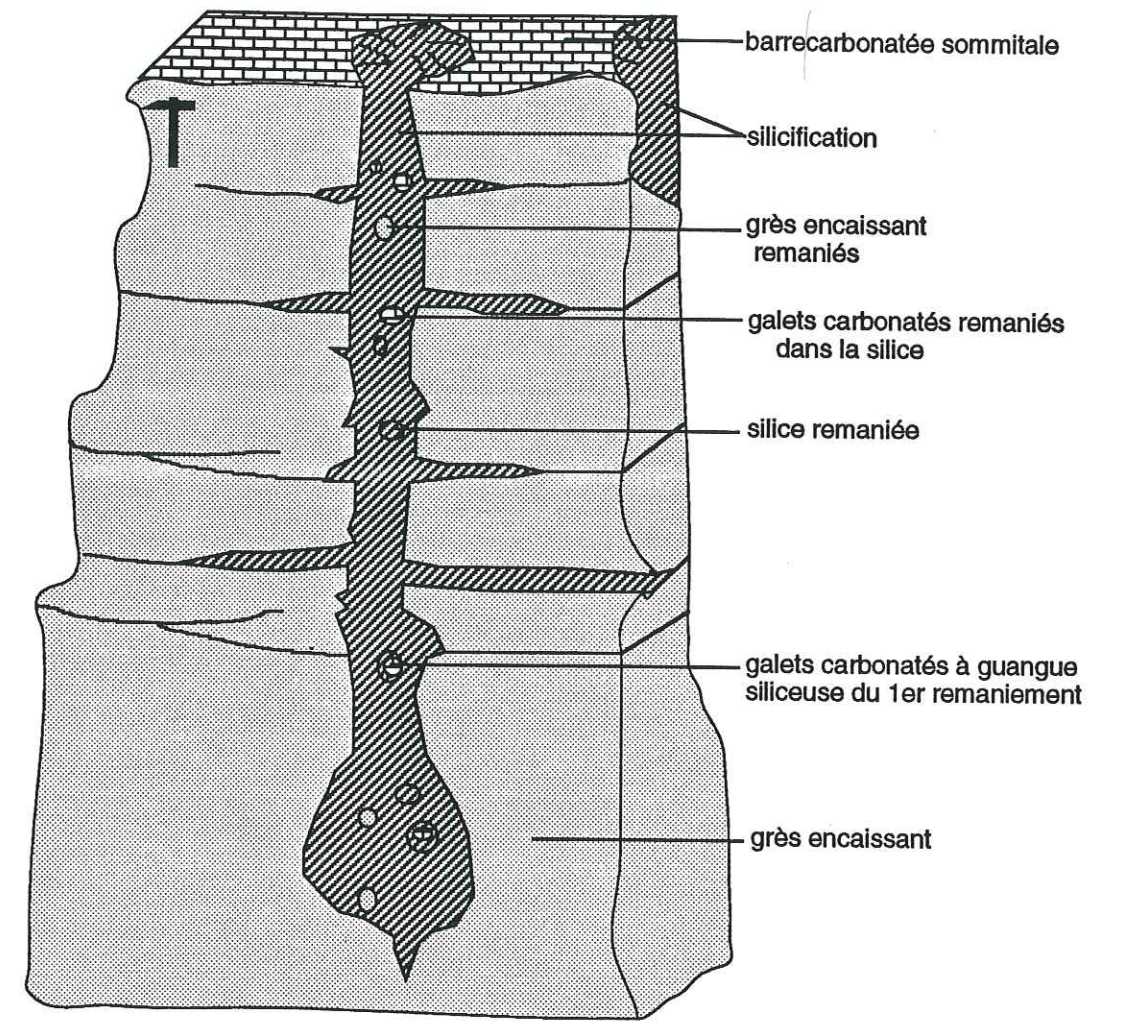


Fig.: 17 - Bloc diagramme schématique de la karstification à remplissage en silice

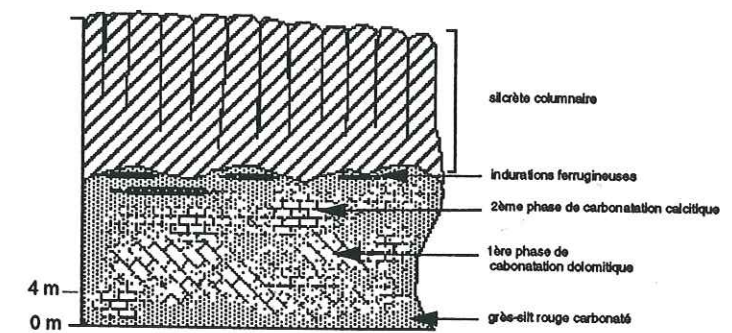


Fig.: 15 - Disposition de la silicification au niveau de la coupe d'Irhir n'Ouchène

A la lumière de mes observations et descriptions sur le terrain et au microscope, ainsi que les descriptions et interprétations de formations semblables et suite aux entretiens que j'ai eu avec M. Thiry à l'Ecole des Mines de Paris, j'attribue ce type de silicifications aux fluctuations d'une nappe phréatique (M. Thiry et al., 1988 et M. Thiry, 1993). Il en est de même pour les silicifications du niveau (61 - 62,5 m) de la gara Oulad Ali et pour celles de la dalle porcelanée du secteur méridional (d'Oued Bou Ihbari- gara Itima et Gara Oum Bezazelle) jusqu'à la région de Zégdou (Lavocat, 1954, Joly, 1970 et P.Gevin, 1973) qui sont corrélables stratigraphiquement avec les précédentes et donc probablement synchrones des fluctuations d'une nappe phréatique.

CHAPITRE III

ETUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE

Etude biostratigraphique

I - Situation de la série dans le temps

Jusqu'en 1987 les masses détritiques constituant la Hamada du Sud-Est du Maroc étaient considérées, en grande partie, comme des dépôts d'âge aquitanien.

- L'âge éocène moyen et supérieur, de cette Hamada, n'a été identifié que grâce à la révision de la détermination des mollusques continentaux, jadis attribués par Jodot (1938; 1951; 1953 et 1957) au genre *Clavator* d'âge aquitanien, par G. Truc de l'Université de Lyon (G. Truc et al., 1987; G. Truc, 1988; M. EL youssi et al., 1989, 1990 et 1993). Nos découvertes ont fourni en abondance, le genre *Romanella*, avec quelques spécimens présentant des caractères (forme, taille et nombre de spires) de *Vicentinia* trouvé en association avec *Romanella* dans les gisements de Teniet es Soltane (fig. 3, n° 9) et de Bou Melloul (fig. 3, n° 7).

* A l'occasion de deux missions de terrain (M. El youssi, G. Millot, H. Paquet, J. M. Triat et G. Truc, 1988; M. El youssi, G. Millot, H. Paquet et G. Truc, 1989) effectuées dans la région du synclinal de Bou Angueur, au Sud de Timhadit, situé dans le Moyen Atlas (Fig. 22), nous avons visité le gisement de Bulimes découvert en 1946 par G. Choubert et H. Salvan; ces Bulimes ont été attribués par P. Jodot (1953) au genre "*Clavator*" datés de l'Aquitaniens, comme ceux de la Hamada du Guir. Mais ces résultats n'avaient pas satisfait G. Choubert (Choubert et al., 1952). A la suite d'une récolte effectuée en 1955 par ce dernier et A. Faure-Muret dans les mêmes lieux, P. Jodot (1957) identifia alors le genre *Vicentinia* en précisant un âge éocène. A ce sujet on peut faire un rappel des événements:

Les gastéropodes de la première récolte (1946) furent soumis à l'avis de P. Jodot par un envoi de J. Hindermeyer daté du 15/10/1951 (*in litteris*, p. 2)... "je vous fait parvenir...des gastéropodes d'un calcaire lacustre intercalé à une série rouge surmontant le Lutétien daté...ils ont tout à fait l'allure de *Clavator*...si vous confirmez cette détermination, c'est une découverte extrêmement intéressante à bien des égards"...

J. Hindermeyer n'avait pas soupçonné que les niveaux rouges en question étaient non seulement **posés** sur du Lutétien daté, ce qui laissait la voie libre à une attribution post-lutétienne quelconque, mais qu'ils étaient parfaitement **encadrés** par des niveaux marins fossilifères appartenant sans aucun doute possible à l'Eocène moyen et supérieur.

Or, il faut conserver en mémoire que l'attribution des malacofaunes hamadiennes au genre *Clavator* par P. Jodot s'accompagnait d'une définition stratigraphique visant à conclure que les couches les renfermant étaient **aquitaniennes**.

On saisit immédiatement toute la charge conflictuelle susceptible d'accompagner la détermination définitive des "*Clavator*" de Timhadit.

Dans un message daté du 10/01/1951, G. Choubert s'étonne avec juste raison : "...Quant aux *Clavator*, je ne sais plus du tout ce qu'il faut en penser. Les *Clavator* du Moyen Atlas que Salvan vous a envoyés...proviennent d'un niveau très bas, très vraisemblablement Eocène...Or, au-dessus du niveau à *Clavator*, il y a encore des niveaux marins"...

Dès 1952, G. Choubert, H. Salvan H. et G. Termier publient une modeste note sur l'âge de calcaires de Timhadit, dans laquelle ils soulignent l'ambiguïté de la présence de couches à *Clavator* encadrées par des niveaux marins bien datés. P. Jodot répond bien plus tard (*in litteris*, 01/07/1955)... "*Les échantillons en question, mal dégagés, m'ont fait commettre une erreur regrettable de détermination, que je suis maintenant à même de rectifier...En réalité, il s'agit d'un genre nouveau... Je nomme Vicentinia [de la région de Vicenza, en Italie] ce nouveau genre...[dont l']..âge est donc mésonummulitique"...*

On voit ensuite P. Jodot ajouter, ayant vraisemblablement découvert à cette occasion l'ampleur des atteintes désormais portées à la validité de ses déterminations des *Clavator* dans les hamadas et à celle de leur position stratigraphique ... "*Notez que *Clavator* (*Leucotænius*) du Maroc présaharien conserve l'intégralité de son âge aquitainien"...*

La réponse de G. Choubert vient aussitôt... "*Je reçois à l'instant votre lettre au sujet des *Vicentinia*. C'est tout à fait épatant. Ça va très bien comme ça"...* mais, si les couches à faux *Clavator* de Timhadit avaient enfin réintégré leur cadre stratigraphique correct, celles de la Hamada de Boudenib allaient demeurer figées dans l'Aquitainien jusqu'en 1987 (Truc et al, 1987), à la fois dans les cartes et dans tous les travaux, fort peu nombreux il est vrai, s'y rapportant.

L'étude des affleurements et nos récoltes sur ces lieux du synclinal de Bou Anguer nous ont conduits aux résultats suivants:

- les dépôts livrant ces mollusques continentaux sont des conglomérats fins, des grès et des silts, de couleur rose-banchâtre, de type fluviatile, affectés dans leur quasi-totalité par une épigénie carbonatée à laquelle s'est ajoutée une silicification de type nappe aquifère (voir chap. Silicifications).

- les mollusques de nos collectes, au Sud de Timhadit, sont uniquement des *Bulimes* mais appartiennent à deux genres et non pas à un seul: le genre *Romanella* qui abonde surtout à la base de l'affleurement et le genre *Vicentinia* qui abonde au sommet du niveau fossilifère. Je puis donc dire que les deux collectes sur lesquelles a travaillé P. Jodot provenaient de deux niveaux différents: la première (G. Choubert et H. Salvan, 1946) venait de la base du gisement et la seconde (G. Choubert et A. Faure-Muret, 1955) du sommet.

Le terme "Bulime" est aujourd'hui tombé en désuétude à la suite de révisions taxonomiques (G. Truc, 1988). Actuellement ce terme recouvre plusieurs genres de mollusques continentaux terrestres créés par W. Wenz et P. Jodot, en particulier les genres:

Vidaliella, Romanella et Vicentinia

Leur apparition coïncide avec le début de l'Eocène et ils disparaissent soudainement dès la fin de cette époque. Ces genres semblent dériver de formes mésozoïques sud-américaines (G. Truc, 1988). Toutefois, une faune à Gastéropodes récemment dégagée dans des séries du Crétacé continental du Portugal, contient un genre nouveau non encore décrit, qui possède de singulières affinités avec ces "*Bulimes*" et pourrait représenter leur ancêtre commun (G. Truc, 1989).

Les résultats obtenus dans le monde concernant ces genres de *Bulimes* et que nous possédons actuellement (dans le laboratoire de G. Truc à l'Université C.B. de Lyon) montrent que l'aire de répartition de ces trois genres reste étroitement limitée à la périphérie du bassin de la Méditerranée occidentale (fig. 18).

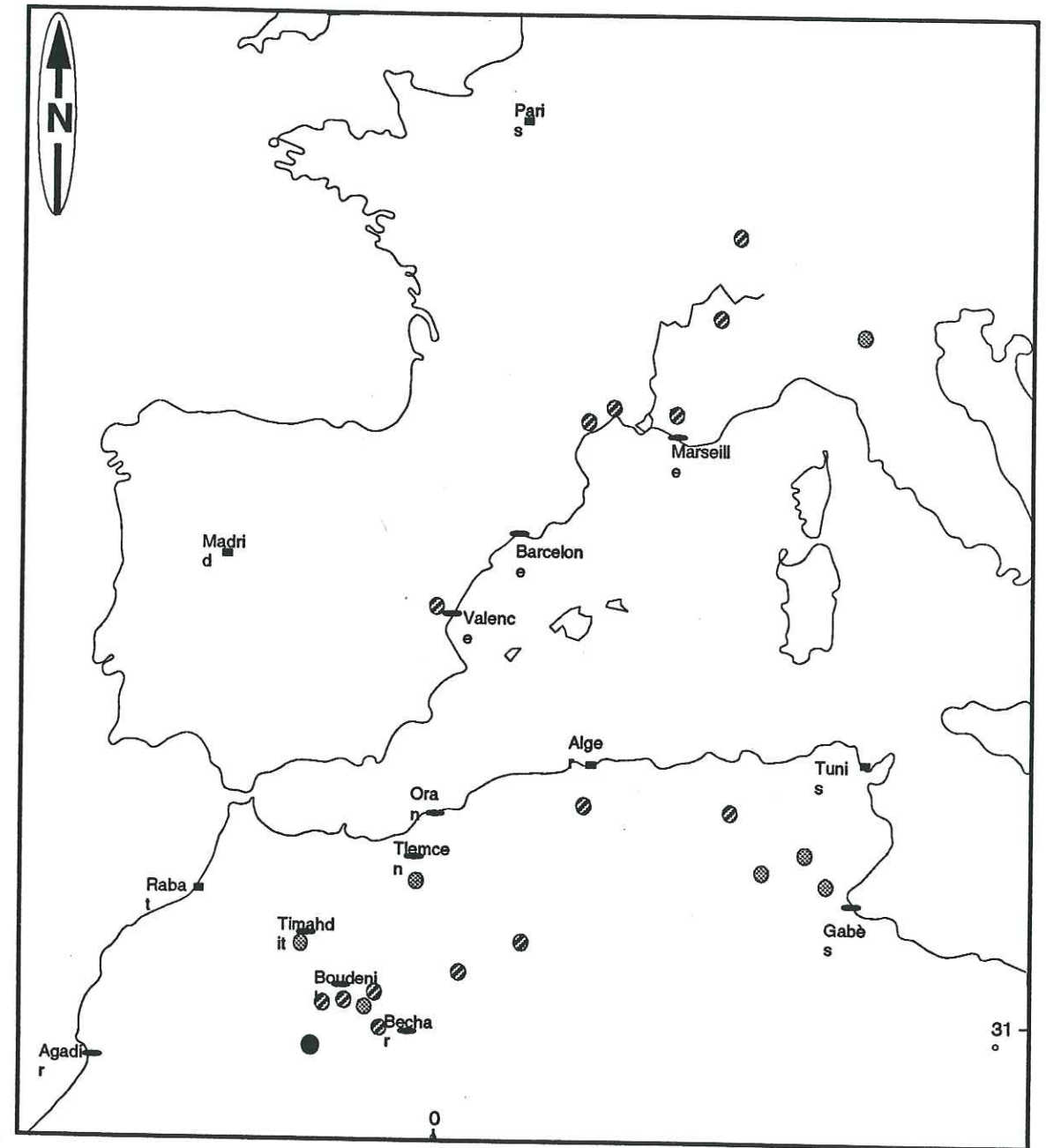
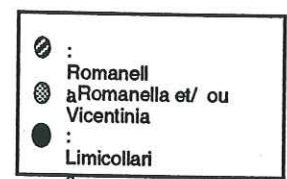


Fig.: 18 - Carte de répartition des gisements à Bulimides de l'Eocène moyen-supérieur actuellement connus.



La synthèse de G. Truc (1988) montre leur répartition dans les différents pays qui ceinturent cette Méditerranée occidentale ainsi que les processus et les voies empruntées par ces *Bulimes* durant leurs migrations entre l'Europe et l'Afrique du Nord pendant l'Eocène (fig. 19):

- *Vidaliella* occupe l'Espagne au cours de l'Eocène inférieur mais il n'en déborde pas (fig. 18).

- *Romanella* abonde aussi bien au Nord qu'au Sud de la Méditerranée (Sud de la France, Tunisie, Algérie et Maroc). C'est le genre le plus abondant dans ces pays (fig. 18).

- *Vicentinia* est typique des gisements de l'Eocène moyen et supérieur de la province de Vicenza, en Italie du Nord (fig. 18). Mais depuis quelques temps, les travaux entrepris en Tunisie (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1991), en Algérie (P. Jodot, 1952; M. Ben Salah, 1989) et au Maroc (P. Jodot, 1957; G. Truc, 1988; G. Truc et al., 1987; M. El youssi et al., 1989; M. El youssi et al., 1990 et 1993) montrent que le genre *Vicentinia* existe aussi dans ces trois pays où il accompagne très souvent le genre *Romanella* (fig. 18 et 19).

* Le genre *Clavator* est un mollusque continental terrestre, qui, présent dans le Quaternaire, vit encore à Madagascar. Les coquilles attribuées à ce genre par P. Jodot, en Algérie et au Maroc dans des formations d'âge mal assuré, appartiennent de toute évidence à *Romanella* (G. Truc, 1988). Les sédiments continentaux de type fluviatile qui les ont livrés sont donc d'âge Eocène moyen et supérieur. Ainsi devient obsolète l'hypothèse que cet auteur avait alors suggérée d'un lien entre des malacofaunes africaines équatoriales et les terres du Maghreb, à l'Eocène.

La répartition territoriale des genres *Romanella* et *Vicentinia* en Europe méridionale est strictement distincte: *Romanella* est localisé au Sud de la France et *Vicentinia* en l'Italie du Nord (fig. 18). En Afrique du Nord ces deux genres se trouvent rassemblés dans les mêmes gisements; ils occupent cette aire de manière "spontanée" et seulement à partir de l'Eocène moyen.

On peut donc conclure que les voies empruntées par ces faunes, pour leur migration en venant d'Europe, correspondraient, pour *Vicentinia* au détroit siculo-tunisien momentanément hors d'eau (fig. 19), tandis que vers l'Ouest les terres émergées dépendant de l'arc Baléare et

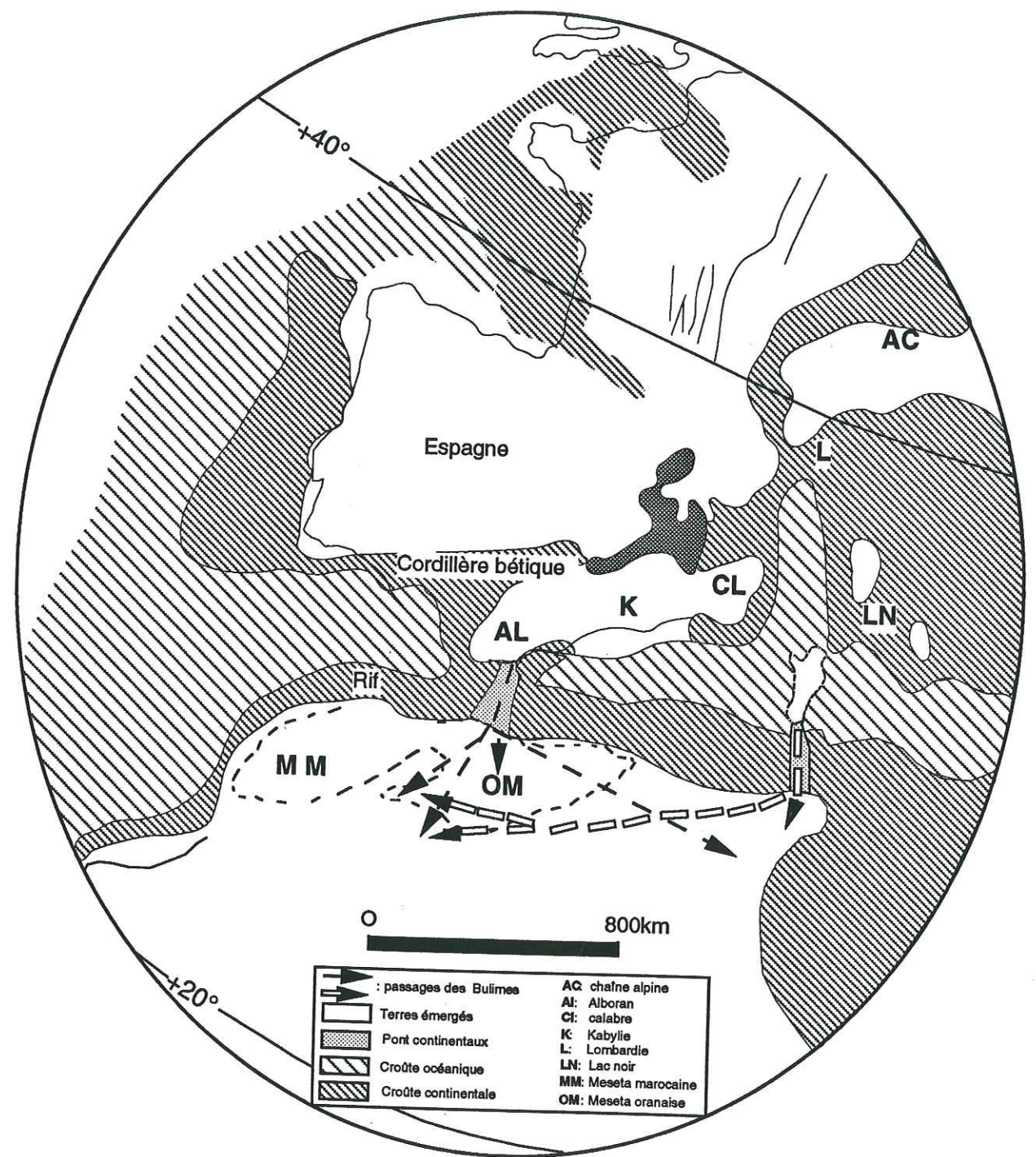


Fig.: 19 - Paléogéographie de la période de l'Eocène moyen et supérieur montrant les ponts utilisés par les Bulimes pour leur migration en Afrique du Nord.

(D'après J. Dercourt et al., 1985; G. Truc, 1988; M. Ben Salah, 1989 complétés)

de la chaîne pyrénéo-corso-sarde aurait été parcourues par *Romanella* (Fig. 19).

L'analyse lithologique et biostratigraphique de la Hamada du Guir m'a permis de présenter une subdivision de la série hamadienne en quatre ensembles (fig. 20), dont chacun caractérise une période distincte dans cette région.

Subdivision	Époque
Ensemble D	Mio-Plio-Quaternaire
Ensemble C	Eocène moy. et sup.
Ensemble B	Eocène moy. et sup.
Ensemble A	Sénonien et Eocène inf.

Fig. 20 - Division stratigraphique de la Hamada du Guir
(M. El youssi)

II- Situation géographique des gisements fossilifères (fig. 21)

Mes recherches bibliographiques, sur le terrain et en laboratoire me permettent de fournir une liste des différents gisements fossilifères actuellement connus dans l'Eocène continental peri-méditerranéen. Les

dates indiquées sont celles des découvertes concernant la Hamada du Sud-Est du Maroc.

1 - Au Maroc

* dans la Hamada du Guir:

- les Gastéropodes continentaux:

* les Mélandoïdes: (pl. II, a et b)

A Bou Iferda (fig. 3, n° 13 et fig. 7):

- J. Hindermeyer en 1948,

- M. El youssi en 1990.

A Gara Oulad Ali (fig. 3, n° 3 et fig. 6):

- M. El youssi, G. Truc et H. Chellaï en 1986,

- M. El youssi, G. Truc et J. M. Triat en 1988,

- M. El youssi, G. Truc, G. Millot et H. Paquet en 1989,

- M. El youssi, G. Truc et E. Jautée en 1991.

A Kreb Sud Oulad Ali (fig. 3, n° 4 et fig. 5):

- M. El youssi en 1990,

- M. El youssi et G. Truc en 1992.

* Les Bulimes:

A Teniet es Soltane (fig. 3, n° 9):

- F. Daguin en 1923,

- N. Menchikoff en 1936,

- M. EL youssi en 1990 (*Romanella*),

- M. El youssi et G. Truc en 1992 (*Romanella et Vicentinia*).

A la Gara Tiriatine (fig. 3, n° 1 et fig. 4); (pl. I, a)

- N. Menchikoff en 1936,

- R. Lavocat en 1947,

- M. El youssi, J. Triat et G. Truc en 1988 (*Romanella*),

- M. El youssi, G. Truc, G. Millot et H. Paquet en 1989 (*Romanella*),

- M. EL youssi et J. Perriaux en 1990 (*Romanella*).

A Bou Melloul (fig. 3, n° 11 et fig. 7):

- N. Menchikoff en 1936,

- R. Lavocat en 1947,

- M. El youssi, J. Triat et G. Truc en 1988 (*Romanella*),

- M. El youssi 1990 (*Romanella et Vicentinia*),

- M. El youssi et G. Truc en 1992 (*Romanella et Vicentinia*).

A Oued Douis (fig. 3, n° 2):

- R. Lavocat en 1947,

- M. El youssi, G. Truc et J. M. Triat en 1988 (*Romanella*),

- M. El youssi et G. Truc en 1989 en d'autres points (*Romanella*).

A Kreb Sud Oulad Ali (fig. 3, n° 4 et fig. 5):

- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),

- M. El youssi et G. Truc en 1992 (*Romanella*).

A Boudenib (fig. 21):

- F. Daguin en 1923, lieu non précisé,

- M. El youssi et G. Truc en 1989 (*Romanella*),

- M. El youssi en 1990 (*Romanella*), en plusieurs points?

- M. El youssi, E. Jautée et G. Truc en 1991 (*Romanella*).

A Ouidanes El Khaïl (fig. 3, n° 5):

- M. El youssi en 1990 et 1991 (*Romanella*),

- M. El youssi et J. Perriaux en 1990 (*Romanella*),

- M. El youssi, E. Jautée et G. Truc en 1991 (*Romanella*).

A Bou Iferda (fig. 3, n° 14):

- J. Hindermeyer en 1948,

- R. Lavocat en 1948,

- M. El youssi, J. M. Triat et G. Truc en 1988 (*Romanella*),

- M. El youssi, G. Millot, H. Paquet et G. Truc en 1989 (*Romanella*),

- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),

- M. El youssi et J. Perriaux en 1991 (*Romanella*).

A Tizi n'Taggourt (fig. 3, n° 15 et fig. 9):

- R. Lavocat en 1948,

- J. Hindermeyer en 1948,
- M. El youssi, G. Truc et J. M. Triat en 1988 (*Romanella*),
- M. El youssi, G. Truc, G. Millot et H. Paquet en 1989 (*Romanella*),
- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),
- M. El youssi et J. Perriaux en 1991 (*Romanella*),
- M. El youssi et G. Truc en 1992 (*Romanella*).

A Timdirite-Tizi n'Touflioudou (fig. 3, n° 16 et 17):

- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),
- M. El youssi, G. Truc et E. Jautée en 1990 (*Romanella*),
- M. El youssi et G. Truc en 1992 (*Romanella*).

A Oued Bou Ahbari (fig. 3, n° 20 et 21 et fig. 37):

- M. El youssi, G. Truc et E. Jautée en 1991 (*Romanella*).

A Irhir n'Ouchène (fig. 3, n° 7 et fig. 8):

- J. Hindermeyer en 1948,
- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),
- M. El youssi et J. Perriaux en 1991 (*Romanella*).

A Oued Tabrida-Mougrinat (fig. 3, n° 6):

- J. Hindermeyer en 1948,
- M. El youssi en 1990 (*Romanella*),
- M. El youssi et J. Perriaux en 1991 (*Romanella*).

* Les Limicolaria

Dans le secteur méridional (Sud de Taouz, région des Kem-Kem Irijdalène) R. Lavocat (1949) et F. Joly (1950) avaient découverts des restes très abondants d'un gastéropode que P. Jodot s'était efforcé de déterminer, pressé par G. Choubert (*in litteris*, 03/04/1950 :... "l'urgence de ma demande s'explique par les considérations suivantes : j'ai la feuille au 1/500 000 de la Hamada du Guir en panne chez l'imprimeur... Or ces gastéropodes proviennent d'une Hamada intermédiaire qui s'intercale entre le Crétacé et la Grande hamada pontico-pliocène. Cette position permet deux hypothèses en ce qui concerne l'âge des calcaires lacustres contenant ces gastéropodes : Oligocène ou Miocène (voir Pontien)"...

P. Jodot (*in litteris*, 09/01/1951) a formellement attribué ces restes au genre *Limicolaria* (*L. kem-kemensis*) forme vivante qui existe en Afrique équatoriale et tropicale, et l'on peut s'étonner du choix effectué par P. Jodot.

La lecture attentive de ses travaux montre sans ambiguïté que, pour cet auteur, tous les mollusques continentaux anté-miocènes découverts aussi bien dans le vaste domaine hamadien du Maroc que dans celui des bassins appartenant aux Hautes Plaines algériennes, possédaient une origine africaine "équatoriale". Ce postulat, totalement dépourvu de justification biogéographique ou paléobiologique, le conduisit pendant longtemps à négliger toutes les autres voies de recherche.

C'est en raison des mêmes principes qu'il avait donné au genre *Clavator*, espèce vivante de Madagascar (*sous genre Leucotænius*) les malacofaunes de la hamada de Boudenib, pourtant déjà connues depuis longtemps en Europe méridionale (France, Italie, Espagne) sous le nom général de "faunes à Bulimes" et datées de l'Eocène. Cette différence voulue par P. Jodot, alors que la plus élémentaire comparaison aurait permis de constater l'identité parfaite entre Bulimes et Clavators, avait eu pour autre conséquence de laisser attribuer pendant de très nombreuses années un âge aquitain (supposé ou "déduit") aux couches à Clavators.

- Une première observation fondamentale concernant les *Limicolaria* des Kem-Kem tient au fait qu'elles sont uniquement présentes dans des horizons silicifiés peu épais **coiffant** des dépôts détritiques non datés paléontologiquement *in situ*. On ne peut donc saisir les relations stratigraphiques qui permettraient de les placer dans un cadre bien défini.

- Toutefois, les diverses approches présentées plus haut donnent à penser que **les grès** supportant les dalles silicifiées fossilifères **appartiennent à l'ensemble B**, donc à l'Eocène moyen-supérieur.

- De plus, l'état de conservation des individus est remarquablement mauvais ; aucune ornementation n'est conservée, si bien qu'il est

impossible de proposer une détermination générique et, *a fortiori*, spécifique, de ces gastéropodes.

La seule conclusion raisonnable consiste à dire que les horizons à *Limicolaria* appartiennent incontestablement au Tertiaire, mais qu'il est sans objet de vouloir les rattacher soit à l'Eocène, soit à l'Oligocène, soit au Miocène.

Les dalles sont peut-être en continuité de dépôt avec les grès ; dans ce cas, elles seraient éocènes, mais elles peuvent être discordantes sur les mêmes grès ce qui les place indifféremment dans l'Oligocène ou le Miocène.

Une hypothèse ténue mérite en conclusion d'être exposée. Les seuls dépôts lacustres ou palustres identifiés dans le Maghreb - exception faite de calcaires à *Ceratodes* datés *a priori* correctement de l'Eocène inférieur - sont les calcaires oligocènes (Stampien) reconnus en Tunisie sur le versant nord du Jebel Chaambi, près Kasserine et au Jebel Ank, à l'Est de Gafsa. Ils renferment une profusion de *Mélanoïdes nysti*, petit gastéropode fusiforme qui pullulait dans les eaux saumâtres de cette époque (comm. oral. de G. Truc)

Il se trouve que la taille, la morphologie, ainsi que l'allure de l'ouverture des *Limicolaria* correspondent à celles des *Mélanoïdes nysti*. La probabilité pour que les *Limicolaria* soient des *Mélanoïdes* n'est donc pas négligeable, sans toutefois constituer autre chose qu'une voie de recherche à explorer opiniâtement, autant que le permettent les conditions d'accès aux localités des Kem-Kem.

A la suite d'une mission (M. El youssi, G. Truc et E. Jautée, 1991) effectuée dans la région de Bou Tarif-Gara Oum Bezazelle, située à l'Est et au Sud de la localité de Taouz (fig. 3, n° 25 et 26), nous avons découvert un gisement de gastéropodes continentaux au niveau de la gara Oum Bezazelle, semblables à l'espèce *Limicolaria kem-kemensis* tel qu'elle fut décrite par Jodot (1951).

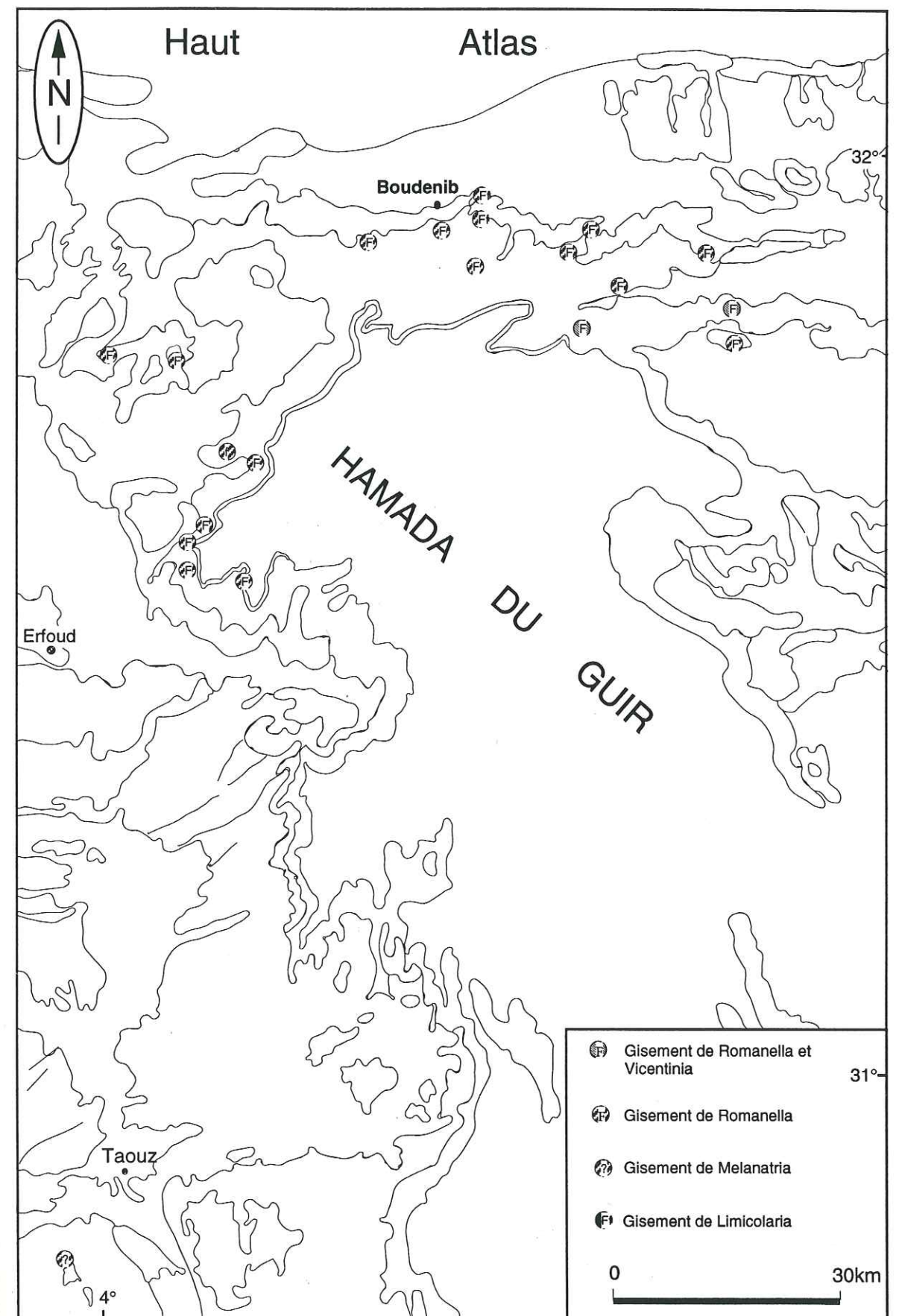


Fig: 21 - Carte de localisations des gisements fossilifères

* dans le reste du Maroc:

A Timhadit (fig. 18 et 22); (pl. I, b):

- G. Choubert et H. Salvan en 1946,
- G. Choubert et A. Faure-Muret en 1955,
- M. EL youssi, G. Truc et H. Chellaï en 1986 (*Vicentinia*),
- M. El youssi, G. Millot, H. Paquet; G. Truc et J. M. Triat en 1988 (*Vicentinia et Romanella*),
- M. El youssi, G. Millot, H. Paquet et G. Truc en 1989 (*Vicentinia et Romanella*),
- M. El youssi en 1990 (*Vicentinia et Romanella*),
- M. El youssi et J. Perriaux en 1990 (*Vicentinia et Romanella*),
- M. El youssi, G. Truc et E. Jautée en 1992.

A Assermo- Todra (bassin de Ouarzazat-Dadès, fig. 22):

- H. Gauthier in P. Jodot, 1953 (*Pseudoceratodes* de l'Eocène inférieur).

A Tandrara (fig. 22):

- M. El youssi, 1992 (fragments de *Bulimes*).

2 - Dans les Hamadas maroco-algériennes

* les Ceratodes:

Au niveau de l'Oued Guir:

- L. Clarion en 1939.

* Les Bulimes:

AU Nord-Ouest de Bechar:

- L. Clarion en 1939.

A Oued Méridja:

- R. Lavocat en 1947.
- J. Hindermeyer en 1949.

* les Charophytes:

Ils ont été découverts pour la première fois dans le bassin de Zégdou (L. Grambast et al., 1959) puis à Glib Zégdou (P. Gevin et al., 1974); leur détermination a donné un âge éocène inférieur (P. Gevin et al., 1974). Ces découvertes ont remis en cause l'âge Mio-Pliocène (R. Lavocat, 1954), jusqu'ici admis pour cette région.

* les Mammifères:

La découverte (P. Gevin et al., 1975) de dents de mammifères dans une série continentale (bassin de Zégdou, fig. 22) datée de l'Eocène par des Charophytes a été un événement dans l'histoire de la Hamada, c'était la première fois qu'on découvrait des mammifères aussi anciens en Afrique du Nord, hormis le gisement du Fayoum en égypte.

3 - Dans le reste du Maghreb (fig. 18)

* en Tunisie:

La faune à Bulimes: Plusieurs gisements ont été découverts dans des sédiments continentaux détritiques de type fluviatile (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1991) (fig. 18):

En Tunisie centrale, dans "l'île de Kasserine", au niveau du J. Chambi, J. Kébar et J. Lessouda (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1991), la série détritique éocène est riche en niveaux carbonatés continentaux de type encroûtement. De nombreux gisements à Bulimes ont été découvert avec les genres *Romanella* et *Vicentinia* caractéristiques de l'Eocène moyen et supérieur continental péri-méditerranéen (G. Truc, 1988)

En Tunisie méridionale, dans "le Môle de la Jeffara" (S. Abdeljaouad et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1985b; S. Abdeljaouad, 1987; S. Abdeljaouad, 1989 et 1991), des sédiments continentaux détritiques de type fluviatile, au niveau de la Chaîne Nord des Chotts ont livré cette faune à Bulimes.

Les Charophytes: des petits niveaux carbonatés palustres s'insèrent dans la série détritique du J. Chambi (S. Abdeljaouad, 1991) ont fourni des oogones de *Raskyella pecki*, espèce strictement limitée en Europe occidentale au Bartonien inférieur et à l'extrême base du Bartonien supérieur (Riveline, 1983).

Les Mammifères: un unique gisement a été découvert (J. L. Hartenberger et al., 1985) à la base de la série détritique du J. Chambi en Tunisie Centrale et a donné un âge Eocène inférieur.

* En Algérie:

M. Ben Salah (1989) a donné un inventaire des différents gisements d'âge éocène continental actuellement connus en Algérie; en voici le résumé:

- les Gastéropodes:

La faune à Bulimes: le genre *Romanella* avait déjà été signalé à Brézina et attribué au Lutétien (P. Jodot, 1952 et 1953) puis dans la région de Ksar El Boukhari (J. Guillemot, 1952, 1957 et 1975). Mais c'est R. Laffite (1939) qui a récolté les premiers Bulimes du genre *Romanella* dans les formations continentales d'El Kantara; P. Jodot (1936) les avait dénommés *Clavator kantarensis* et attribués à tort à l'Aquitainien.

- Les deux genres *Romanella* et *Vicentinia* ont été retrouvés (M. Ben Salah; 1987 et 1989) dans d'autres points en Algérie tels que: Djebel Mékaïdou, Garet Chouar, EL Amour, Djebel Ouazzène et Daït Er Redjim El Ahmar.

- D'autres gastéropodes hélicidés de l'espèce *Dentellocaracollus damnata* Brongniart, 1823, connue dans l'Eocène moyen et supérieur d'Italie, ont été récoltés (M. Ben Salah, 1989) à Ksar El Boukhari.

- Les Charophytes: aucun gisement n'est connu actuellement en Algérie, à part ceux de la Hamada maroco-algérienne.

- Les Mammifères: le seul gisement de Mammifères actuellement connu dans l'Eocène continental d'Algérie du nord est celui

de Djebel El Kohol près de Brézina (Mahboubi, 1983 et Mahboubi et al., 1984).

4 - En Europe (fig. 18)

Les Bulimes sont connus depuis plus d'un siècle en Europe (P. Jodot, 1957). Les genres les plus répandus sont *Vidaliella*, *Romanella* et *Vicentinia*; ils caractérisent la période comprise entre le Paléocène supérieur et l'Eocène supérieur.

- Le genre *Vidaliella* occupe l'Espagne au cours de l'Eocène inférieur (G. Truc, 1988) et ne semble pas déborder de ce territoire car il n'a jamais été décrit en d'autres lieux.

- Le genre *Romanella* est caractéristique de l'Eocène continental moyen et supérieur du Sud de la France (Provence et Languedoc) où de nombreux gisements ont été décrits, associés à des dépôts détritiques souvent de type fluviatile (P. Jodot, 1957; J. C. Plaziat, 1984; F. Roulin, 1985; G. Truc, 1988).

- Le genre *Vicentinia* est typique des gisements de l'Eocène moyen et supérieur de la province de Vicenza (Jodot, 1957 et Truc, 1988), en Italie du Nord (fig. 18).

5 - Conclusion

Tous les gisements de gastéropodes signalés par nos prédécesseurs ainsi que ceux que nous avons découverts (fig. 21) correspondent à des gîtes à Bulimes. Nous en avons précisé le milieu de vie (aérien) puis de transport et de dépôt (fluviatile) et réfuté le milieu lacustre auquel les rattachait nos prédécesseurs. Leur localisation est strictement limitée au secteur septentrional de la Hamada (fig. 21). Les formations à *Limicolaria kem-kemensis* (P. Jodot, 1951) que nous avons découvert dans ce secteur, constituent une entité localisée à la région de la Gara Oum Bezazelle, sans rapport bien défini avec les formations à Bulimes. Les difficultés frontalières ne nous ont malheureusement pas permis de nous rendre sur les lieux des autres gisements décrits par R. Lavocat et F. Joly (P. Jodot, 1951 et R. Lavocat, 1954) à quelques kilomètres au Sud.

III- Cohérences des dépôts de l'Eocène continental maghrébin

1 - A l'échelle du Maroc

Les dépôts décrits comme appartenant à l'Eocène, au Nord de notre secteur d'étude, dans le Moyen Atlas (au Sud de Timhadit) et ceux du bassin d'Ouarzazat-Dadès situés à l'Ouest et tous les dépôts décrits comme appartenant à de l'Aquitainien lacustre dans la Hamada du Sud-Est du Maroc et dans les "autres Hamadas" (Hamada de la Daoura, Hamada du Dra), tous sont en réalité des dépôts éocènes continentaux, détritiques à dominance fluviatile, riches en niveaux carbonatés. Ces niveaux carbonatés résultent d'une intense activité épigénétique qui a modifié, à plusieurs reprises et sur plusieurs mètres d'épaisseur et plusieurs centaines de mètres d'extension latérale, la nature des sédiments rouges originels. Ces dépôts fluviatiles rouges et cette épigénie qui les a modifiés révèlent un climat chaud à saisons alternantes, mais à longue saison sèche de type semi-aride.

Du point de vue faunistique la quasi-totalité des fossiles rencontrés est constituée de Bulimes du genre: *Romanella* (pl. I, a) et *Vicentinia* (pl. I, b) caractéristiques de l'Eocène moyen et supérieur.

2 - Dans le reste du Maghreb

Dans le reste du Maghreb et en particulier en Tunisie (S. Sassi et al., 1984; S. Abdeljaouad et al., 1984; S. Abdeljaouad, 1991) et en Algérie (M. Ben Salah et al., 1987; M. Ben Salah, 1989), l'Eocène continental est caractérisé lui aussi par des dépôts continentaux de type fluviatile, rarement fluvio-lacustres, riches en niveaux carbonatés de type encroûtements. Les gisements fossilifères sont surtout constitués par une abondance de Bulimes (*Romanella* et/ou *Vicentinia*) identiques à ceux décrits au Maroc.

3 - Conclusion

A l'échelle du Maghreb, les séries détritiques continentales, reconnues comme Eocène moyen et supérieur, sont des dépôts de type fluviatile, riches en gisements à Bulimes et en niveaux carbonatés. Ces derniers résultent d'une intense activité épigénétique précoce liée à des fluctuations climatiques à saisons contrastées de type semi-aride. Tous ces critères convergent vers une unité stratigraphique et paléoclimatique de ces régions pendant l'Eocène moyen et supérieur.

IV- Incohérences et difficultés

L'inégale répartition géographique et stratigraphique des gisements paléontologiques dans les formations de la Hamada rend l'établissement de corrélations stratigraphiques difficile.

L'ensemble A: Nous ne possédons aucun argument paléontologique en ce qui concerne sa position stratigraphique dans le secteur marocain de la Hamada du Guir. On sait cependant qu'il repose en contact "normal" sur le Cénomano-Turonien daté par des fossiles marins (M. Ferrandini et al., 1986) et qu'il est recouvert localement (Méridja) par des niveaux lacustres contenant des *Ceratodes* attribués à l'Eocène inférieur eux-mêmes recouverts par les niveaux à Bulimes de l'Eocène moyen et supérieur, identiques à ceux de notre ensemble B.

Dans l'ensemble B, les gisements à Bulimes sont limités au secteur septentrional où ils sont très nombreux; en revanche ils sont inexistant dans le secteur méridional.

L'ensemble C est limité au secteur septentrional où il ne possède même pas de beaux gisements paléontologiques; ce ne sont souvent que des niveaux à rares coquilles complètes et fragments de coquilles de Bulimes qu'on rencontre dans des niveaux grésosilteux.

L'ensemble D ne nous a livré aucun élément paléontologique qui permette de le dater avec exactitude. Son attribution au Néogène est

arbitraire car elle s'appuie uniquement sur d'hypothétiques corrélations latérales de faciès avec le Miocène de la vallée du Dadès (H. Gauthier, 1957), avec le Miocène de la Hamada du Dra daté par des gastéropodes (P. Gevin et al., 1975) et avec le Miocène d'Algérie (M. Ben Salah, 189) et de Tunisie (S. Abdeljaouad, 1991).

Une autre difficulté réside dans la divergence des opinions concernant l'existence (Menchikoff, 1931; L. Clarion; 1939; Lavocat, 1954) ou non (Hindermeyer, 1950; M. El youssi et al., 1993) de discordances provoquées par des déformations tectoniques au sein de la série hamadienne .

Enfin la confusion par P. Jodot des mollusques de l'Eocène moyen et supérieur continental d'Algérie et du Maroc avec le genre *Clavator*, mollusque terrestre quaternaire et actuel de Madagascar, a créé des incohérences et des erreurs dans la cartographie, notamment dans la zone des Hamadas. Ce n'est que tardivement qu'il rectifie certaines déterminations de *Romanella* à J. El Kohol en Algérie et *Vicentinia* à Timhadit au Maroc, jadis attribués au genre *Clavator* et jusqu'alors datés de l'Aquitaniien (P. Jodot, 1957).

CHAPITRE IV

CADRE GEODYNAMIQUE DES HAMADAS DU GUIR (SE DUMAROC)

Cadre géodynamique des Hamadas du Guir (SE du Maroc)

Introduction

Dans cette partie, j'essaye de donner une approche de la géodynamique de la Hamada du Guir, à la lumière (i) des résultats de l'étude lithostratigraphique, (ii) de la répartition géographique des différents faciès rencontrés et de leur milieu de dépôt, (iii) des relations sédimentation-encroûtement et (iiii) de l'influence des différentes phases tectoniques sur la structuration de la Hamada du Sud-Est du Maroc.

I - Résultats de la Lithostratigraphie

1 - Le secteur septentrional

a- L'ensemble A est présent dans tout le secteur. Il est caractérisé par une alternance de dépôts grossiers (conglomérat et grès) et de dépôts fins (silts) avec, localement, des niveaux à gypse (Tizi n'Taggourt - Bou Iferda- Irhir n'Ouchène). Les études sismiques et les résultats des forages ont montré que son épaisseur atteint par endroit plus de 300 m (pied du Haut Atlas au Nord et bassin de Bechar au Sud, L. Clarion, 1939; J. Hindermeyer, 1950; R. Lavocat, 1954; G. Choubert et al., 1970 et M. Ben Brahim, 1983). Cet ensemble se réduit puis disparaît en biseau vers Sud (Sud d'Oued Bou Ahbari, fig. 3, n° 20). Il repose en continuité stratigraphique sur le Crétacé calcaire et n'a fourni aucun gisement fossilifère dans notre secteur d'étude. Au Sud-Est un niveau carbonaté à *Ceratodes*, daté de l'Eocène inférieur (Jodot, 1953), a été découvert (L. Clarion, 1939) dans la région de Kenadza-Bechar où il repose en légère discordance sur une masse gréso-silteuse à gypse.

b- L'ensemble B est également présent dans le secteur septentrional. Contrairement à ce qu'ont décrit L. Clarion (1939) et Hindermeyer (1950), au sujet la discordance de l'ensemble B sur l'ensemble qu'on peut

attribuer aux mouvements quaternaires connus au Sud-Est de notre secteur (comm. orale de J. Fabre), l'ensemble B est ici en continuité stratigraphique sur l'ensemble A. Il présente une variation progressive de faciès d'Est en Ouest. Dans les régions Nord (Irhir n'Ouchène) et Est (Gara Oulad Ali et Gara Tiriatine) à Sud-Est (Teniet es Soltane et Bou Melloul), sa partie supérieure est constituée de sédiments fins riches en niveaux carbonatés de type encroûtement. Sa partie basale est à dominance gréseuse avec, localement, des intercalations conglomératiques lenticulaires. Dans la région Ouest (Bou Iferda-Tizi n'Taggourt - Irhir n'Ouchène) tout cet ensemble est constitué de dépôts silto-marneux riches en niveaux carbonatés. Une coupe Est-Ouest (fig. 23) montre une faible réduction de cet ensemble vers l'Ouest. Dans tout ce secteur cet ensemble est caractérisé par la présence de niveaux à gisements de gastéropodes continentaux qui nous ont permis de l'attribuer à l'Eocène moyen et supérieur (M. El youssi et al, 1989; 1990 et 1993).

c - L'ensemble C n'a été reconnu que dans le secteur septentrional. Il est constitué d'une alternance de niveau gréseux et de niveaux silto-marneux avec une dominance gréseuse dans la partie axiale du secteur (Amroudd- Tiboukaline). A l'Est (Bou Melloul, où son épaisseur est maximale), il peut atteindre 50 m d'épaisseur; par contre à Tizi n'Taggourt il ne fait plus qu'une dizaine de mètres, constitués sur leur totalité par des marnes rose-blanchâtre. Quand on s'éloigne encore vers l'Ouest (Tizi n'Touflioudou, fig. 3,, n° 17), cet ensemble disparaît complètement d'une réduction de dépôt et, probablement, aussi une ablation des marnes par le conglomérat de l'ensemble D. Sur une grande partie de son épaisseur et principalement dans les niveaux gréseux de la partie Est du secteur, nous avons trouvé des fragments de coquilles de *Bulimes* accompagnés de rares coquilles complètes facilement reconnaissables. Sa continuité stratigraphique avec l'ensemble B, leur ressemblance de faciès et la présence de *Bulimes* dans les deux ensembles nous ont conduit à les attribuer tous les deux à l'Eocène moyen et supérieur. Dans la région Boudenib-Gara Tiriatine, cet ensemble paraît enlevé par l'érosion, car il est absent au niveau de la Gara Oulad Ali, du Kreb sud Oulad Ali et dans la région d'Oued Douiss. Cependant, au niveau de la Gara Tiriatine nous avons, au dessus de l'ensemble B, 6 à 8

mètres de terrains constitués de 1,50 m de grès à fragments de coquilles surmontés de 5 à 6 m de marnes roses à blanchâtres coiffées d'une dalle calcaire, silicifiée dans sa partie sommitale. La même observation a été faite au niveau d'une petite gara située à 4 km au Sud de Boudenib, près de la piste qui va de Boudenib à Bou Melloul, par la Hamada. Les observations faites sur le terrain, les études minéralogiques et l'attribution des fragments de coquilles à des *Bulimes* nous permettent de conclure que les 1,50 m de grès à fragments de coquilles et les marnes qui viennent par dessus sont l'équivalent de l'ensemble C de Bou Melloul qui se trouve dans le même prolongement de la Gara Tiriatine vers le Sud; la dalle carbonatée est le résultat d'une phase d'épigénie liée à une nappe aquifère. Ainsi donc, la subsidence qui se faisait au Nord pendant le dépôt de l'ensemble A, a migré au Sud/Sud-Est pendant le dépôt de l'ensemble C (fig. 24). Ceci est peut-être dû à un faible rejeu "en ciseaux" de la faille de Tafejjarht dont la direction est Est-Ouest (fig. 23). Ce type de rejeu est bien connu dans le Haut Atlas (Proust, 1973; E. Laville, 1985; M. El youssi, 1986); Il est évident sur le terrain, marqué par l'épaississement de l'ensemble C à l'Est, sa réduction dans l'Ouest du secteur et même sa disparition au Sud de la faille.

d - L'ensemble D n'a été également reconnu que dans le secteur septentrional où il repose en discordance de ravinement sur l'ensemble C.

Dans sa partie basale, il correspond à un dépôt grossier et mal classé de type cône de déjection constitué d'un conglomérat à galets calcaires de dimensions décimétriques provenant essentiellement du Lias du Haut Atlas.

Dans la zone d'Amroudd (fig. 3, n° 5 - 5') cet ensemble remanie un faciès lacustre, de type calcaire stromatolitique d'une épaisseur de 1,50 m et d'une extension de 1 km, qui peut correspondre à la phase lacustre oligocène récemment découverte en Tunisie centrale (S. Abdeljaouad, 1991 et comm. orale de G Truc) dans un ensemble lui même recouvert par des dépôts marins datés du Burdigalien.

Les mesures de courants dans ces conglomérats confirment l'hypothèse de la localisation, au Nord, des sources d'alimentation. L'épaisseur de ce niveau conglomératique atteint 15 m au niveau

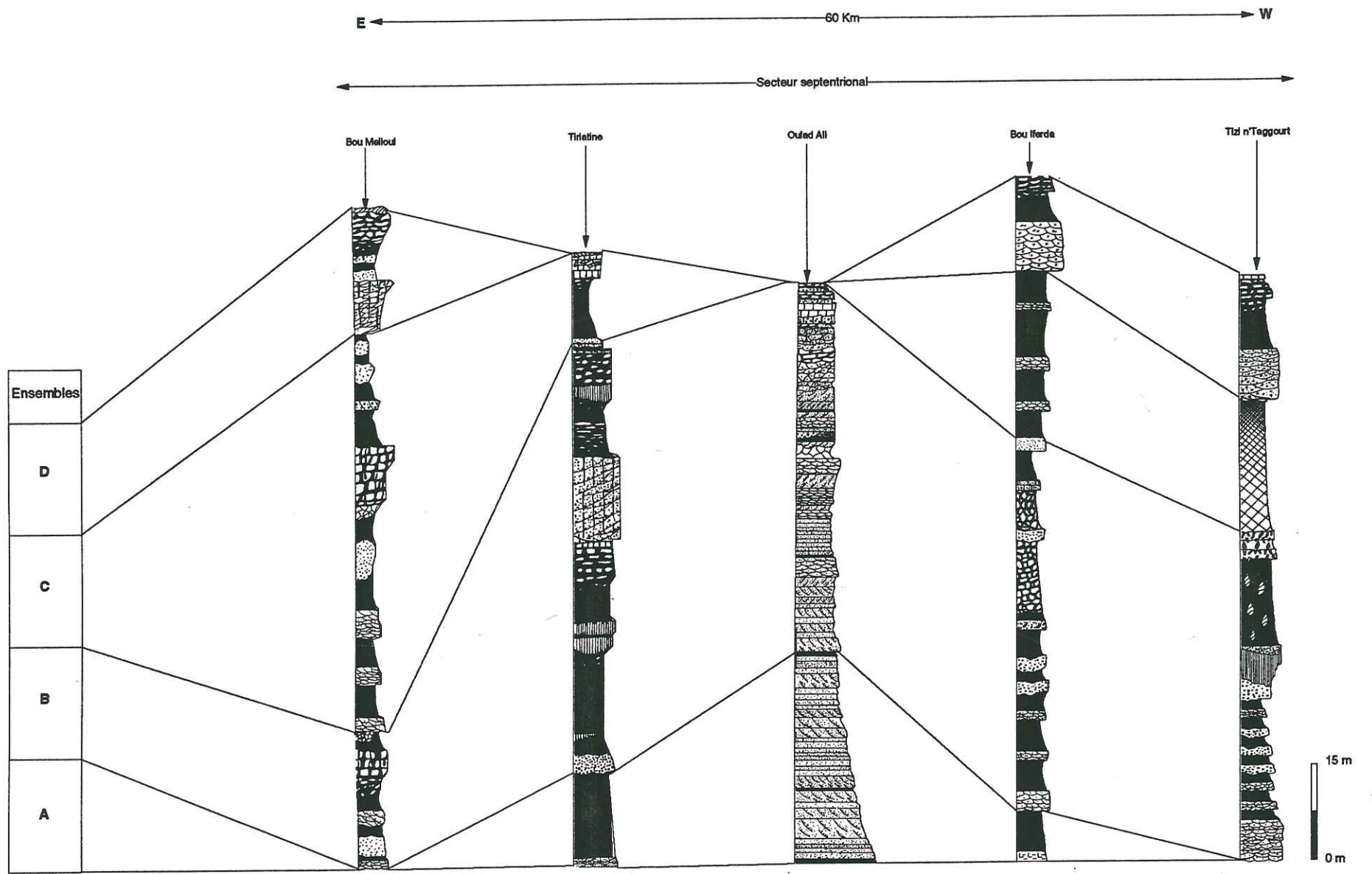


Fig.: 23 - Corrélation E - W des coupes du secteur septentrional

d'Amroud (fig. 17, n° 5), 8 à 10 m à Tizi n'Taggourt et 0 à 1 m à Tizi n'Touflioudou (fig. 3, n° 17) à l'Ouest. Au Nord d'Irhir n'Ouchène, J. Hindermeyer (1950) qualifie cet ensemble de "Cailloutis des Chebkas du J. Taarabt", terme déjà employé par N. Menchikoff, 1936, dans le secteur de Bou Anane situé à l'Est. Hindermeyer (1950) les décrit avec une épaisseur de 40 m en position de discordance de ravinement aussi bien sur l'ensemble B que sur l'ensemble A. M. Ben Brahim (1983) décrit également cet ensemble comme reposant directement et de manière ravinante sur l'ensemble A, avec une épaisseur de 30 m. A l'Est son épaisseur et sa granulométrie décroissent progressivement vers Bou Melloul. Donc, son axe principal est situé sur la trajectoire du débouché de l'Oued Guir au niveau du Haut Atlas. La localisation, au Nord-Est de la Gara Tiriatine (au pied de l'Atlas), de deux petits affleurements conglomératiques (fig. 24) qui occupent la même position stratigraphique que le premier, nous font penser à un deuxième cône qui aurait fonctionné en même temps que le premier (fig. 25), mais durant un temps plus court et sur une superficie plus réduite.

Le reste de cet ensemble correspond à un dépôt marno-gréseux avec, localement, des niveaux de grès chenalisés suivant une direction Nord-Sud (à Tizi n'Taggourt).

Au Sud (Bou Tagmart - Bou Ahbari, fig. 3, n° 18; 19; 20 et 21), cet ensemble perd de sa puissance au niveau des conglomérats, épais seulement de 1,50 m à Bou Tagmart, et passe au Sud (Oued Bou Ahbari) à un niveau gréso-marneux (fig. 37).

Le tout est couvert par des niveaux de calcaires stromatolitiques correspondant à une deuxième période lacustre faisant suite à une phase de pénéplanation et dont les produits sont rarement respectés par l'altération et l'érosion de la surface hamadienne.

Cet ensemble D trouve peut être son équivalent stratigraphique et faciologique dans le bassin d'Ouarzazat-Dadès où des séries identiques ont été décrites et attribuées par H. Gauthier (1957) au Mio-Pliocène; de même on peut le rattacher, par corrélation latérale, aux sables et grès du bassin de Targant (Hamada du Dra), datés par des fossiles (Gevin et al., 1975). Le même faciès, avec la même position stratigraphique, a été également décrit par M. Ben Salah (1989) en Algérie (Hautes plaines et Atlas Saharien) et en Tunisie Centrale, par S. Abdeljaouad (1991).

En conclusion, le secteur septentrional est marqué par:

- un ensemble A grés-conglomératique subsident dans sa partie nord et qui disparaît par une succession de biseaux au Sud-Ouest de la Hamada;

- un ensemble B, grossier à la base, fin au sommet dans la partie est du secteur; dans la partie ouest il présente une réduction latérale, voir une disparition en "biseaux" successifs des niveaux grés-conglomératiques. Les dépôts détritiques de cet ensemble sont armés par des dalles carbonatées de type encroûtement épigénique;

- un ensemble C très épais (plus de 50 m) dans la région sud-ouest du secteur où il est constitué d'alternances de silts et de grès, riches en carbonates. Dans la partie centrale de ce secteur, il est dominé par des niveaux gréseux et présente, latéralement, des réductions et une disparition en "biseaux" des bancs gréseux et silteux.

Au niveau de Tizi n'Taggourt il n'est plus représenté que par 15 m de silts et de marnes à la suite d'une réduction de dépôt et une ablation par érosion;

- l'ensemble D est discordant et présente une structure de cône de déjection.

2 - Le secteur méridional

a - L'ensemble A fait défaut dans la totalité du secteur (fig. 12 et 26).

b - L'ensemble B est présent dans tout le secteur où il constitue à lui seul la quasi-totalité de la série hamadienne (Fig. 12).

Au Nord (région de Taferdou n'Chebbi - Taouijt, fig. 3, n° 22), cet ensemble atteint 60 m d'épaisseur; les quinze premiers mètres y sont constitués de grès roses à ciment calcaire, chenalisés, à stratifications obliques et entrecroisées. Le reste est fait de bancs silto-marneux riches en niveaux à granules carbonatés; leur base est soulignée par deux niveaux silicifiés qu'on appelle "dalle porcelanée" (Lavocat, 1954). Le sommet est constitué par une dalle carbonatée massive dont la surface est riche en croûtes à structures rubanées qui prennent en écharpe aussi bien les

niveaux atteints par la silicification qui pénètre la série sur plusieurs mètres que des reliques du sédiment parental.

Au centre (région du Moungar Hamou Rhanem - Gara el Itima, fig. 3, n°: 23 et 24), cet ensemble mesure entre 40 et 50 m d'épaisseur; il est constitué, de bas en haut, par 10 à 15 m de grès roses à litage oblique et à ciment carbonaté coiffés par deux niveaux silicifiés (dalle porcelanée). Le reste de la série est silto-marneux, riche en niveaux à granules carbonatés présentant à leur base deux bancs marno-gréseux riches en terriers, semblables à ceux qui encadrent le banc sommital à coquilles de gastéropodes de Tizi n'Taggourt. La partie sommitale de cet ensemble est constituée d'une dalle carbonatée (fig. 3, n° 23 et 24) coiffée d'un niveau centimétrique à croûte zonaire et silicification.

Au Sud (région du Moungar Nebech - Gara Oum Bezazelle, fig. 3, n°: 25 et 26) l'ensemble B ne dépasse pas 25 m d'épaisseur (fig. 11); il débute par 4 m de silts rouges faiblement gypsifères surmontés de 15 m de grès roses à ciment carbonaté dont les 4 premiers mètres sont coiffés d'une dalle silicifiée (dalle porcelanée). Les niveaux gréseux supérieurs sont riches en traces de racines et karkoubs ce qui rappelle la partie médiane du niveau B de la coupe d'Irhir n'Ouchène située dans le secteur septentrional (fig. 8). Ces grès sont surmontés par 1,50 m de marnes blanches farineuses (type Torba de la Hamada algérienne, Conrad, 1969) coiffées par une dalle carbonatée massive contenant un gisement de gastéropodes continentaux attribués par Jodot (1951b) au genre *Limicolaria*. Pour l'instant cet horizon à *Limicolaria* est énigmatique tant que nous n'avons pas trouvé des fossiles en bon état pour leur détermination; donc ou bien cet horizon fait partie intégrante du niveau B, en liaison avec la dalle porcelanée, tel que nous le pensons actuellement, ou bien il est discordant et on ne possède aucune preuve pour les deux cas. Cette dalle est coiffée par un niveau de silicification qui la pénètre profondément.

c - L'ensemble C et l'ensemble D n'ont pas été reconnus dans ce secteur. Cette absence peut être interprétée de deux manières:

a) soit par une absence de dépôt

b) soit par une ablation par une érosion tardive intensive.

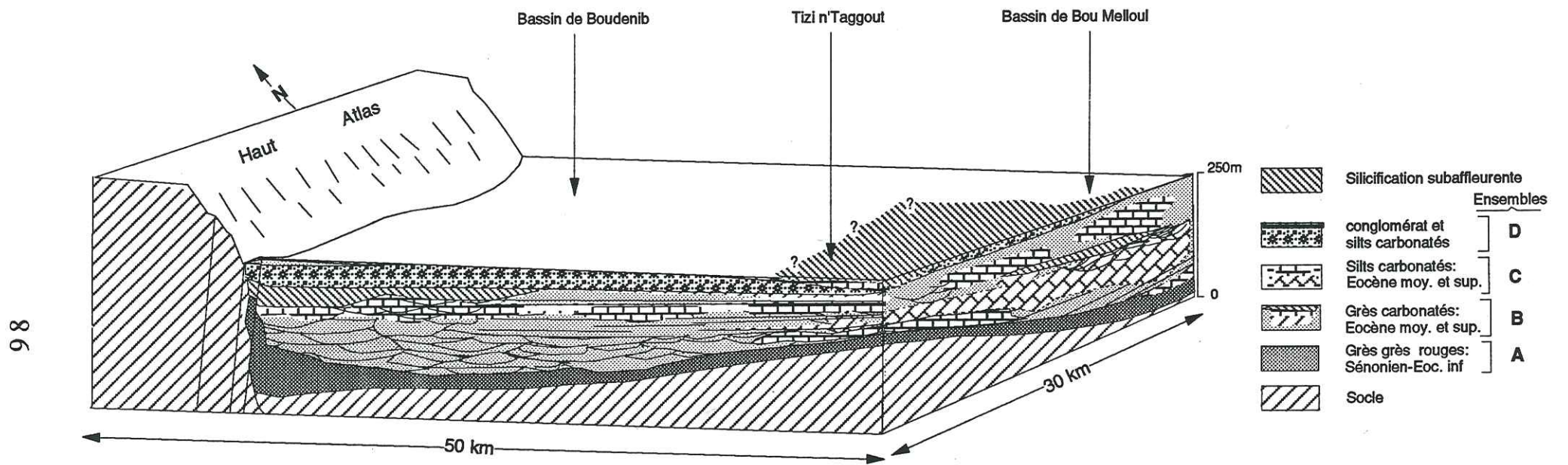


Fig.: 24 - Bloc diagramme schématique illustrant la répartition des différents faciès dans le secteur septentrional de la Hamada du Guir

La première hypothèse est valable une partie importante de l'ensemble B et l'ensemble C qui disparaît complètement au Sud et au Sud-Est de Tizi n'Taggourt (Bou Tagmart, fig. 3, n° 18) où nous avons repéré le conglomérat de base de l'ensemble D qui ravine directement le niveau à Bulimes de l'ensemble B.

La deuxième hypothèse explique l'absence de l'ensemble D ou, du moins, sa disparition dans la partie Nord de ce secteur. En effet, dès qu'on dépasse Tizi n'Taggourt vers le Sud nous assistons à un passage latéral progressif du niveau conglomératique à des grès puis à des grès et des silts et marnes activement attaqués lors de la phase d'altération et d'érosion qui a créé la surface hamadienne. Cette phase a été probablement plus intense dans le secteur Sud. Mais ceci ne peut être la seule hypothèse car il ne faut pas négliger le rôle joué pendant et après le dépôt de ces ensembles par le dôme de M'gheimine, qui limita ce dépôt au secteur septentrional uniquement.

3 - Discussion et conclusion

La subsidence et le fort épaissement de l'ensemble A ont déjà été décrits, aussi bien au pied du Haut Atlas que dans la région de Kenadza - Méridja, par J. Hindermeyer (1950) et par R. Lavocat (1954). Ces auteurs avaient attribué arbitrairement cet ensemble au Sénonien. La découverte de niveaux carbonatés à *Ceratodes* par L. Clarion (1939), datés de l'Eocène inférieur (P. Jodot, 1951a) dans la région de Kenadza-Méridja, en "légère discordance" sur des grès rouges gypsifères, les horizons à *Ceratodes* sont eux mêmes structurés en gouttières et surmontés en vrais discordance par la suite de la série éocène (comm. orale de G. Truc). Dans notre secteur d'étude nous n'avons trouvé ni les formations à *Ceratodes* ni de discordance, au sein de cet ensemble pas plus à son sommet. A mon avis ce niveau lacustre à *Ceratodes* correspond à un passage latéral des niveaux gréso-silteux du sommet de notre ensemble A, et la discordance est sûrement locale, liée aux mouvement quaternaires.

L'ensemble B, qualifié par les anciens auteurs de "dalle à Clavator", a été observé dans le secteur de Méridja par L. Clarion (1939) qui le décrit discordance sur l'ensemble A. Dans notre secteur

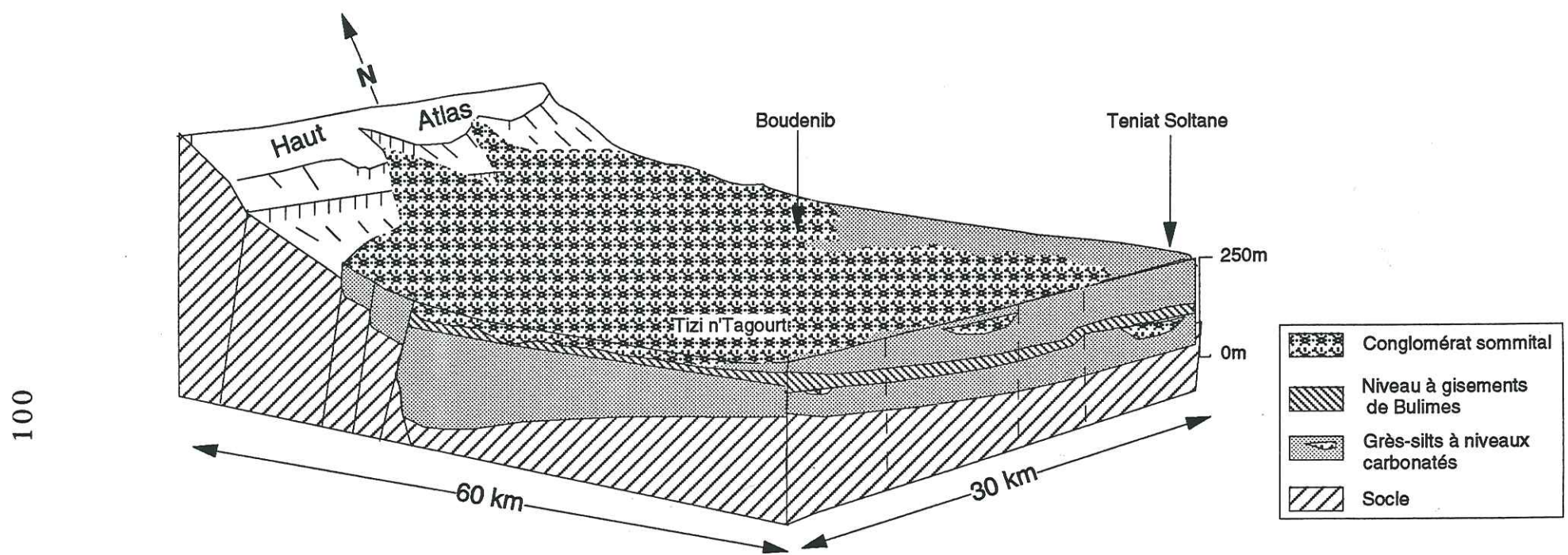


Fig.: 25 - Paléogéographie du conglomérat sommital dans le bassin de Boudenib (secteur septentrionale)

septentrional, j'ai reconnu cet ensemble en concordance stratigraphique avec l'ensemble A, et nous le distinguons de celui-ci par son faciès, d'abord formé d'un grès grossier rose contenant localement des fragments de coquille de gastéropodes puis par des niveaux silto-marneux riches en horizons carbonatés et en gisements à *Bulimes*. Le cortège minéralogique, qui était à dominance illitique dans l'ensemble A, devient un domaine où règne la palygorskite. Il y a donc un changement dans les conditions du milieu de dépôt et dans le paléoclimat, ce qui nous a permis de mettre une limite entre les deux ensembles A et B; cette limite n'est pas toujours facile à situer quand on passe d'une coupe à l'autre: les distances sont souvent importantes entre certaines coupes (coupes n°: 21- 22 et 24-25), les niveaux fossilifères sont rares et surtout localisés dans le secteur septentrional (fig. 21), enfin des brusques variations latérales de faciès sont très fréquentes dans les sédiments détritiques continentaux.

L'ensemble C est qualifié par mes prédécesseurs de Pontien et décrit comme discordant dans la vallée de Tafejjarht; il constitue en réalité une suite normale dans la sédimentation de l'Eocène moyen et supérieur et la discordance décrite dans cette localité est, en fait, due à l'existence d'une "flexure" locale visible sur le terrain et très nette sur les enregistrements sismiques (fig. 27 et 28); celle-ci affecta les ensembles antérieurs et même une partie de l'ensemble C mais elle est mal perçue sur le terrain, à cause de la dominance silteuse de la partie basale de cet ensemble qui masque son effet. L'existence de cette "flexure" peut être interprétée comme un faible rejeu de la faille de Tafejjarht (fig. 27).

L'ensemble D: sa disposition sur les niveaux de l'ensemble A déformés et son épaisseur (plus de 30 m) au pied du Haut Atlas, son contact ravinant, avec son passage latéral à des grès et silts et sa disparition au Sud nous ont conduit à l'attribuer à un dépôt de cône de déjection lié à la phase paroxysmale post-Oligocène du Haut Atlas, déjà enregistrée dans le bassin du Dadès (H. Gauthier, 1957) et dans le reste du Haut Atlas Central (E. Laville 1985).

II - Résultats tectoniques

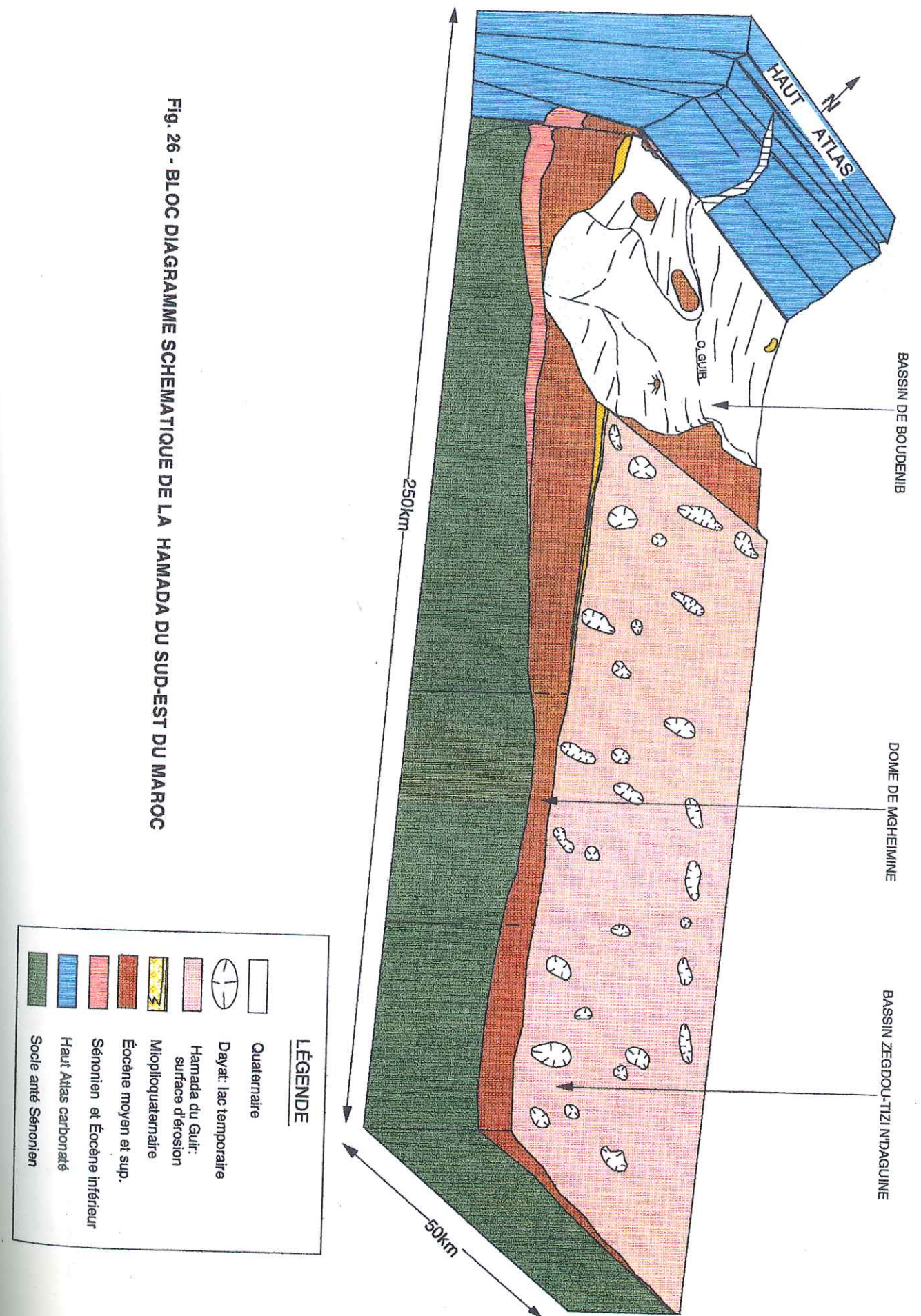
A priori, la Hamada du SE du Maroc apparaît comme une zone stable qui ne fut affectée par aucune tectonique plicative importante.

1 - Le secteur septentrional

Sa proximité avec la chaîne du Haut Atlas devrait le placer directement aux activités tectoniques de cette chaîne. Nous verrons qu'il n'en est rien.

Dans le cadre des levés géologiques pour la réalisation de la carte provisoire du Maroc (feuilles de Talzaza et Bou Anane au 1/200.000^e), N. Menchikoff (1936) fournit une étude détaillée des terrains primaires et secondaires de la région de Bou Anane (située à l'Est de notre secteur); je reproduis ci-contre sa coupe schématique (fig. 29a). La série de la Hamada y est décrite comme tabulaire. En 1939, dans un rapport inédit du B.R.P.M. sur l'étude géologique de la région de Kenadza-Méridja (au Sud-Est de notre secteur d'étude), L. Clarion démontre l'existence, dans cette région, d'une importante subsidence pendant le dépôt de l'ensemble A et il conclut que "les terrains des Gours*" sont des formations tabulaires n'ayant subi aucun mouvement tectonique depuis leur dépôt". Dans le cadre de la réalisation de la carte géologique du Maroc (feuille de Boudenib au 1/200.000^e), J. Hindermeyer (1950) effectuée dans ce secteur des travaux géologiques résumés dans le numéro 76 des Notes et Mémoires de la Géologie du Maroc: il repère de faibles ondulations de la série, postérieures aux dépôts de l'ensemble C, avec l'existence d'un synclinal néogène au pied de l'Atlas et la nette discordance de l'ensemble D sur tout le reste de la série. Dans le cadre de sa thèse et en parcourant toute la Hamada maroco-algérienne, R. Lavocat (1948-1954) subdivise la Hamada du Guir en deux bassins subsidents situés de part et d'autre du dôme de M'gheimine (ou axe de Tafeljarht, Lavocat, 1954), l'un au Sud correspondant au Bassin de Zegdou-Tizi n'Daguine l'autre au Nord s'étalant entre la zone de la coupe (fig. 3, n° 24 et 26) et le pied du Haut

* Gours est le pluriel de Gara; il est aussi employé comme synonyme de Hamada



Atlas (fig. 26) où, à part quelques "plissements locaux", il ne mentionne aucune activité tectonique dans les séries hamadiennes.

Durant la période 1974-1977 le Bureau de Recherche et de Prospection Minière marocain (B.R.P.M.) a effectué une campagne sismique pour des prospections d'eau et d'hydrocarbures; j'en résume et complète les résultats par une carte (fig. 27) qui montre l'absence d'activité tectonique au niveau de la Hamada: les quelques plis ou failles qui apparaissent ont été enregistrés soit dans le socle soit dans la zone située immédiatement au pied du Haut Atlas (faille sud atlasique). J'ai complété cette carte des données sismiques par mes observations personnelles effectuées sur le terrain, particulièrement avec les failles récentes de direction NW-SE.

Les travaux effectués dernièrement par les équipes allemandes, belges et suisses (in H. Zankel et al., 1992) sur le Haut et le Moyen Atlas et qui ont touché les bassins d'Ouarzazate et d'Errachidia, ne font apparaître aucun indice de mouvement tectonique important dans la zone hamadienne mais il faut dire que ces travaux concernent surtout la chaîne atlasique et le bassin d'Ouarzazate.

2 - Le secteur méridional

Ce secteur est caractérisé par: - des affleurements limités et de nombreuses incertitudes, - la présence du dôme de Mgheimine orienté dans la direction Est-Ouest (fig. 26). Il est également caractérisé par la réduction de la série que j'ai limitée à la présence de l'ensemble B.

La réduction et la disparition locale des dépôts marins calcaires du Crétacé (fig. 29b), l'absence de l'ensemble A, au niveau et de part et d'autre du dôme, sont la preuve de l'instabilité post-crétacée de celui-ci. La réduction de l'ensemble B (Gara Oum Bezazelle, fig. 11) et l'absence de l'ensemble C (voir aussi de l'ensemble D ?) montrent aussi l'importance de l'activités du dôme, pendant et après la mise en place des dépôts éocènes dans ces lieux. Cette activité est également enregistrée à l'Est, du côté algérien (comm. orale de J. Fabre). La diminution de l'importance de l'épigénie carbonatée dans ce secteur, l'altération et l'érosion, fort importantes au niveau de la surface de rectification quaternaire de la

Hamada du secteur méridional, sont également à mettre en rapport avec l'instabilité de ce secteur.

III - Comparaison géodynamique des formations de l'Eocène continental du Maghreb

1 - En Tunisie

L'Eocène continental a surtout été localisé en Tunisie centrale (Sassi et al., 1984; Abdeljaouad et al., 1984; Abdeljaouad, 1991). Dans sa partie méridionale (bassin de Hachichina-Haidoudi) il est caractérisé à l'Ouest par une sédimentation détritique, continentale de milieu fluviatile, riche en intercalations carbonatées de type encroûtement. A l'Est la sédimentation est évaporitique de type "sebkha".

Cette région est marquée par une période de tectonique distensive (Abdeljaouad, 1983; Rabia, 1984; Zergouni, 1985; Bouaziz, 1986; Abdeljaouad, 1991) qui permet l'installation de bassins en relais de type "bassins entre failles de décrochement" délimités par des failles de directions (NE-SW ou N-S et E-W). Ces bassins sont riches en structures syn-sédimentaires: discordances progressives et bancs en biseaux.

2 - En Algérie

L'Eocène continental y est également détritique et riche en encroûtements carbonatés. Cette époque a été surtout marquée par une tectonique compressive (Ben Salah et al., 1987-1988 et Ben Salah, 1989) ayant entraîné l'installation de bassins intramontagneux de grande dimension qui reçoivent les produits de démantèlement des reliefs avoisinants, comme le Jbel Mekaïdou (Ben Salah et al., 1987). Ces bassins constituent actuellement les Hamadas des Hautes plaines oranaises.

On peut résumer ainsi cette évolution tectonique:

- Au Crétacé terminal une phase de compression N-S engendre des plis latitudinaux à grand rayon de courbure. L'anticlinal de Néfakh (Ben Salah, 1989) en est un exemple.

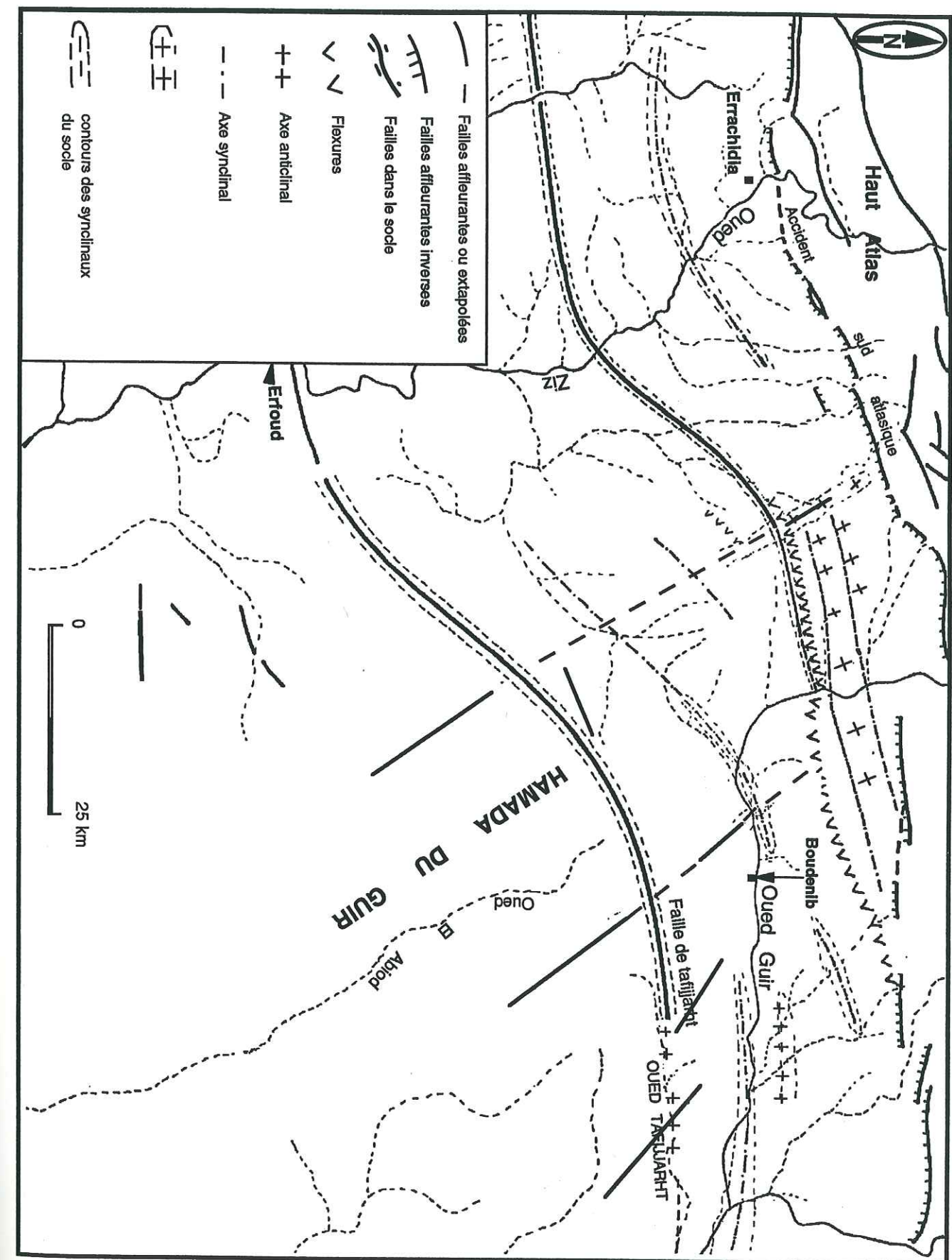


Fig.: 27 - Schéma structural d'après les données de la campagne sismique : 1974-1977

(D'après J.Rabaté, 1974; modifié)

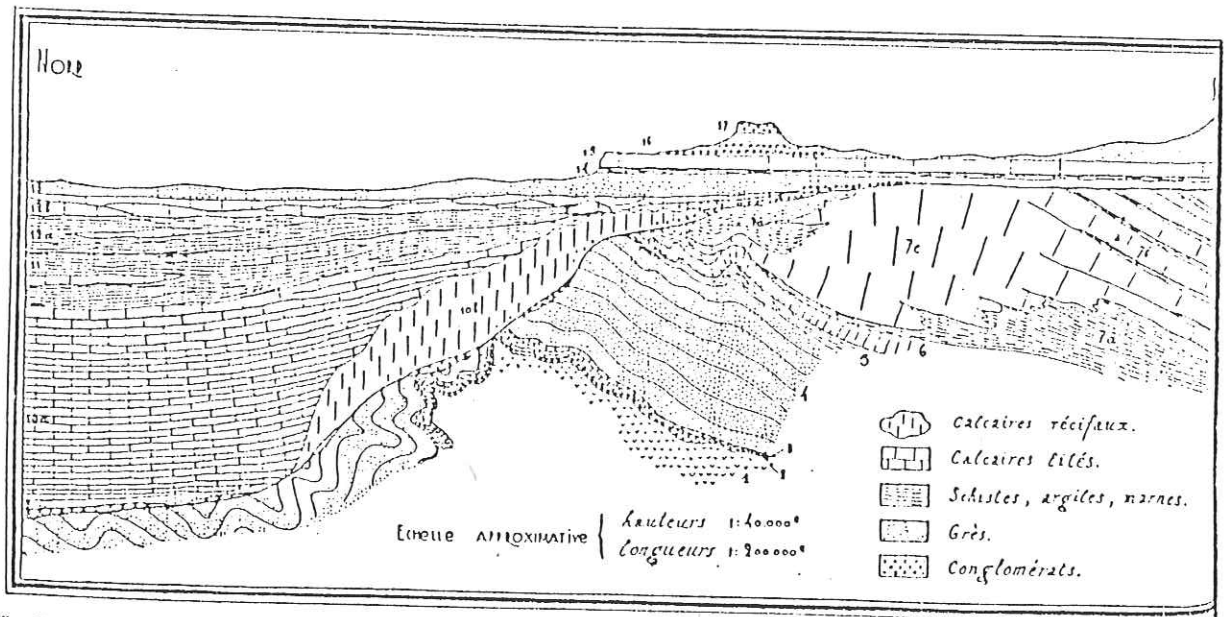


Fig. 28 Schéma stratigraphique du passage de la zone atlasique à la zone saharienne dans les Confins algéro-marocains du Sud.
 1. Roches volcaniques anciennes; 2. Conglomérat de base du Paléozoïque; 3. Calcaires dolomitiques (cambriens?); 4. Grès cambro-ordoviciens; 5. Gothlandien; 6. Dévonien; 7. Carbonifère; a, schistes; b, calcaires lités; c, calcaires récifaux; 8. Roches vertes; 9. Couches rouges de la base du Secondaire; 10. Lias inférieur et moyen; a, calcaires lités; b, calcaires récifaux; 11. Lias supérieur; 12. Mésos-jurassique; a, marnes; b, calcaires oolithiques; 13. Grès anté-cénomaniens; 14. Marnes gypsifères cénomaniennes; 15. Calcaires cénomano-turonien; 16. Couches rouges post-turonien; 17. Conglomérat des chebkhas.

(N. Menchikoff, 1936)

- La phase paroxysmale infra-lutétienne engendre le démantèlement de nombreux reliefs à faciès crétacé et jurassique entraînant la formation de conglomérats grossiers, discordants sur les séries plus anciennes dans la région des Hautes Plaines oranaises (M. Ben Salah et al., 1987; M. Ben Salah, 1989).

- La phase compressive du Lutétien-Bartonien correspond à une série de pulsations tectoniques caractérisées par de nombreux niveaux conglomératiques dans la région de Jbel Mekaidou.

3 - Au Maroc

Les travaux effectués dans la région de Timhadit, située dans le Moyen Atlas qui est une chaîne intra-continentale de type alpin, montrent que les dépôts éocènes se sont effectués dans un contexte de bassins en relais (B. Fedan, 1988; H.-G. Herbig, 1988) semblables à ceux décrits en Tunisie.

- Dans le bassin Ouarzazate-Dadès, Gauthier (1957) décrit une phase tectonique anté-paléocène responsable de la discordance angulaire de l'Eocène marin sur le Crétacé supérieur (Sud de Koudiat Oussem et Est de Tamsoult). Mais ces mouvements furent faibles, marqués par de rares gauchissements que Choubert (1946c) a qualifiés de "phase tectonique embryonnaire de l'orogénèse atlasique".

- Une phase post-lutétienne, exprimée par de faibles plissements sans discordance angulaire ni chevauchement, a été qualifiée par Choubert (1946c) de "première phase pyrénéenne".

- La phase post-Eocène est la plus marquée dans ce secteur et s'exprime par les conglomérats miocènes, discordants sur les séries éocènes.

- Dans son étude sur l'évolution morphologique du Maroc sud-atlasique pendant le Tertiaire, G. Choubert et al. (1970) décrit plusieurs cycles:

- le cycle éo-oligocène
- le cycle oligo-miocène
- le cycle mio-pliocène
- l'évolution post-pliocène.

Chacun de ces cycles est caractérisé par trois phases:

- déformation tectonique,
- érosion,
- comblement "molassique" suivi d'une période lacustre.

Pour G. Choubert, la hamada du Guir est concernée par les deux derniers cycles et l'évolution post-pliocène.

- Au niveau de la Hamada du Sud-Est du Maroc, notre étude biostratigraphique, sédimentologique et cartographique montre que les dépôts tertiaires de cette Hamada résultent d'une érosion active qui attaquait des reliefs nés de mouvements tectoniques attribués aux phases pyrénéennes et atlasiques (E. Laville, 1985; Ben Salah et al., 1988). La mise en place de ces dépôts se faisait sous un régime d'oueds coulant dans le sens Est-Ouest pendant le Sénonien et l'Eocène inférieur puis dans le sens Nord-Sud à partir de l'Eocène moyen apportant alors des conglomérats à galets calcaires (crétacés et jurassiques).

C'est donc dans un contexte cratonique stable que ces masses détritiques construisent alors un système de vaste piémont qui est la Hamada du Guir.

La surface hamadienne présente une morphologie qui paraît uniforme. Elle résulte en réalité d'une rectification, postérieure au dépôt de l'ensemble D, celle-ci résulte d'une altération et d'une érosion favorisées par une légère instabilité tectonique quaternaire (dans le secteur méridional) et d'une karstification de surface (dont les témoins sont les "dayat" ou petits lacs temporaires, fig. 20) et de subsurface (caractérisées par un réseau de canaux de dissolution souterrains, de

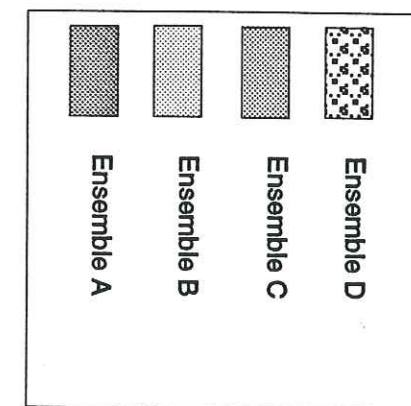
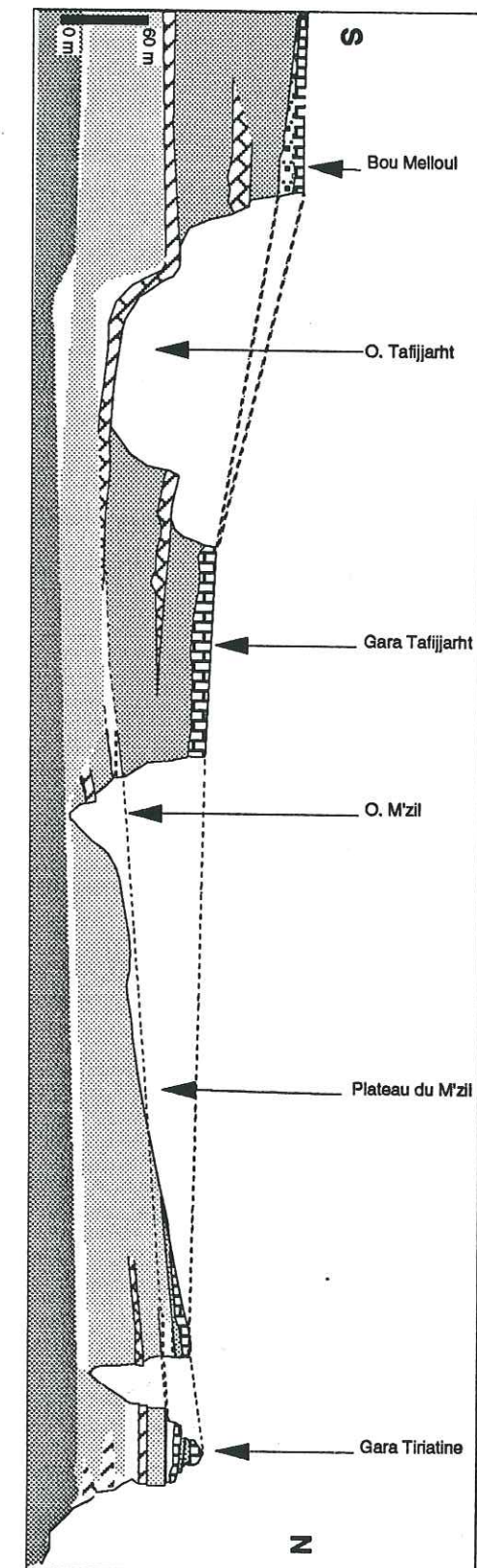


Fig.: 29a - Coupe N-S dans la partie est du secteur septentrional



dimensions métriques, fig. 17). Cette rectification date sans doute des Grands Pluviaux du Quaternaire.

4 - Conclusion

Contrairement aux contextes géodynamiques dans lesquels se sont déposées et structurées les séries continentales détritiques éocènes en Tunisie centrale et dans la région de Timhadit (Moyen Atlas, Maroc) (bassins intra-orogéniques), les dépôts détritiques de l'Eocène continental de la Hamada du Sud-Est du Maroc ont formé un système de piémont de dimension exceptionnelle, dans le contexte particulièrement stable de la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne. Ce système a subi une rectification quaternaire qui conduit à l'unification morphologique de sa surface sommitale (ou Hamada). Cette rectification constitue aussi un piège sur le plan des corrélations stratigraphiques à distance.

Le contexte géodynamique du milieu de dépôt des séries éocènes continentales des Hautes plaines oranaises, représente, par sa situation et son extension géographique, un système intermédiaire entre celui de la Tunisie et de Timhadit d'une part et celui de la Hamada du SE du Maroc d'autre part.

CHAPITRE V

**EPIGENIE, ENCROUTEMENTS
CALCAIRES ET ARGIOGENESE**

EPIGENIE, ENCROUTEMENTS CALCAIRES ET ARGILOGENESE

I - Historique et définitions

L'épigenie et les encroûtements calcaires sont des phénomènes (ou processus) connus depuis fort longtemps dans l'étude de la diagenèse (L. Cayeux, 1897).

1 - Encroûtements liés à la pédogenèse

Il y a quelques années encore, les études étaient surtout orientées et focalisées sur les encroûtements carbonatés de surface ou encore "calcrètes" au sens de Goudie (1973) et sur les processus de leur genèse. Selon H. Paquet et al. (1993), les encroûtements calcaires, quand ils prennent naissance, sont internes au profil d'altération supragène.

* GILE et al. (1966), Ruellan (1967, 1970), Netterberg (1980), Truc et al. (1985) et Paquet et al. (1993), ont défini ainsi la séquence des formes de l'accumulation calcaire: amas friables, granules, nodules, encroûtements nodulaires, encroûtements continus, croûtes et dalles compactes. Les pellicules rubanées étaient souvent distinctes et considérées comme postérieures et discordantes par rapport au reste (Ruellan, 1970). Ruellan (1970) démontre que cette séquence (pl. IV, a), désignée sous le terme d'encroûtement calcaire (s. l.) était d'origine pédologique, depuis les amas et les nodules jusqu'aux croûtes et dalles. Car toutes les transitions existent (Truc et al. , 1985), de bas en haut, dans les coupes et d'amont vers l'aval, dans les profils des versants. Selon TRUC et al. (1985), l'encroûtement calcaire devrait être compris comme un phénomène d'accumulation interne au sol, par migration verticale et latérale de matière, comme c'est le cas pour le cuirassement ferrugineux.

L'accumulation de carbonate (généralement de calcium), graduelle et continue, conduit à des encroûtements et à des dalles qui peuvent contenir jusqu'à 90 à 95% de carbonate de calcium. Cela signifie

que le matériau parental a presque totalement disparu et prouve qu'une concentration de carbonate de calcium a pu se développer, soit si le système pédologique a fonctionné pendant suffisamment longtemps pour entretenir un apport latéral de calcium, soit si le matériau parental contenait des minéraux dont l'altération ou l'hydrolyse puisse libérer du calcium.

* Afin d'expliquer les processus de la genèse des encroûtements internes des profils d'altération, Millot et al., (1977) proposent l'hypothèse d'une "épigénie calcaire", c'est-à-dire du remplacement, à volume constant du matériau parental par la calcite, grâce à des mécanismes géochimiques. Selon Truc et al., (1985), l'épigénie est le remplacement à volume constant d'un minéral ou d'une roche par un minéral ou une roche de composition totalement différente.

2 - Encroûtements liés à la diagenèse de nappe aquifère

Les processus géochimiques qui interviennent dans la mise en place d'un encroûtement carbonaté de diagenèse de nappe (Mann et al., 1979; Triat, 1982; Arakel, 1985; Truc et al., 1985; Rossinsky et al., 1992) sont identiques à ceux liés à la pédogenèse. L'altération sous couverture qui conduit à l'installation d'encroûtement carbonaté, grâce à la circulation de nappes aquifères, obéit à deux paramètres fondamentaux du milieu (Paquet et al., 1993).

a - L'activité pédologique

Dans le cas des roches indurées et des roches à très faible porosité, les solutions circulent grâce aux "discontinuités" telles que joints de schistosité ou de fracturation, microfissures, diaclases,.... Dans la plupart des cas, cela conduit à l'apparition d'une grille qui résulte de l'épigénie calcaire dans les "discontinuités". Cette grille évolue, par épaissement de ses barreaux, du bas vers le haut en un encroûtement continu (pl. V, b) et les polyèdres de cette grille ne présentent aucune figure de déplacement ni de déformation de leur structure. Ce système est semblable à ce qu'ont décrit Millot et al. (1977) dans le S.W. de l'Anti-Atlas (Maroc), M. Y. Mahdoudi (1988) dans les dépôts des séries continentales

jurassiques du Haut Atlas central (Maroc) et S. Abdeljaouad (1991) dans les séries continentales éocènes de la Tunisie centrale.

Dans le cas des roches poreuses, les solutions circulantes pénètrent la roche grâce au réseau de pores et l'installation du carbonate conduit à l'apparition de formes à contours sphériques (amas ou "flammes", granules, nodules, parfois même petites lentilles isolées) qui, peu à peu, s'anastomosent pour constituer un encroûtement continu de dimensions métriques à décimétriques (pl. IV, a et b).

b - Cas de nappe aquifère

Quand la nappe aquifère est sub-affleurante, ses fluctuations dépendent de la perméabilité du sol et de l'alimentation saisonnière soit sous forme de précipitations, soit lors de la fonte des neiges (c'est le cas dominant pour la Hamada du SE marocain, située à proximité du Haut Atlas) en périodes sèches. La charge minérale de l'eau qui circule provoque, comme pour les sols, la dissolution des silicates et la précipitation de carbonates, calcite ou dolomite. L'alternance répétée de périodes humides et de périodes sèches provoque peu à peu l'installation d'un encroûtement massif.

Remarque

L'étude d'un encroûtement carbonaté présente toujours des difficultés. Et distinguer ce qui relève de l'action de nappes phréatiques de ce qui est pédogénétique n'est pas toujours facile, surtout dans le cas des séries anciennes où les deux systèmes présentent souvent plusieurs phases de télescopages liées aux fluctuations de la nappe aquifère et à l'installation des sols. Si les mécanismes géochimiques mis en jeu sont analogues dans les deux cas, des différences dans l'organisation de chaque système peuvent permettre de distinguer la part qui revient à l'un ou l'autre de ces deux mécanismes:

- Dans le cas des encroûtements calcaires liés à des phases de pédogenèse, on observe des organisations pédo-biologiques (traces de racines, terriers, constructions organiques (pl. X, d), fentes de

dessiccation,...), qui se présentent en quantités croissantes en allant vers le haut du profil, avant les dissolutions des carbonates dans les niveaux meubles de surface.

- Dans le cas des encroûtements calcaires liés à la diagenèse de nappe, ces organisations pédo-biologiques font défaut et les figures de remplacement sont uniquement de type minéralogique (Truc et al., 1985; Paquet et al., 1993).

La combinaison de l'étude pétrographique et de l'analyse isotopique (Prikryl et al., 1988) permet de trancher entre encroûtement calcaire d'origine pédologique et encroûtement calcaire de diagenèse de nappe aquifère. Nous menons actuellement des travaux (en collaboration avec l'équipe du Laboratoire de Géochimie de la Surface de Strasbourg: Paquet et Gauthier-Lafaye), qui combinent l'analyse des isotopes stables et la composition isotopique des terres rares Sm-Nd (Samarium-Néodyme); les premiers résultats semblent prometteurs.

II - Caractères de l'épigénie calcaire (H. Paquet et al., 1993)

A la suite de travaux avec des équipes de géologues, pédologues, géomorphologues et géochimistes, Georges Millot mit en évidence les caractères de l'épigénie calcaire, à savoir:

- En climat semi-aride, l'alternance d'épisodes humides et secs conduit à la dissolution des silicates en phase humide et à la cristallisation des carbonates en phase sèche, avec une étape intermédiaire de néogenèse de palygorskite, dans le cas où les roches-mères sont riches en silicates alumino-magnésiens (Paquet, 1983). Cette proposition (Paquet et al., 1993) s'appuie également sur les résultats de la modélisation (Millot et al., 1977, 1978; Aldroubi et al., 1978) et de l'expérience (Halitim et col., 1983): sous l'influence de solutions calco-magnésiennes pendant la phase humide, la dissolution des silicates primaires s'accompagne de néoformation d'un silicate magnésien fibreux qui, dans le milieu naturel, est la palygorskite.

- Les différents travaux concernant les processus de l'épigénie calcaire montrent que celle-ci atteint toutes les roches (Nahon et al., 1975; Millot et al., 1977; Ruellan et al., 1979; Bech et al., 1980; Truc et al., 1985) plutoniques, volcaniques ou sédimentaires, où elle tend vers un statut monométallique (Ca) et monominéral (calcite) dans les calcrètes, bimétallique (Ca.Mg) et monominéral (dolomite) dans les dolocrètes (Millot et Paquet, 1987).

- Ruellan et al., (1979), Millot (1980) et Truc et al. (1985) ont montré que l'épigénie calcaire est un outil de l'altération météorique, auquel peuvent s'associer des actions de nappe phréatique de subsurface (Triat, 1978), qui intervient dans l'aplanissement des paysages. En effet, à la base de la couverture d'altération, cette épigénie change la nature du matériau originel qu'elle remplace mais elle ne modifie ni le volume, ni la structure de ce dernier. Elle n'agit donc pas de façon apparente sur le modelé. Néanmoins, réglée par le niveau hydrique souterrain, elle assure la rectification, occulte et hypodermique, du socle; c'est également le cas des silcrètes pédologiques (Thiry et al., 1988 et Thiry, 1993).

* Deux questions sont longtemps restées posées:

- 1) - l'origine du carbonate;
- 2) - la démonstration géométrique du remplacement en masse, à volume constant, par le calcaire?

III - Source des carbonates de calcium et de magnésium

Différentes tentatives d'explication qui ont été données. Paquet et al., (1993) en donnent un inventaire:

- Dans le cas de l'installation d'un encroûtement calcaire sur des roches mères calcaires, dolomitiques ou marneuses, il est évident que le calcium provient, pour tout ou partie, de ces roches.

- Dans le cas où on n'observe aucune relation entre l'épaisseur et la teneur en calcite de l'encroûtement et la teneur en calcium de la roche initiale ou du niveau qui coiffe le profil, il est évident qu'il faut chercher une source de calcium extérieure au profil d'altération; c'est le cas des calcrètes développés sur roches silicatées des séries détritiques tertiaires de la Hamada du SE du Maroc. Si les reliefs environnants sont carbonatés (c'est aussi le cas de notre terrain d'étude, avec les reliefs du Haut Atlas jurassico-crétacé et ceux de l'Atlas saharien algérien, situés à proximité, au Nord et au Nord-Est), ils livrent le calcium permettant la formation de l'encroûtement, soit en solution par le biais des transferts à courte ou longue distance grâce à la porosité de la roche hôte et aux circulations des solutions qui se font dans le sol (Nahon, 1991), soit sous forme particulaire et, dans ce cas, ce sont les éboulis, les colluvions et les alluvions (Milot et al., 1977). Par contre, s'il n'y a pas de relief carbonaté dans les parages, la seule source de calcium envisageable est à rechercher dans les apports par les agents atmosphériques. De nombreux travaux ont montré le rôle joué par les accumulations de poussières éoliennes dans la formation des calcrètes des zones semi-arides et arides: on peut citer en particulier les travaux effectués aux Etats-Unis par Brown (1956), Gile et al. (1966), Reeves (1970), Gardner (1972), Gile et al. (1972), Machette (1985) et Schlesinger (1978) ou en Australie par Jessup (1961), Jessup et al. (1971), et Milnes (1992) ou encore ceux faits sur des sols d'Afrique du Nord par Coque (1962), Milot et al. (1977). De nombreux travaux ont été par ailleurs réalisés dans d'autres régions du monde. Ainsi, Chadwick et al. (1990) puis Mc Fadden et al. (1991) ont mis en évidence la relation qui existe entre le taux d'apports éoliens et le développement de l'encroûtement carbonaté.

En ce qui concerne le cas des pellicules rubannées sur des talus ou falaises côtières, Morelli et al., (1971), James (1972) et Oliva (1974) considèrent que du calcium peut aussi être apporté par les embruns.

Actuellement les recherches s'orientent vers la détermination du milieu d'origine des carbonates grâce à la maîtrise des méthodes analytiques des isotopes: comme la valeur du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est caractéristique de chaque type de roche, l'établissement de ce rapport dans les globules calcaires de l'encroûtement donne des indications assez précises sur la provenance du calcium (Nahon, 1991). Celle du rapport

$^{18}\text{O}/^{13}\text{C}$ fournit également des résultats très intéressants sur le milieu d'origine des carbonates (Mahdoudi, 1988; Abdeljaouad, 1991).

IV - Démonstration géométrique du remplacement en masse, à volume constant, par le calcaire

1 - Etudes des coupes

Quatre coupes ont été sélectionnées, parmi les vingt-six coupes levées, pour préciser l'identification, la situation et la répartition des différents faciès et microfaciès des encroûtements carbonatés rencontrés au niveau des affleurements tertiaires de la Hamada.

a - Les coupes du secteur septentrional (fig. 30; 31; 32; 33; 34 et 35)

a - 1) Coupe de la Gara de Tiriatine (fig. 3, n° 1 et fig. 30)

a - 1 - 1) macrofaciès:

Ensemble B

niveau 10-20 m - Silts et argiles rouges, riches en "flammas" vertes et blanches vers le sommet. Ces "flammas" sont l'équivalent des "nodules farineux" de J. H. Durand (1953, 1959), des "soft nodules" de Gile (1961), des "taches calcaires" de Wilbert (1962), des "concentrations of soft powdery lime" de la classification américaine (U.S.D.A., 1960, 1967), ou des "amas friables" de A. Ruellan (1970). La multiplication des flammes blanches, qui fusionnent vers le haut, donne une couleur blanchâtre homogène. Elle est accompagnée par l'apparition de granules carbonatés centimétriques définis par A. Ruellan (1970) comme étant des "amas durs", dont la partie centrale est rouge à rose, parfois en structure septariale, riches en illite et en grains de quartz. Ces granules sont parcourus individuellement de nombreuses petites fentes courbes, remplies de carbonate. La minéralogie des argiles est dominée, à la base par la palygorskite (80%) et la smectite, vers le haut par l'illite, la palygorskite, de la smectite et l'interstratifié illite/smectite.

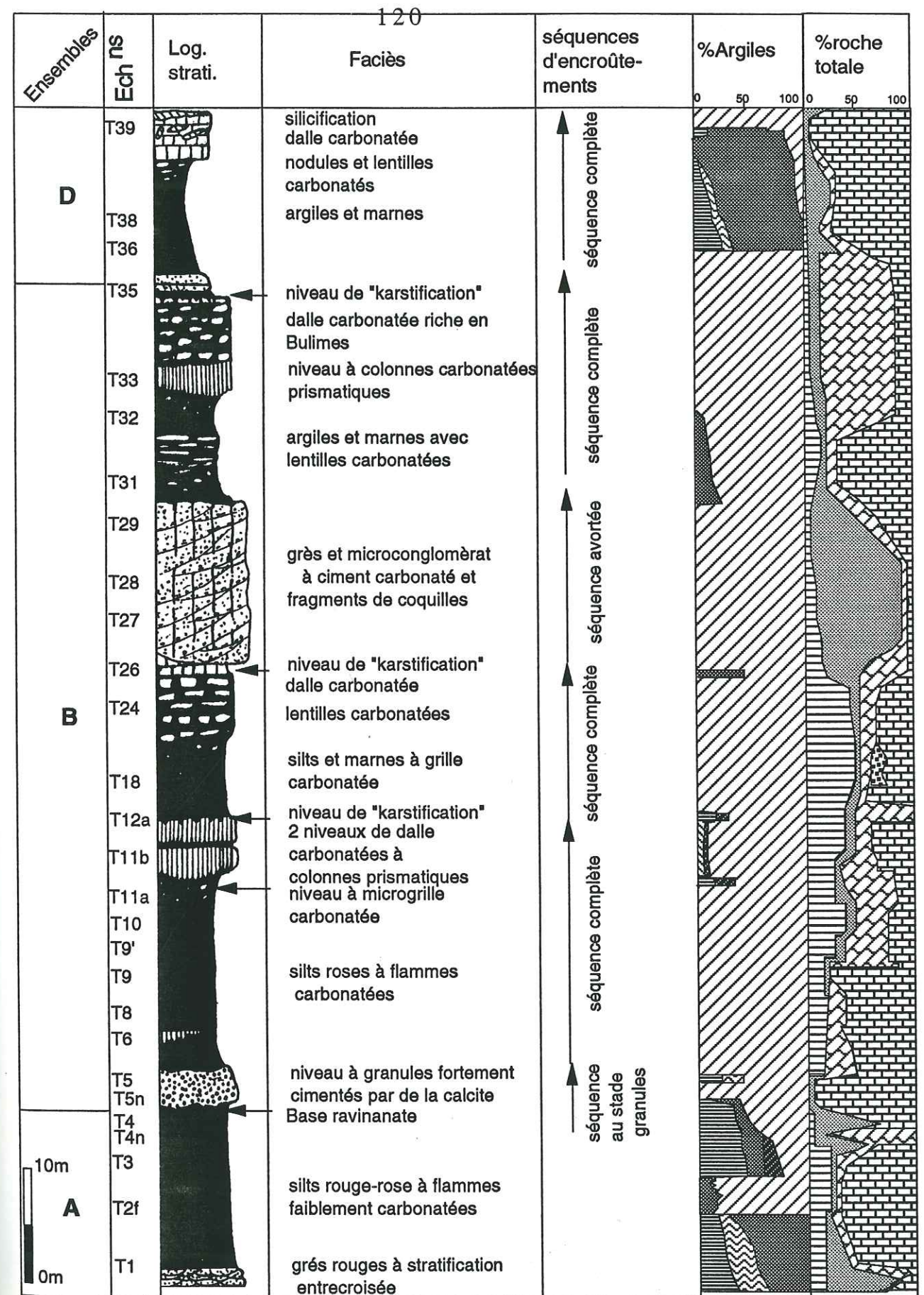
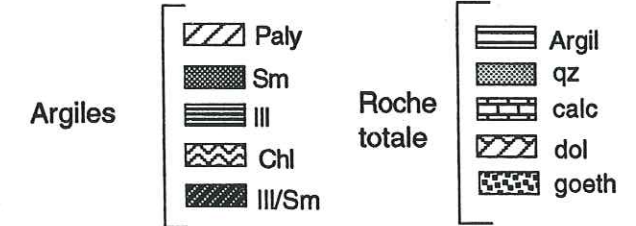


Fig.: 30 - Gara Tlriatline: faciès, séquences d'encroûtements et minéralogie



niveau 20-22 m - C'est un niveau ravinant, constitué dans sa quasi-totalité de granules carbonatés de la taille du centimètre, en amas et fortement consolidés par un ciment purement calcitique. Ces granules sont parcourus par de petites fentes courbes à remplissage carbonaté. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite avec de l'illite et de l'interstratifié illite/smectite en traces. Localement, vers le sommet de ce niveau, nous avons d'importantes concentrations d'illite et de chlorite.

niveau 22-24 m - Le premier mètre correspond à des silts roses à flammes vertes et blanches. Ces silts sont affectés par une dolomitisation suivie d'une calcitisation diffuse. Puis on assiste à un enrichissement croissant en granules et nodules carbonatés qui flottent dans des marnes rose-blanchâtre. Localement les nodules s'organisent verticalement en colonnes ou "piliers" (pl. V, a). Les proportions argileuses sont dominées de la base au sommet par la palygorskite, accompagnée d'interstratifié illite/smectite en traces.

niveau 24-25 m - Niveau carbonaté lenticulaire qui affleure sous forme de dalle à colonnes prismatiques. Sa base montre une structure en microgrille calcitique. Le système de mailles de cette grille est d'abord lâche, à la base, avec un "remplissage" silteux de couleur rose. Au dessus, le volume du polyèdre se transforme progressivement en argiles vertes constituées de 100% de palygorskite. Le carbonate est formé de dolomite et de calcite. Le tout évolue en une dalle compacte, qui peut atteindre un mètre d'épaisseur, sans déplacement de matière ni changement de volume. Le "système colonnes" est le résultat d'actions climatiques (altération) récentes. Par contre, la prismation a été guidée par l'emplacement d'un ancien réseau de dessiccation anté-carbonatation (anté-épigénie). Cette dalle est parcourue par un dense système de fentes planaires millimétriques remplies de calcite de recristallisation secondaire. La surface sommitale de ce niveau est parcourue d'un réseau de fentes mineures, pluridirectionnelles et anastomosées qui lui donne un aspect colonnaire.

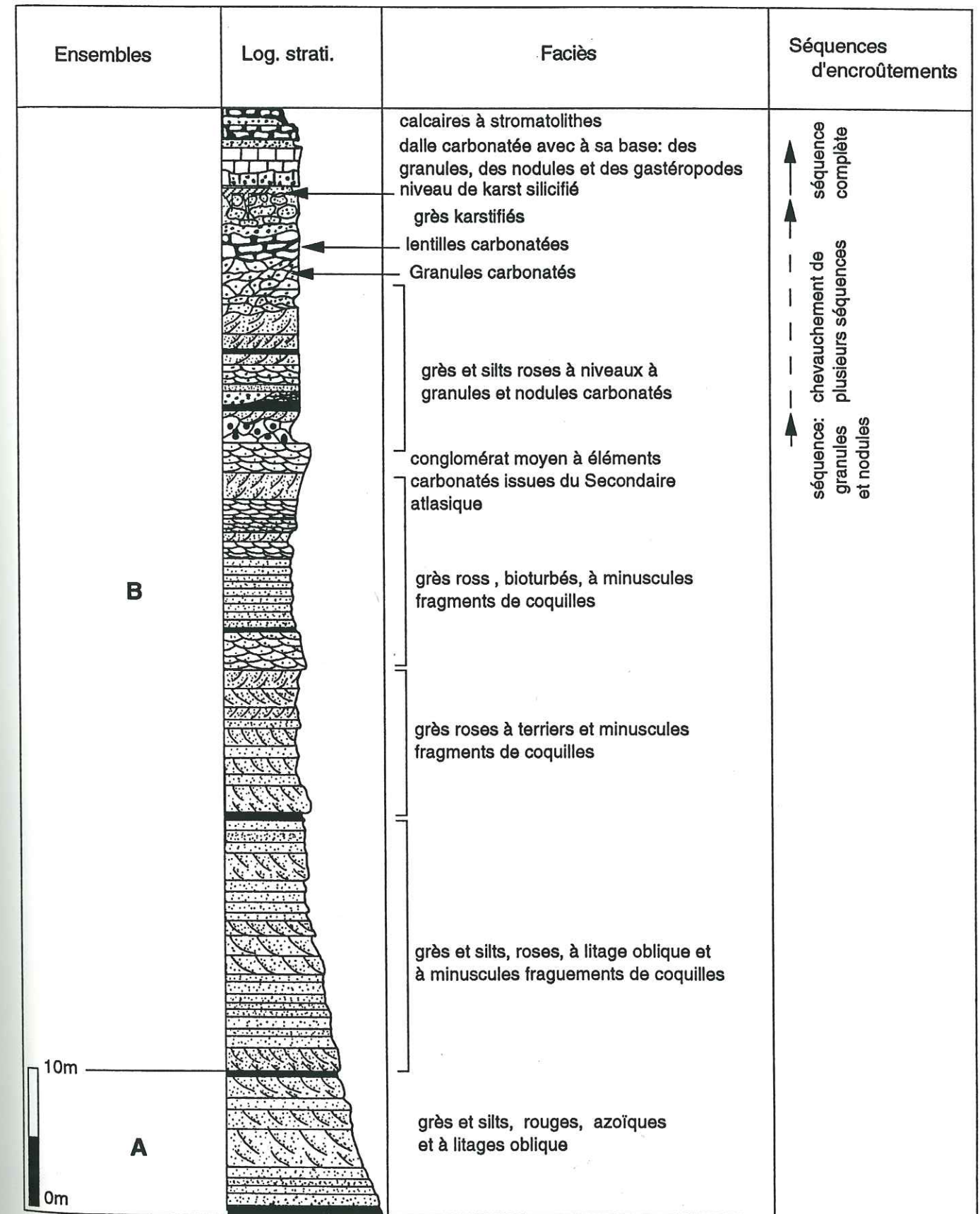


Fig.: 31- Gara Oulad All: faciès, séquences d'encroûtements et minéralogie

niveau 25-35 m - Silts rouge-saumon, riches en flammes verdâtres et blanchâtres. La couleur blanche se généralise vers le haut avec l'apparition de granules et de nodules carbonatés qui sont probablement liés à des sursaturations locales en carbonates résultant de la présence d'une nappe aquifère dont les solutions sont riches en Ca et Mg. Ces granules et nodules sont blancs et constitués à 95% de carbonate dans lequel flottent quelques grains de quartz fortement corrodés avec, parfois, une petite croûte de couleur grise à noire, riche en oxydes de fer. La palygorskite constitue 100% du matériel argileux de la fraction fine.

niveau 35-39 m - La base de ce niveau débute par une zone à structure en grille qui évolue, de la même manière que précédemment, en dalle carbonatée massive, d'une épaisseur de quatre-vingt-dix centimètres. Cette dalle présente à l'affleurement une structure en colonnes prismatiques identiques au système décrit dans le niveau "24-25m". Une coupe transversale dans une colonne montre une partie axiale de couleur rouge à rose pâle, avec une allure septariale riche en grains de quartz et en illite. Dans les zones périphériques de la colonne le nombre des grains de quartz est très réduit et ceux qui subsistent sont profondément affectés par des golfes de corrosion; la palygorskite peut constituer jusqu'à 100% de la fraction argileuse (fig. 30). Une coupe faite dans le sens longitudinal montre une multitude de fentes horizontales remplies de calcite.

niveau 39-39.5 m - Silts roses fortement consolidés par un ciment calcaire de nature dolomitique. La palygorskite constitue 100% du matériel argileux de la fraction fine.

niveau 39.5-42 m - Barre carbonatée, identique morphologiquement et faciologiquement à la première. Cette dalle est parcourue, à partir de son toit, par un système de tubules calcitiques à section radiaire qui résultent d'une "karstification" sous couverture (type Chambi en Tunisie, comm. orale de G. Truc). Ceci prouve que la karstification est postérieure à l'épigénie (carbonatation) qu'elle recoupe. Cette "karstification"

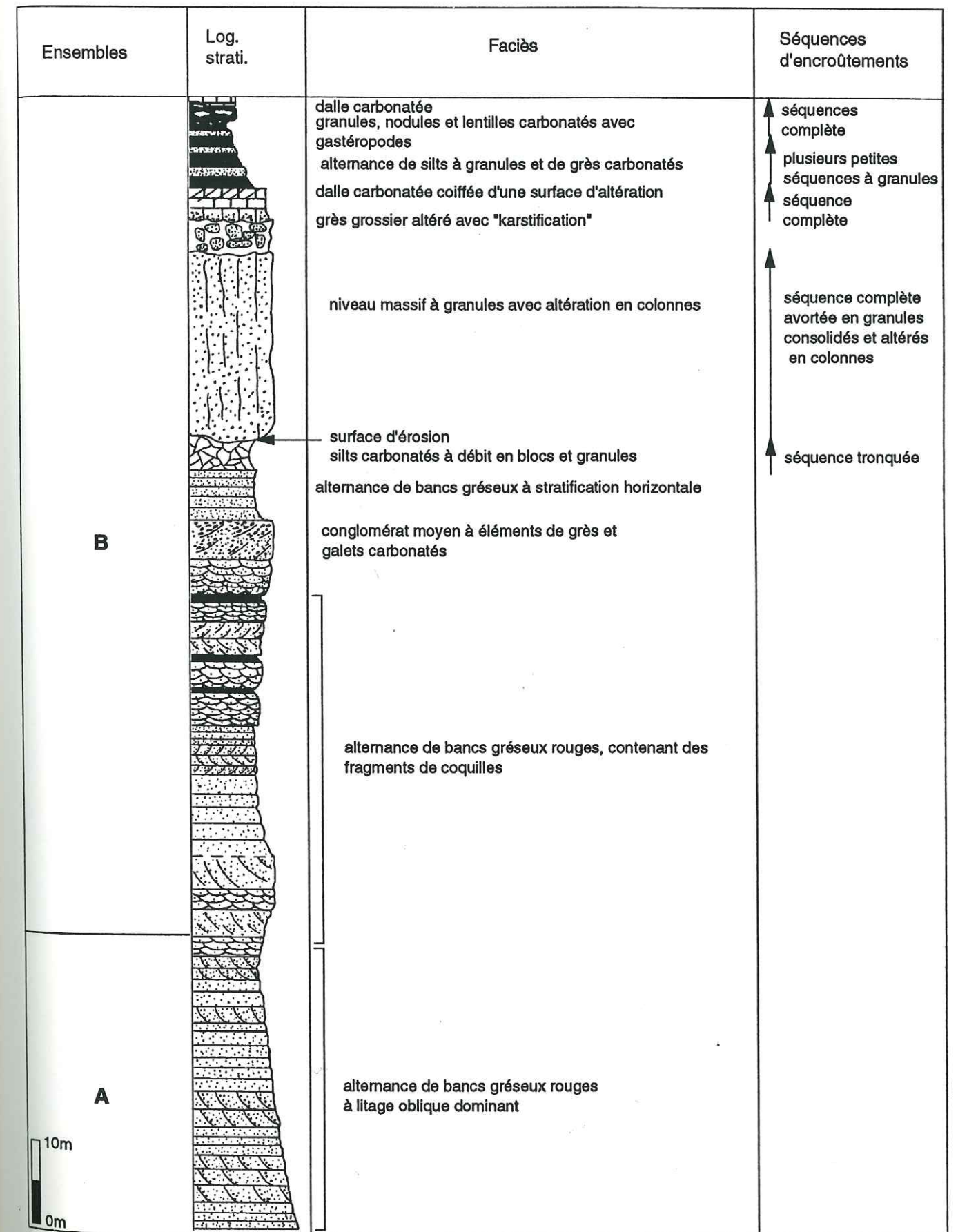


Fig.: 32 - Coupe du kreb sud d'Oulad Ali: faciès et séquences d'encroûtements

correspond à la première surface d'altération (fig. 30). L'argile est constituée par 100% de palygorskite.

niveau 42-50 m - Ce sont des silts rouges marmorisés qui évoluent rapidement vers le haut en un pseudo-conglomérat bréchiqque constitué de granules, de nodules et de lentilles en forme de "poissons" carbonatés qui flottent dans les silts rouge-rosé fortement marmorisés, avec des niveaux à microgrille. Les lentilles carbonatées peuvent être très riches en reliques rouges ou roses, parfois même en argiles ou marnes blanches dont la fraction argileuse est constituée par 100% de palygorskite. Le tout évolue, de manière soit progressive soit brutale, en une dalle carbonatée massive qui comporte encore, localement, de rares reliques roses du sédiment parental, ce qui démontre bien l'irrégularité de l'épigénie ultime: c'est la séquence d'encroûtement telle qu'elle a été décrite précédemment. Le sommet de cette dalle présente des structures de polyphasage dolomite - calcite - silice complexes (pl. X, c) et les niveaux de sa surface, qui n'ont pas été affectés par le ravinement sus-jacent, montrent l'existence d'un "cryptokarst" riche en smectite (fig. 30). Cette dalle a été attribuée par Hindermeyer (1950) et Lavocat (1954) à un dépôt lacustre. La palygorskite constitue 100% du matériel argileux de la fraction fine.

niveau 50-58 m - Ensemble grés-conglomératique, localement ravinant. Le ciment est carbonaté à dominance calcitique de type sparite palissadique. L'ensemble se présente en une dalle massive, riche en fragments de coquilles de gastéropodes, totalement recristallisés mais leur structure est bien conservée. A l'affleurement cette dalle présente une structuration en colonnes verticales dont le diamètre peut atteindre plusieurs décimètres, séparées par des gouttières dont les parois sont façonnées par l'érosion. Cette structuration en colonnes est le résultat de l'action actuelle des agents météoriques.

niveau 58-70 m - Ensemble marno-argileux de couleur blanc-verdâtre contenant à sa base des lentilles carbonatées à dominance calcitique, de taille décimétrique qui donnent à ce niveau un aspect de "pseudo-dalle". Au milieu, les lentilles et les nodules deviennent décimétriques et se présentent soit dispersés dans la masse marneuse soit alignés verticalement en "pseudo colonnes" ou "piliers", semblables à ce qui fut décrit dans le Trias français de l'Ardèche (F. L. Spy-Anderson, 1980 et 1981), dans la formation trois (F3) du Permo-Trias du Haut Atlas Central marocain (M. El youssi, 1986), dans les séries rouges du Jurassique du Haut Atlas Central marocain (M. L. Mahdoudi, 1988), dans la série de l'Eocène continental du Jbel Chambi en Tunisie (S. Abdeljaouad, 1991) et dans l'Eocène continental du Djebel El Kohol en Algérie (M. Ben Salah, 1989). Ces nodules et lentilles se présentent parfois aussi en amas qui constituent des niveaux bréchiques. Le reste est constitué de marnes blanches dans lesquelles flottent quelques granules et nodules carbonatés, centimétriques à décimétriques. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite avec parfois des traces de smectite et de l'interstratifié illite-smectite. Ces piliers et amas de nodules fusionnent vers le haut et le tout évolue en une "dalle" carbonatée (pl. V, a) de couleur blanche constituée de lentilles décimétriques à métriques qui peuvent fusionner latéralement et donner des "bancs" d'extension latérale métrique à décimétrique. Cette "dalle" présente localement, sur quelques mètres, des niveaux à colonnettes semblables à ce qui a été observé et décrit plus bas dans la série. Sa base montre un contact irrégulier et sa surface sommitale est affectée d'un "cryptokarst" dont les gouttières sont remplies par le sédiment sus-jacent: c'est la deuxième surface d'altération. Les argiles sont dominées par la palygorskite avec des traces de smectite.

niveau 70-71 m - Dépôt silto-gréseux contenant des fragments de remaniement du niveau sous-jacent, des granules et des cailloutis. Cet ensemble est riche en coquilles entières, recristallisées et bien conservées, de *Romanella*. L'épigénie carbonatée est à un stade très poussé, caractérisée d'abord par la dolomite puis par de la calcite polyphasée (pl. VII, a) concentrée au niveau des nombreuses fentes qui donnent un aspect zébré au niveau des cassures fraîches de la roche. La minéralogie

des argiles est constituée par 100% de palygorskite; celle des carbonates est faite de dolomie et de calcite.

Ensemble C

niveau 72.5-82.5 m - Niveau d'abord marneux de couleur rose, marmorisé à la base, puis vert-clair et enfin blanc à son sommet. La minéralogie des carbonates est constituée de calcite et des reliques de dolomite; les argiles sont formées, à la base, par la smectite avec de l'illite et des traces de chlorite; puis la palygorskite prend le relais avec l'apparition des nodules carbonatés. La série se termine par une dalle carbonatée (à 100% de calcite) parcourue par un intense réseau de fentes pluridirectionnelles (pl. VIII, a et b) affectées par un remplissage calcitique ou siliceux. Cette dalle est massive et très recristallisée. Sa base est irrégulière: elle correspond à l'apparition de nodules centimétriques et de lentilles carbonatées décimétriques. Cette dalle montre un polyphasage de recristallisations calcitiques très poussées, dont le sommet est repris par une silicification de type pédogénétique (cf. chap. silicifications). On remarque également, au niveau des cassures fraîches, l'existence de reliques roses qui témoignent de la couleur rouge du sédiment initial. La partie sommitale de cette dalle montre, localement, l'installation d'un silcrète riche en oxydes de fer, de manganèse et de titane; à ce niveau la palygorskite constitue 100% de la fraction argileuse. Ce niveau constitue également une séquence complète d'encroûtement (fig. 30).

a - 1- 2) microfaciès

Cette étude porte sur l'examen de 60 lames minces choisies dans la coupe à différents niveaux sains ou affectés par l'épigénie. Chaque lame a été faite en double exemplaire: une lame couverte et une non couverte et traitée à l'alizarine pour l'identification du carbonate (calcite ou dolomite).

* Microfaciès des niveaux à granules :

- le 1er niveau à granules (20-22 m):

- La nature du sédiment parental est un silt de couleur rouge (pl. VII, a).

- Une première phase calcitique se présente sous forme d'une micrite en nuage qui a imbibé tout le sédiment parental in situ car elle ne déborde pas sur les contours de chaque granule.

- Les grains de quartz sont faiblement corrodés.

- Des fentes courbes et dendriformes, limitées aux granules et remplies par de la microsparite ou de la sparite recourent la première phase micritique.

- Dans les espaces intergranules et sur les contours des granules on note l'absence de grains de quartz ou d'autres éléments détritiques qui pourraient appartenir au sédiment parental. Cet espace intergranules est totalement occupé par une troisième phase calcitique postérieure au remaniement et du sédiment parental car cette phase carbonatée prend en écharpe toutes les structures antérieures et constitue un ciment intergranulaire.

- Les grains de quartz qui se trouvent à la périphérie de certains granules et qui sont en contact direct avec la troisième phase (calcitique) présentent un degré de corrosion plus important que chez ceux situés à l'intérieur des granules.

On peut donc conclure que ces granules résultent d'un remaniement d'un ancien sol et qu'ils ont été transportés puis redéposés dans un milieu affecté ensuite d'une carbonatation (3ème phase) née au sein d'une nappe aquifère riche en solutions carbonatées.

Ce type de granules remaniés a été observé également dans la coupe du Krib Sud Gara Oulad Ali (fig. 3, n° 4) où son contact basal ravine et remanie l'ensemble sous-jacent.

- Dans tous les autres niveaux à granules (22-24 m, 25-35 m, 42-50 m, 58-70 m et 70-71 m) l'analyse microscopique révèle l'existence de processus épigéniques pratiquement identiques, à des degrés plus ou moins importants pour chacune des différentes phases qu'on peut résumer ainsi:

- Le sédiment initial, silteux ou silto-argileux, de couleur rouge. Il est structuré en granules sub-sphériques. L'espace intergranules contient également des grains de quartz éclatés et des plages du sédiment parental, à contours irréguliers, intensément affectés par l'épigénie.

- La première phase d'épigénie est dolomicritique dans les niveaux argileux fins et dolosparitique dans les niveaux silteux contenant des grains de quartz dispersés et craquelés de taille inférieure 200 µm. Les rhomboèdres dolomitiques sont zonés avec un noyau riche en oxyde de fer. Cette phase est diffuse et affecte tout le sédiment parental.

- La deuxième phase est calcitique, limitée aux vides et aux microfentes (verticales, horizontales et courbes) et se présente sous forme d'une sparite palissadique. En certains endroits, les fentes débordent largement sur les granules et présentent une continuité entre certains granules, critère démonstratif de leur apparition après l'individualisation des granules et aussi de l'immobilité des granules après leur individualisation.

- La troisième phase est calcitique (localement dolomitique), sous forme de microsparite, et prend en écharpe toutes les autres structures.

* Microfaciès des niveaux à nodules:

L'étude de plusieurs lames minces faites dans des nodules provenant des différents niveaux de la coupe (22-24 m, 42-50 m, 58-70 m et 72,5-82,5 m) montre que chaque nodule est constitué de plus de 95% de carbonate à dominance micritique avec, parfois, des modifications qui apparaissent dans l'ordre chronologique des phases carbonatées. On note

également que les fentes et les vides sont peu fréquents au niveau des nodules ce qui confirme l'hypothèse de leur formation grâce aux accumulations de solutions carbonatées dans des vides préexistants du sédiment parental. Ces nodules sont souvent enveloppés d'argile blanche faiblement carbonatée qui contient de grandes quantités de palygorskite.(70 à 100%).

* Microfaciès des niveaux de dalles carbonatées:

L'étude a été menée dans les différents horizons de chaque niveau à dalles carbonatées (35-39 m, 39,5-42 m, 42-50 m, 58-70, 72,5-82,5 m).- La base des niveaux (35-39 m) et (42-50 m) présente une structure en grille particulièrement intéressante: le fond de la roche, d'origine silto-argileuse rouge, est irrégulièrement dolomitisé (pl. XI, a). Les rhomboèdres, de taille microsparitique, sont zonés; et les zones sont soulignées par des impuretés, comme des oxydes de fer. Certains endroits de la lame présentent une cristallisation d'une deuxième phase dolosparitique grossière en mosaïque. L'épigénie se manifeste par la raréfaction de la fraction fine (argiles) et la présence de golfes de corrosion dans les grains de quartz qui sont en contact direct avec le carbonate (pl. IX, c).

Ces phases de dolomitisation sont relayées par un front de calcitisation, dont les points de départ se situent au niveau des espaces qui limitent les polyèdres; ce front progresse dans le fond de la roche sans déplacement de matière ni modification de volume. Il envahit les vides (fentes, fissures, ...) en présentant une texture sparitique puis attaque la phase matricielle dolomitique. On assiste alors à une dédolomitisation partielle ou totale de la roche. Les rhomboèdres de dolomite sont partiellement corrodés ou disparaissent totalement. Et dans ce dernier cas, ils ne subsistent que par leur fantômes souvent soulignés par les impuretés de leur zonage et de leur noyau. Les quelques grains de quartz qui subsistent sont fortement corrodés par des carbonates se présentant sous forme d'une auréole de rhomboèdres de calcite sparitique claire. On assiste ainsi à l'installation progressive d'une calcite monocristalline à caractères pétrographiques remarquablement homogènes. Lorsque la

calcitisation est très poussée (cas du niveau 42-50 m), elle fait disparaître totalement les empreintes de la roche encaissante postérieurement dolomitisée.

Discussion

Pendant une période humide une nappe aquifère, riche en Ca et Mg (issus des formations carbonatées du Haut Atlas environnant) en solution, circule dans le sédiment parental, silto-argileux. Cette circulation de la nappe se fait grâce à l'existence de vides (porosité, microfissures,...) dans le sédiment. Puis arrive une période sèche de longue durée. Elle provoque une forte évaporation qui conduit à une sursaturation du milieu en carbonate et une attaque des silicates du sédiment parental, et une précipitation du carbonate. L'assèchement ou l'abaissement du niveau de la nappe conduit à l'apparition d'une fine dessiccation au sein du sédiment.

Nous assistons ainsi à des processus de dissolution-re cristallisation avec précipitation des premiers précurseurs de la carbonatation et l'apparition d'une structure en mosaïque au sein du sédiment parental. Une deuxième période humide favorise la remise en place de nappe aquifère chargée en carbonates qui circule facilement dans les microfentes résultant de la dessiccation. Cela conduit dans ce même sédiment, à l'installation de la deuxième phase carbonatée (1ère phase calcitique) qui va modeler les contours des polyèdres de la mosaïque, entraînant ainsi l'individualisation de la structure en granules puis éventuellement l'apparition de nodules dans les vides avec la réduction du pourcentage des éléments détritiques et l'augmentation de la teneur en carbonate. La troisième phase accentue encore le processus épigénique entamé par les phases précédentes. Ce polyphasage (Pl. , phot.) peut se répéter plusieurs fois, jusqu'à la réalisation d'une dalle carbonatée homogène. Cette dalle peut aussi se former par l'action d'une seule nappe permanente (dans un sédiment parental à grande porosité) et régulièrement alimentée en solutions riches en Ca et en Mg sans passer par le stade granule.

- Etude détaillée des dalles:

La première dalle (35-39 m) présente les mêmes phases que celles décrites dans les niveaux à grilles, avec une carbonatation de 90% à l'exception de quelques reliques du sédiment initial qui témoignent ainsi de leur origine (pl. IX, b).

Les dalles des niveaux (39,5-42 m) et (42-50 m) présentent le même nombre de phases de carbonatation et dans le même ordre chronologique que ce qui a été décrit au niveau des grilles; mais on note, en plus, dans des échantillons qui ont été prélevés dans la partie sommitale de ces deux dalles, la présence de figures pédogénitiques telles que des traces de racines, des striotubules "en verre de montre", des microcodiums remaniés et des niveaux à marbrures colonnaires semblables à celles décrites par J. C. Plaziat (1984) dans des paléo-pseudogley. Ce niveau sommital est également caractérisé par l'apparition de la smectite (fig. 30) qui prend le relais de la palygorskite.

Dans la dalle du niveau (42-50 m) nous avons noté une quatrième phase d'épigénie, de nature siliceuse et de type nappe aquifère (voir paragraphe: silicifications) et, localement, une cinquième phase (de nature calcitique) qui s'exprime par une micrite qui épigénise tout ce qui précède, à savoir les reliques du sédiment parental, les différentes phases carbonatées et la phase siliceuse (pl. XI, b).

La dalle du niveau (58-70 m) est caractérisée par l'importance de la première phase (dolomitique) qui s'exprime par une dolosparite dont les rhomboèdres ont un nucléus ocre-foncé riche en oxydes. La deuxième phase (calcitique) est micritique et s'exprime par une attaque des rhomboèdres de la dolomite à partir de leur nucléus. Ce phénomène est détecté dans les lames colorées. La troisième phase (2ème phase calcitique) est exprimée par une sparite en plages qui obturent des fissures postérieures à la deuxième phase de carbonatation.

La dalle du niveau (72,5-82,5 m) montre des rhomboèdres dolomitiques de la première phase de carbonatation réduits à l'état de fantômes. On les reconnaît par les impuretés de leur zonage. La deuxième phase de carbonatation est calcitique de type sparite, localisée dans les fentes et les vides de la roche. La troisième phase de carbonatation est

calcitique et s'exprime par une micrite généralisée qui recoupe et épigénise toutes les anciennes structures. Le sédiment parental n'est plus représenté que par de rares taches de couleur ocre et quelques îlots d'oxydes de fer. Une quatrième phase, mais cette fois siliceuse sous forme de calcédoine, se développe, à partir de microfentes, aux dépens des autres phases carbonatées en les épigénisant progressivement et sans préférence particulière.

a - 2) Coupe de Bou Melloul (fig. 31)

a - 2- 1) macrofaciès:

Ensemble B

niveau 3-12.50 m - C'est un niveau silteux marmorisé, dont plus de la moitié inférieure est riche en granules silto-carbonatés. Sa surface basale est irrégulière. Le reste est plutôt argilo-marneux, de couleur d'abord rose puis marmorisée et enfin blanche au sommet.

L'horizon blanc contient quelques nodules gris de nature carbonatée. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite, avec des traces d'illite et de chlorite à la base. Au sommet, la palygorskite est accompagnée de quelques traces de l'interstratifié illite-smectite.

niveau 12.50-18.50 m - Il débute par un horizon à nodules centimétriques et lentilles décimétriques de couleur gris-blanchâtre empilés les uns sur les autres. Il en résulte des structures, en "piliers", frustes et discontinues. Plus haut, les "piliers" deviennent jointifs et s'organisent en une dalle carbonatée, de couleur blanche, plus au moins massive, parcourue de fentes planaires millimétriques remplies de calcite de recristallisation secondaire. Les cassures fraîches montrent des reliques du sédiment parental, silteux rouge (pl. VIII, b). La surface sommitale de cette dalle est occupée par un "cryptokarst" qui souligne la présence d'une paléo-surface d'altération. Toute la surface affleurante est parcourue par un réseau de gouttières d'altération.

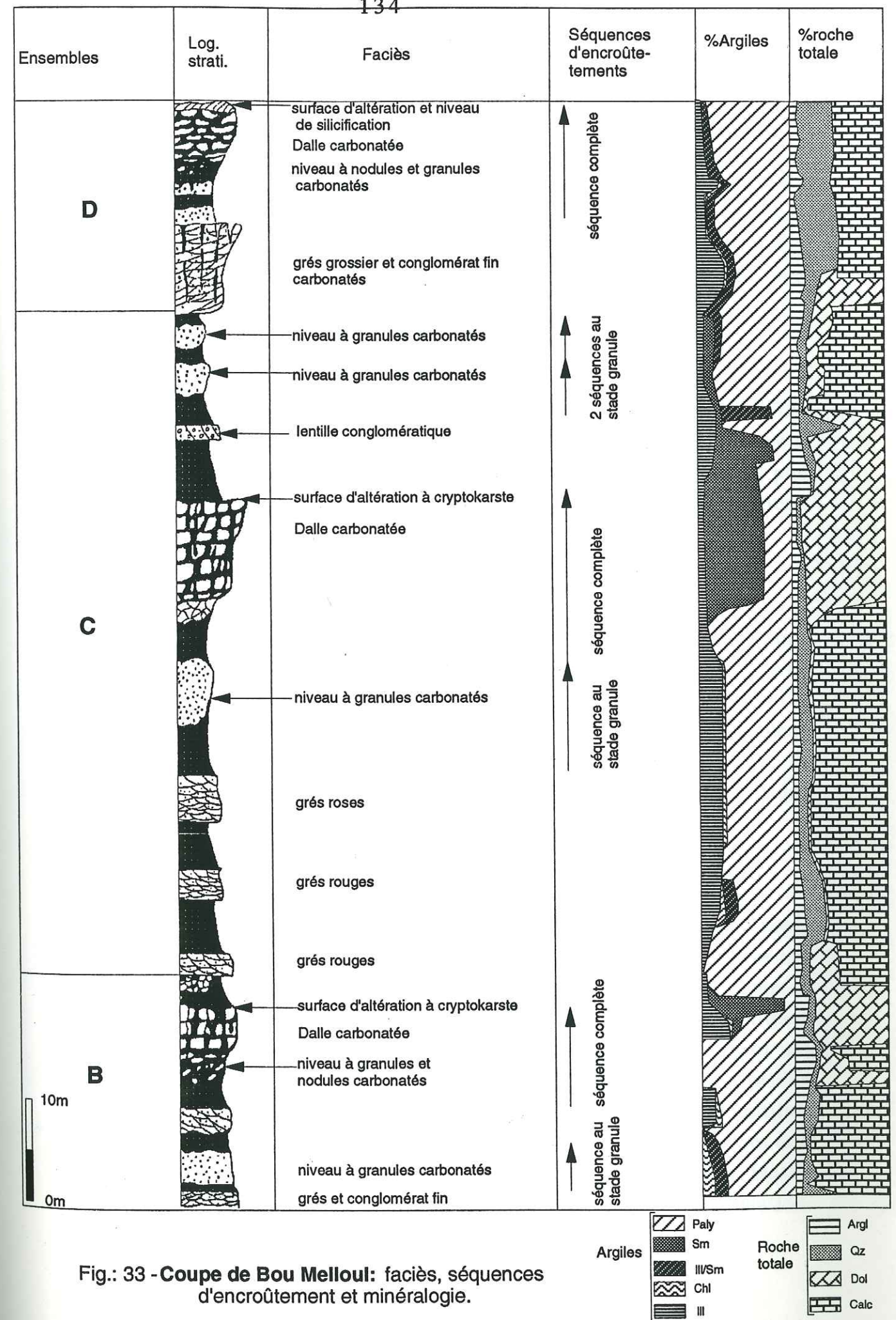


Fig.: 33 - Coupe de Bou Melloul: faciès, séquences d'encroûtement et minéralogie.

Ensemble C

niveau 46-51m - Ce sont des silts rouges à roses, riches en granules, qui disparaissent progressivement vers l'Ouest. Leur composition minéralogique en argiles est faiblement dominée par la palygorskite à laquelle s'associent de l'illite et de la chlorite en traces, celle des carbonates est dominée par la calcite avec des reliques d'une phase dolomitique primaire localisée au niveau des granules.

niveau 51-58 m - C'est un niveau silteux à granules roses silto-carbonatés, de taille centimétrique et de forme sub-arrondie. Cet ensemble est faiblement consolidé et se débite facilement. Les granules ne sont pas jointifs et flottent dans des plages d'argile gris-verdâtre faiblement carbonatées faite de 100% de palygorskite.

niveau 58-65 m - Ce sont des silts roses, riches en carbonates de nature calcitique. La partie médiane est entièrement tachetée de flammes blanches très faiblement carbonatées et dont l'argile est 100% de la palygorskite. Le sommet est très consolidé et présente un débit en blocs polyédriques de taille décimétrique. Au niveau des silts roses, la minéralogie des argiles est formée par de l'illite, de la palygorskite et des traces de chlorite.

niveau 65-69 m - Il débute par un horizon silto-argileux rose, fortement consolidé par une carbonatation exclusivement dolomitique qui se débite en blocs polyédriques à bords tranchants. A son sommet apparaissent quelques nodules, de taille centimétrique, qui flottent dans des silts et marnes rose-blanchâtre, riches en palygorskite; le tout est surmonté par des lentilles de couleur grise et blanche, de tailles décimétriques à métrique qui prennent le relais des nodules. Ces lentilles deviennent peu à peu coalescentes vers le haut et constituent alors une dalle carbonatée massive totalement parcourue de petites fentes horizontales et verticales remplies par de la dolomite de recristallisation.

Toute la dalle est reprise par un réseau de fentes d'altération, verticales et horizontales, de "maille" décimétriques dont le point de départ est surface sommitale de la dalle où un "cryptokarst" a été observé.

niveau 83-91 m - C'est un niveau à granules roses qui résultent de la transformation partielle d'un sédiment parental de nature silto-argileuse de couleur rouge, riche en grains de quartz.

Les granules sont de taille centimétrique et flottent dans un ensemble silto-argileux gris verdâtre à forte concentration en palygorskite. Le carbonate est constitué de dolomite et de calcite. Tous les granules présentent un réseau de petites fentes remplies de calcite.

niveau 93-96 m - Ce niveau à granules présente de fortes similitudes avec le niveau précédent (83-91 m) il s'en différencie par la présence d'argiles de type interstratifié illite/smectite.

niveau 96-98 m - La partie sommitale de ce niveau d'argile brune est très friable et farineuse. La minéralogie des argiles est dominée par la palygorskite et celle des carbonates est faite de 100% de dolomite.

Ensemble D

niveau 98-109 m - Ce sont des grès et des conglomérats fins à litage oblique, de couleur grisâtre, très hétérogènes avec des horizons du sédiment parental rouge-rose dont la matrice argileuse est, dans une forte proportion, épigénisée par de la calcite micritique. Dans le reste, la fraction argileuse est de couleur grise, faiblement carbonatée et riche en palygorskite. La répartition des carbonates est bipolaire: à la base elle est constituée par de la dolomite et vers le haut c'est la calcite qui règne. cette séparation se fait de manière brutale, sans horizon intermédiaire.

niveau 109-111 m - Il est constitué de marnes et d'argiles grises à blanches comprenant quelques granules fortement calcitisés où n'existe pratiquement aucun grain de quartz. La fraction argileuse est dominée par la palygorskite (70%) et le reste est constitué d'illite et de l'interstratifié illite/smectite. La fraction argileuse est faiblement représentée dans les granules où elle est constituée à 100% de palygorskite.

niveau 111-117 m - Ce sont des argiles blanchâtres riches en nodules carbonatés de couleur grise et de forme ovoïde ou sphérique. Ces argiles sont pauvres en carbonate mais riches en palygorskite (100% de la fraction fine). Dans les nodules, la fraction argileuse est très faible et comprend la palygorskite en forte quantité et de l'interstratifié illite/smectite.

niveau 117-124 m - C'est une dalle calcaire, qui se présente en lentilles plus au moins coalescentes, parcourue d'une multitude de fentes principalement horizontales, toutes oblitérées par de la calcite de recristallisation. La partie sommitale de cette dalle est occupée par une silicification de type nappe aquifère, semblable à la silicification décrite au niveau du Kreb ouest de la Hamada (fig. 14), avec laquelle elle est probablement synchrone.

a - 2- 2) microfaciès:

72 lames ont été étudiées dans cette coupe.

* Les microfaciès des niveaux à granules: La plupart des faciès à granules (niveaux 3-12,50 m, 45-51 m, 51-58 m, 83-91 m et 93-96 m), de cette coupe, sont de composition silto-argileuse, plus au moins riches en carbonates; seul le niveau (109-111 m) qui contient 98% de carbonates.

- Dans le niveau (3-12,5 m) les granules sont de forme sub-arrondie et constitués d'un matériel quartzo-argileux baignant dans un fond carbonaté micritique de nature calcitique, celui-ci masque l'existence d'une première phase dolomitique difficilement détectable car presque totalement épigénisée par la micrite de la deuxième phase, qui, elle, est de nature calcitique. Il en restent des témoins sous la forme de rares rhomboédres zonés réduits à l'état de fantômes dans la masse micritique et au pourtour de quelques grains de quartz. Ces grains de quartz sont très affectés par l'épigénie: ils présentent des contours dentelés et une auréole de microsparite claire, de la deuxième phase, de carbonatation (1ère phase calcitique). Une deuxième phase calcitique est représentée par une microsparite au niveau des microfentes qui parcourent latéralement chaque granule. L'espace inter-granule contient des grains de quartz et des argiles rouges très peu attaqués par les carbonates. Les argiles sont composées surtout de palygorskite, (80%), de chlorite (10%) et de l'interstratifié illite/smectite (10%).

- Le niveau (45-51 m) est semblable au précédent mais il contient de rares rhomboédres de dolomite très affectés par la première phase calcitique.

- Dans les niveaux (83-91 m et 93-96 m) la première phase de carbonatation (dolomitique) est nette; elle est représentée par des plages isolées de rhomboédres, souvent très affectés par la phase micritique.

- Dans le niveau (109-111 m), le fond de la roche est argileux et riche en grains de quartz faiblement corrodés. La carbonatation est concentrée au niveau des granules qui ne présentent aucune trace de phase dolomitique préexistante. La première phase apparente de carbonatation est représentée par une calcite micritique, brune, affectée de nombreuses petites fentes horizontales ou courbes qu'une deuxième phase calcitique remplit de calcite microsparitique à sparitique. Ces granules résultent d'une recristallisation carbonatée, dans les pores et les vides du

sédiment parental, à la suite de l'installation d'une nappe aquifère riche en calcium.

* Les microfaciès des niveaux à nodules:

Seule la base des niveaux à dalles carbonatées (12,50-18,50 m et 117-124 m) contiennent de structures nodulaires.

- Le premier niveau (12,50-18,50 m) contient des nodules constitués de dolomicrite sombre, beige à brunâtre, à rhomboédres zonés (pl. X, a et pl. XI, a); les grains de quartz sont dispersés et craquelés, de taille inférieure à 150 µm, presque tous auréolés de micrite claire. Dans certains nodules de la partie médiane de ce niveau, cette dolomicrite sombre est parcourue de filonnets micritiques ou microsparitiques clairs, verticaux, obliques ou horizontaux, qui isolent parfois des grains de quartz ou des plages de dolomicrite sombre de la première phase carbonatée. Dans ces filons, les quartz sont très affectés par l'attaque des carbonates.

- Le deuxième niveau (117-124 m) présente des nodules constitués de micrite brunâtre, de rares grains de quartz de taille inférieure 100 µm, à bord dentelé et auréolé de microsparite claire. L'ensemble est parcouru de microfentes verticales ou obliques remplies de microsparite ou de sparite claire semblable à celle qui auréole les grains de quartz avec laquelle elle est probablement synchrone.

* Les microfaciès des niveaux à dalles carbonatées:

Cette coupe présente trois niveaux de dalle carbonatés (14,50-18,50 m, 65-69 m et 118,50-124 m).

- Les deux premiers niveaux (14,50-18,50 m et 64-69 m) présentent une première phase carbonatée de type dolomitique, à rhomboédres limpides, concentrés en amas ou disposés autour des rares grains de quartz, allongés perpendiculairement aux parois de ces grains (pl. X, b). Une

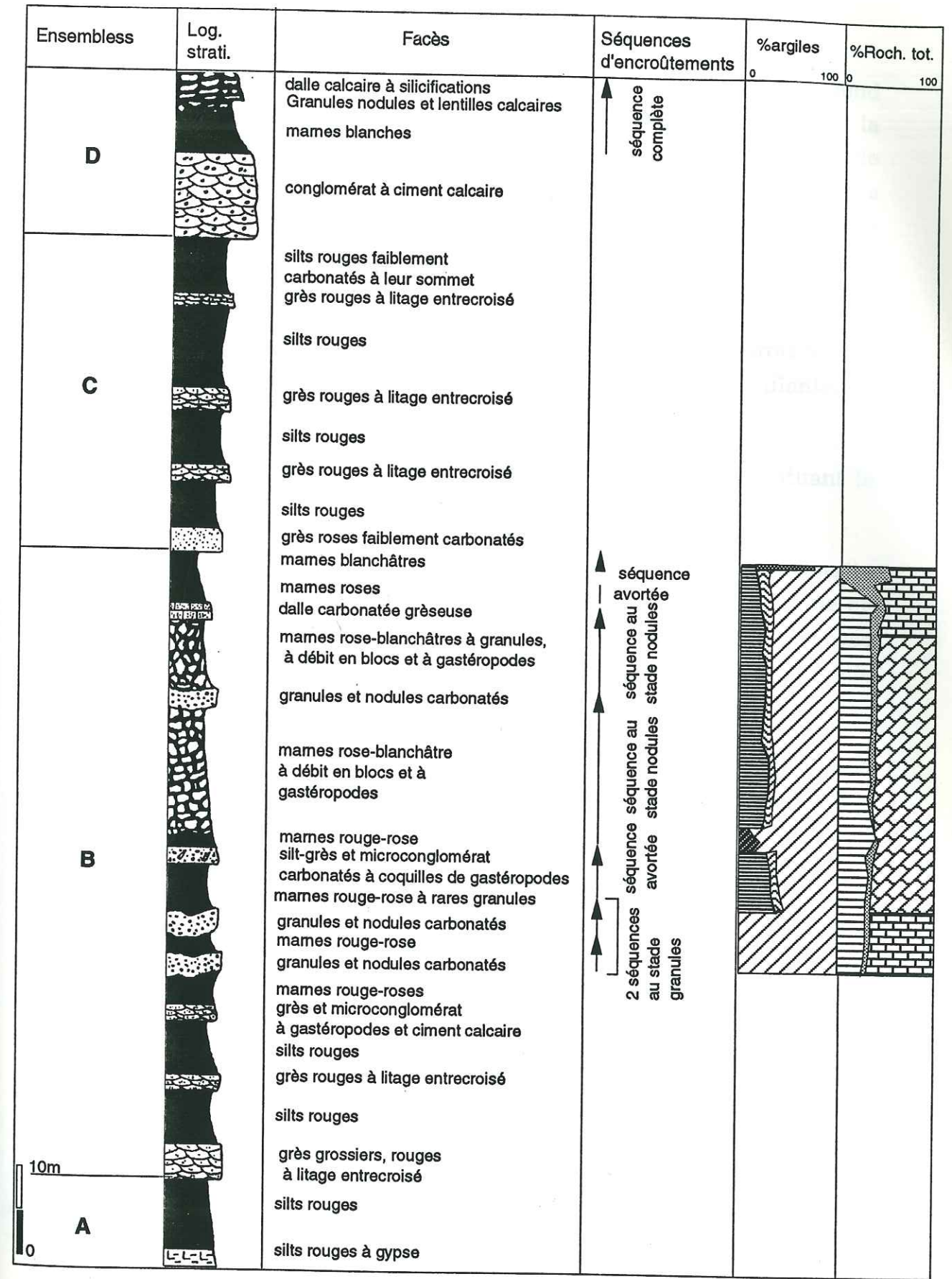
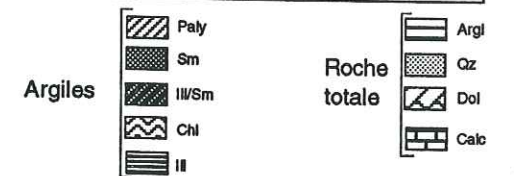


Fig.: 34 - Coupe de Bou Iferda: faciès, séquences d'encroûtements et minéralogie



deuxième phase dolomicritique (pl. IX, c), grise et diffuse dans tout le fond de la roche. Cette deuxième phase épigénise la première en attaquant la périphérie des rhomboédres. Elle s'attaque également aux grains de quartz dont certains sont éclatés et remplis par la dolomicrite. Les fragments d'un grain de quartz éclaté conservent une extinction commune en lumière polarisée. Les microfentes sont remplies par la phase dolomicritique.

- Le troisième niveau (118,50-124 m) révèle l'existence de trois phases d'épigénie carbonatée calcitistante, et une phase d'épigénie silicifiante. La chronologie des événements serait:

- La première phase se traduit par une micrite grise constituant le fond de la roche.

- La deuxième phase est révélée par une micrite ou une microsparite claire qui attaque par épigénie les constituants de la première phase en les isolant en îlots et en plages de couleur grisâtre. Cette deuxième phase est également localisée dans des microfissures et dans des vides qu'elle occupe.

- La troisième phase est sparitique et localisée dans des fissures, de tailles millimétriques à centimétriques, qui recoupe la dalle dans tous les sens.

- La quatrième phase est siliceuse, localisée dans des fissures verticales ou courbes (pl. X, c); on la rencontre aussi sous forme d'amas dans des vides de dissolution. Elle épigénise les constituants de toutes les phases carbonatées, sans aucune préférence particulière.

a - 3) Coupe de Tizi n'Taggourt (fig. 35)

Cette coupe est également riche en niveaux carbonatés localisés dans les trois ensembles: B, C et D.

Ces trois faciès semblables à ceux étudiés dans les coupes précédentes. Dans cette coupe ils sont répartis comme suit:

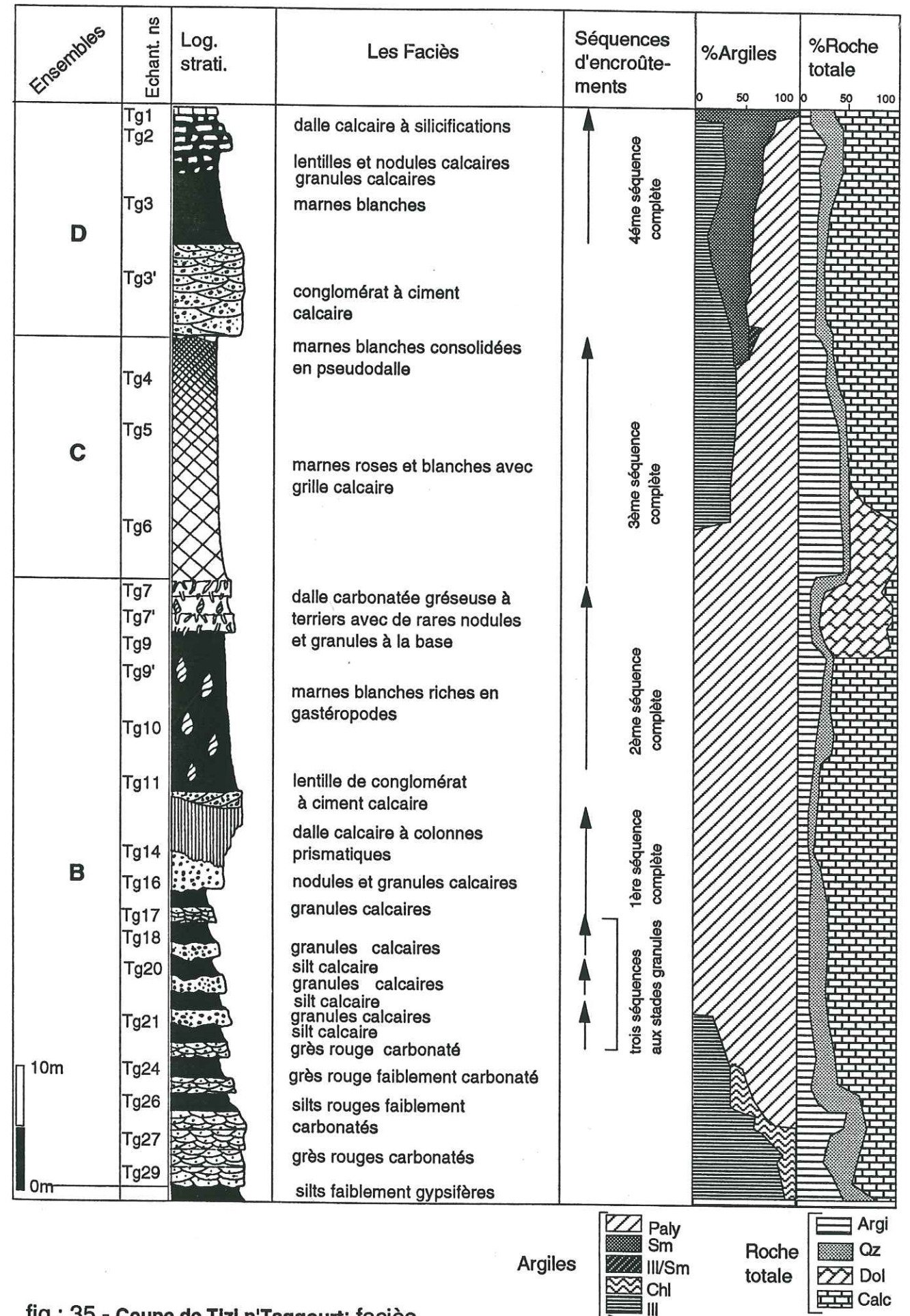


fig.: 35 - Coupe de Tizi n'Taggourt: faciès, séquences d'encroûtements et minéralogie

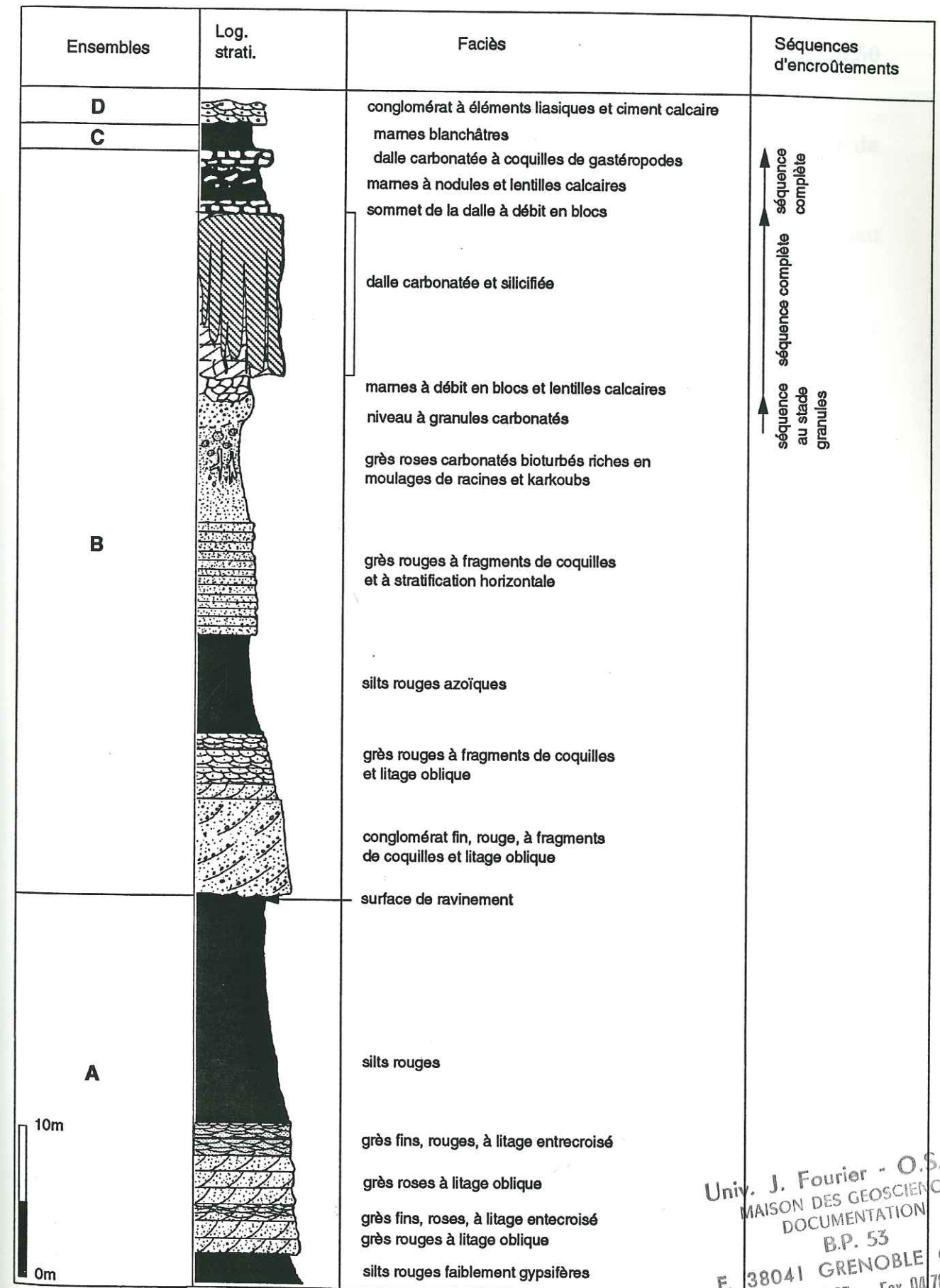


Fig.: 36 - Coupe d'Irhir n'Ouchène: faciès et séquences d'encroûtements

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: ptalour@ujf-grenoble.fr

* Le faciès granule n'existe que dans les niveaux: 13,50-15 m, 17-18,50 m, 20,50-22 m et 27-30 m de l'ensemble B.

* Le faciès nodule a été rencontré dans le niveau (27-30 m) de l'ensemble B et le niveau (96-100 m) de l'ensemble D).

* Le faciès dalle marque le niveau: 30-36 m de l'ensemble B, le niveau (54-76 m) de l'ensemble C et le niveau (100-104 m) de l'ensemble D).

La palygorskite et le minéral argileux dominant dans l'ensemble de la série; il en est de même de la calcite pour les carbonates.

Cette coupe est surtout caractérisée par la présence d'un système en grille (pl. V, b) carbonatée, de nature calcitique, qui affecte tout l'ensemble C, représenté dans cette région uniquement par un faciès argilo-marneux.

b - Les coupes du secteur méridional (fig. 38 et 39)

Dans ce secteur qui se trouve à des distances très importantes des lieux des sources présumées des carbonates, l'épigénie s'est souvent limitée au stade granule (fig. 38) et son achèvement par le stade dalle massive n'est réalisé que dans le niveau sommital actuel. La carbonatation est de type calcite polyphasée. La minéralogie des argiles est en cours d'étude mais la présence de palygorskite est très fréquente. Beaucoup plus au Sud, au niveau de la coupe de la Gara Oum Bezazelle, la série stratigraphique est réduite et ne comporte plus qu'une seule séquence d'encroûtement représentée par la dalle sommitale qui coiffe la série (fig. 39), aucun niveau à granules ni un autre niveau carbonaté n'a été retrouvé dans cette zone.

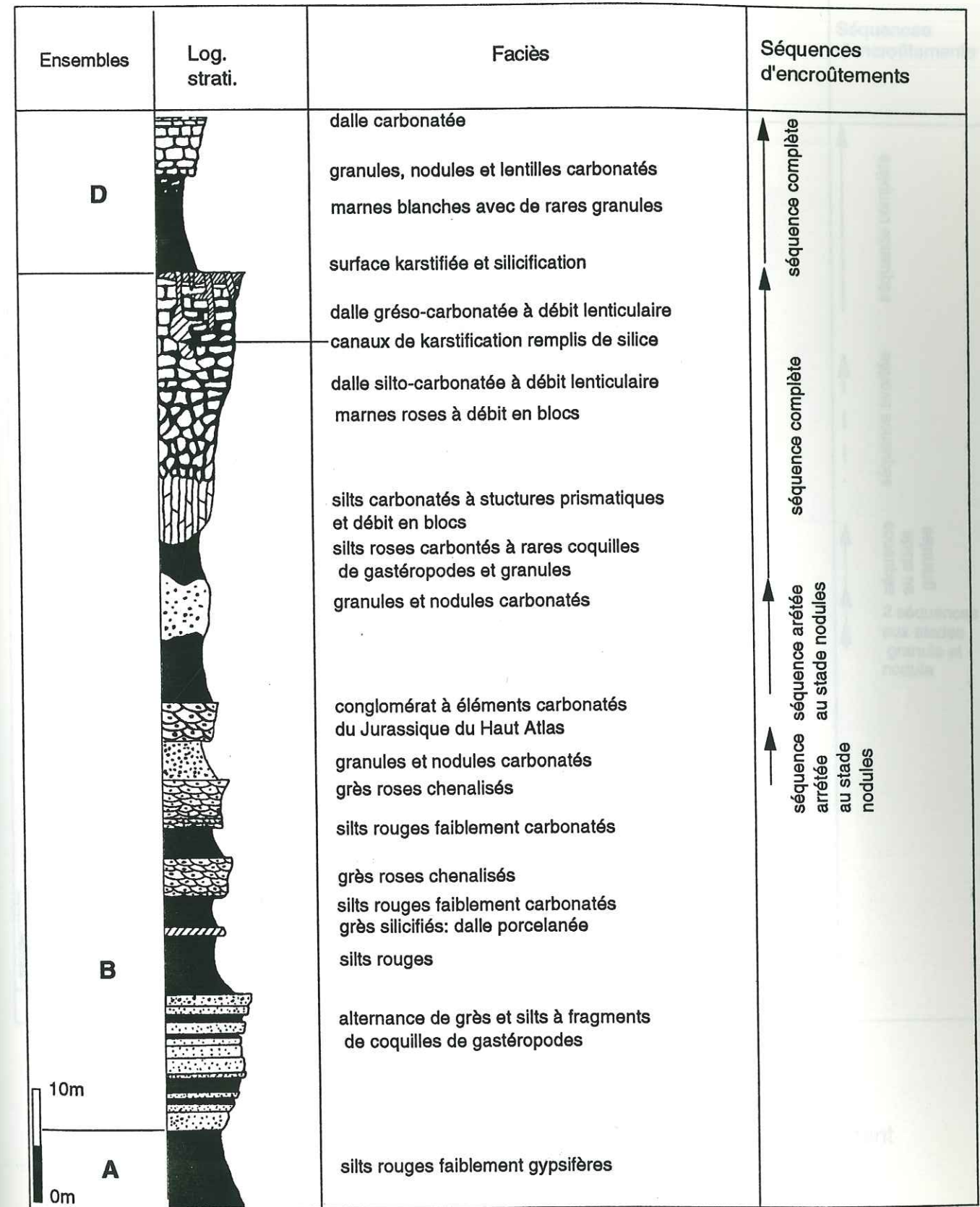


Fig.: 37 - Coupe Oued Bou Ahbari: Faciès et séquences d'encroûtements

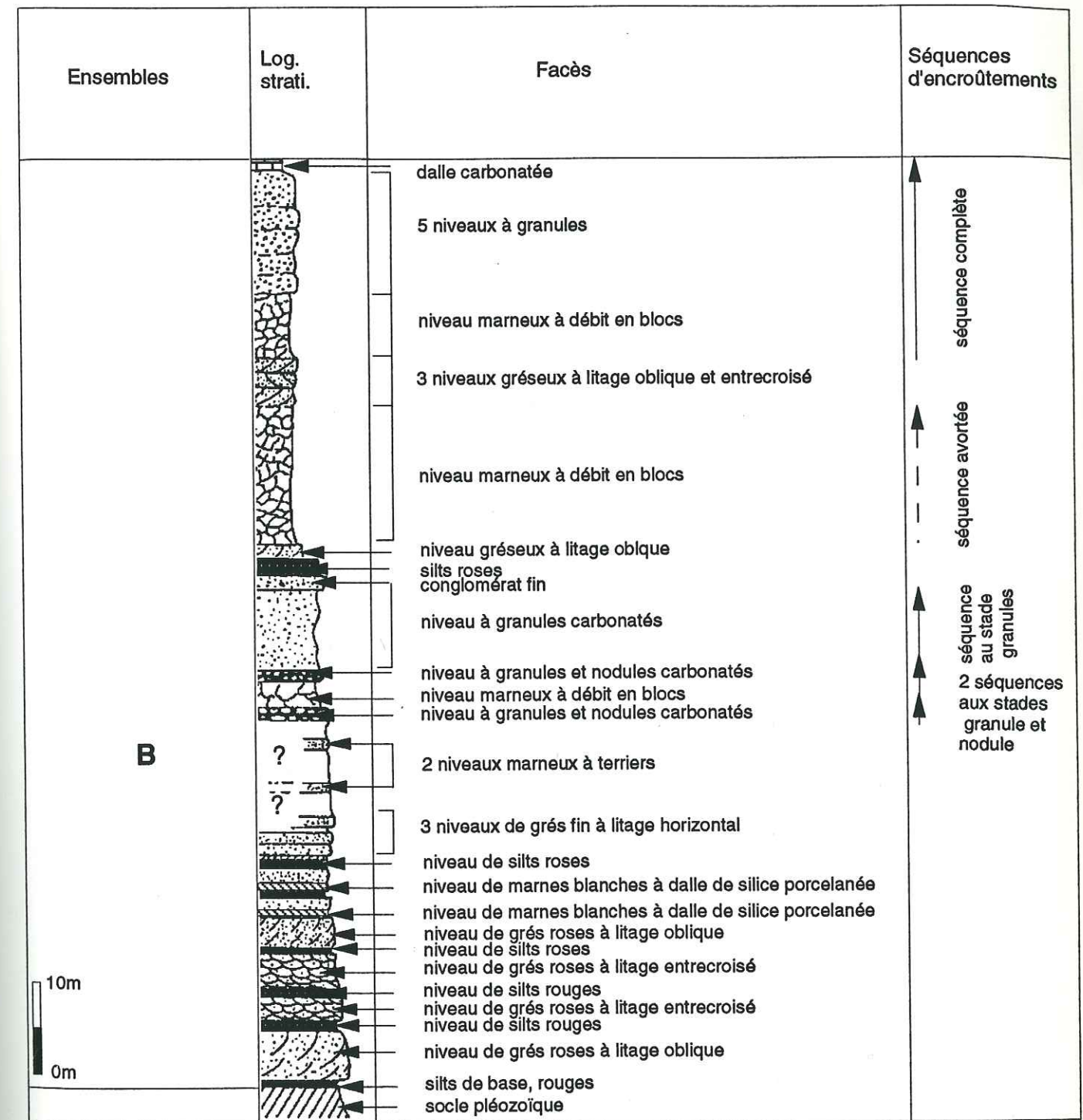


Fig.: 38 - Coupe de la Gara el Itima: faciès et séquences d'encroûtement

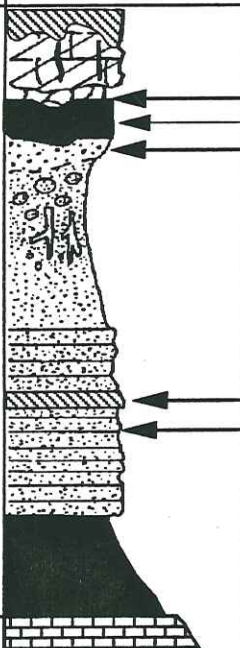
Ensembles	Log. strati.	Faciès	Séquences d'encroûtements
<p style="text-align: center;">B</p> 	<p>dalle carbonatée et silicifiée à son sommet avec coquilles silicifiées de <i>Limicolaria</i></p> <p>niveau à lentilles carbonatées</p> <p>marnes blanches fineuses</p> <p>granules carbonatés</p> <p>grès roses à ciment calcaire, traces de racines et karkoubs</p> <p>grès roses à litage horizontal</p> <p>dalle porcelanée (silicifiée)</p> <p>niveau gréseux avec indices de coquilles de <i>Limicolaria</i>?</p> <p>grès roses à litage horizontal</p> <p>silts rouges faiblement gypsifères</p> <p>calcaires du Crétacé</p>	<p>↑ séquence complète</p> <p>↑ séquence au stade granules</p>	

Fig.: 39 - Coupe de la Grara Oum Bezazelle: faciès et séquences d'encroûtements

2 - Chronologie des événements

A la lumière des résultats obtenus à l'échelle de l'affleurement, à celle de l'échantillon et au niveau de la lame mince, on peut conclure:

- 1) - Certains granules sont obtenus par érosion et ablation d'un ancien sol (pl. IV, b).
- 2) - D'autres granules sont dus à la micro-dessiccation du sédiment parental et sa transformation par une épigénie carbonatée polyphasée (pl. IV, a).
- 3) - D'autres granules sont formés, dans des pores, par recristallisation carbonatée.
- 4) - Certains nodules résultent d'une transformation par épigénie carbonatée progressive du sédiment parental.
- 5) - D'autres nodules résultent de recristallisations carbonatées dans les pores et les vides de la roche encaissante.
- 6) - Les dalles carbonatées massives résultent de l'altération et de la transformation d'un sédiment continental détritique par une épigénie carbonatée, polyphasée, de nature dolomitique ou calcitique ou les deux à la fois. Ces carbonates sont véhiculés par des nappes aquifères, parfois associés à des actions pédologiques.

Remarques:

- Les granules prennent naissance dans des sédiments fins à microporosité importante (silts).
- Les nodules prennent naissance dans des vides de taille moyenne (centimétrique), souvent associés à la base des dalles carbonatées.

- Les dalles carbonatées sont, dans la plupart des cas, associées aux sédiments fins qui marquent le sommet des séquences détritiques qu'elles épigénisent.

V - Mécanismes de l'installation des encroûtements carbonatés

L'installation des encroûtements carbonatés dans la série hamadienne ne correspond ni à une dynamique sédimentaire, ni à une simple diagenèse d'enfouissement. Il s'agit de la carbonatation d'un sédiment détritique quartzo-phylliteux préalablement déposé par un système de chenaux divaguants.

L'épigénie du matériel parental tend vers un statut "monominéral" (Millot et al., 1977; Paquet et al., 1993).

Selon A. Halitim et al. (1983), ces mécanismes se déroulent en deux temps:

- Les périodes humides provoquent la dissolution des phyllites et des quartz;

- Les périodes sèches provoquent la précipitation du carbonate (calcite ou dolomite).

- Mais personnellement, je vois plutôt la dissolution des phyllites, celle des quartz et la précipitation des carbonates se réalisaient pendant la période sèche.

Il s'agirait donc d'une alternance "humidité-dissolution et dessiccation-recristallisation", sans que les auteurs ne donnent de précision sur l'échelle de temps de cette alternance.

Présence de la palygorskite dans les niveaux carbonatés

Dans des niveaux semblables à ceux que nous avons décrits, H. Paquet (1970), G. Millot et al. (1969; 1977), N. Trauth (1974; 1977), H. Paquet (1983), H. Paquet et al. (1993) ont montré l'authigénèse stricte de la

palygorskite: "la palygorskite apparaît avant et pendant l'installation de CaCO_3 et décroît avec le maximum de CaCO_3 dans le milieu" (H. Paquet, 1983; H. Paquet et al., 1993); cette définition concorde bien avec les résultats que nous avons obtenus dans les argiles des différents horizons, principalement dans les horizons à nodules et dans les horizons de la base de chaque dalle: il s'agit d'une argilogenèse précoce et transitoire. Selon A. Halitim et al. (1983), la palygorskite peut se développer en même temps que le CaCO_3 . Dans tous les cas, il y a recombinaison de la silice libérée en période humide et qui permet la néoformation de la palygorskite en période sèche, de manière plus au moins synchronisée avec le carbonate. Pour J. M. Triat et N. Trauth (1972), N. Trauth (1977), G. Truc (1978), M. M. Valleron (1981), la néoformation de la palygorskite peut être expliquée en tant que "relais minéralogique" à partir de particules de smectites. N. Trauth (1977) et F. Roulin (1985) ont observé au M.E.T. que les lattes de palygorskite croissent autour des plaquettes de smectites.

Selon H. Paquet et al. (1993):

- La palygorskite est soit un minéral d'altération direct des minéraux primaires des roches mères, soit le produit de transformation, suivie de recristallisation, des minéraux argileux des minéraux parentaux des calcrètes,

- la néogénèse de la palygorskite s'effectue avant et après la calcitisation,

- au maximum de la calcitisation, la teneur en palygorskite diminue du fait que, comme les autres silicates elle est elle-même remplacée par la calcite; cela va à l'encontre de l'assertion de Mc Grath (1984), selon laquelle la teneur en palygorskite augmente au fur et à mesure que l'induration calcitique se développe. En effet, lorsque la calcitisation est intense, en particulier dans les croûtes et les dalles calcaires, la palygorskite n'est plus stable; elle ne l'est pas non plus dans les horizons meubles sus-jacents au calcrètes ou les variations saisonnières sont plus sensibles et les solutions du sol plus diluées: la palygorskite s'y transforme alors en smectite (Paquet et Millot, 1972), qui est un minéral argileux plus stable dans les horizons de surface (Paquet, 1983; Paquet et al., 1993), tandis que la calcite s'y dissout progressivement. En plus, ces horizons sont le

siège d'altérations diverses venant de la surface, et souvent postérieures à la genèse des dalles.

Les mécanismes impliqués dans la genèse et la stabilité de la palygorskite ont été clarifiés grâce aux diagrammes de phase bidimensionnels (Velde, 1985; Jones et Galan, 1988) ou tridimensionnels (La Iglesia, 1977; Weaver et Beck, 1977). Ces diagrammes s'appuient sur différentes données telles que:

- l'énergie libre de formation des palygorskite (Tardy et Garrels, 1974);
- le taux de dissolution de palygorskites pédologiques (Singer, 1977);
- l'activité des ions en solution dans l'eau (Jones, 1986).

Ces résultats montrent que la genèse et la stabilité de la palygorskite dépendent du pH (qui doit être entre 8 et 11), d'une teneur élevée en Si et en Mg dans les solutions du sol.

Ces trois facteurs sont réunis au cours des périodes sèches des climats semi-arides à saisons contrastées (humides et sèches à longues saisons sèches), lorsque l'évaporation concentre ces solutions. En revanche, si le milieu est moins alcalin ou plus dilué, les minéraux argileux qui se forment sont de la smectites (Paquet, 1983; Roulin, 1985).

VI - Dynamique de l'installation et contrôle climatique des encroûtements calcaires de la Hamada du Sud-Est du Maroc:

A l'exception des niveaux à gastéropodes et de rares niveaux à traces d'activités biologiques (glaebules, microcodiums, traces de racines, terriers, bioturbations) localisés dans la tranche supérieure, correspondant à un paléosol, des séquences détritiques ou remaniés dans certains niveaux à gastéropodes, tous les autres niveaux carbonatés peuvent être attribués à l'action de nappes phréatiques.

Les encroûtements de type pédologiques sont intimement liés à l'activité des micro-organismes (G. Truc, 1975). L'activité micro-biologique est matérialisée par l'existence de glaebules ou microcodiums (Cas rares

dans les formations de la Hamada) qui influent sur la mobilité ou la fixation du carbonate de calcium (Adolphe et Billy, 1974). Ainsi les microcodiums qui assurent la bio-corrosion du calcaire des roches et la biosynthèse de prismes (pl. XI, b) de calcite, se comportent comme des agents destructeurs des encroûtements calcaires. De même, le polyphasage carbonaté observé à tous les niveaux dans ces encroûtements implique la quasi-permanence du contrôle aquifère et biologique lors de la néoformation de la palygorskite et de l'épigénie des matériaux quartzo-phylliteux par la calcite et/ou la dolomite.

Le modèle est celui de sols à caractère "hydromorphe confiné", au sein desquels des variations saisonnières ou climatiques jouent pleinement:

- une période humide, riche en solutions carbonatées, dissout les quartz et les phyllites

- une période sèche pendant laquelle le système (sol) fonctionne comme un milieu évaporatoire qui, grâce à son pH alcalin et la présence en solution de silice, d'aluminium, de magnésium, de fer, favorise le développement de la palygorskite. Et à pH élevé on assiste à la précipitation de carbonates. Dans tous les cas, la précipitation des carbonates est liée aussi à des périodes de rémission des dépôts détritiques.

Les encroûtements de nappe aquifère ou sous couverture; ils concernent la majeure partie de la Hamada, dans laquelle les niveaux carbonatés couvrent de grandes surfaces (plusieurs centaines de kilomètres carrés) et impliquent de grandes quantités de sédiments (plus de 75.000.000 de km³), si on considère uniquement la zone située entre le pied du Haut Atlas et le parallèle qui passe par la Gara Oum Bezazelle.

Dans ce type d'encroûtement la plupart des affleurements ne témoignent d'aucune organisation pédologique: il y a d'abord argilisation partielle des matériaux détritiques du sédiment parental avec prédominance de la palygorskite, suivie d'une épigénie carbonatée dolomitique et/ou calcitique, et parfois siliceuse. La carbonatation progresse à partir de discontinuités physiques de l'affleurement et du

sédiment. La silicification résulte d'un apport de la silice à partir des éléments dissous du sédiment parental.

Au niveau de l'échantillon et de la lame mince, on observe des témoins (reliques) du sédiment parental. Entourés et rongés par les différentes phases carbonatées, grâce à la porosité préexistante ou à l'existence de micro-discontinuités physiques dans le sédiment, ces témoins sont entièrement transformés par épigénie carbonatée ou siliceuse. Dans la plupart des cas ils restent reconnaissables bien que réduits à l'état de fantômes. Ainsi les phyllites et les quartz sont remplacés à volume constant: il y eut donc épigénie.

VII - Conclusions

1 - Le sédiment initial

Toute la série de la Hamada est représentée par des dépôts détritiques:

- des conglomérats à éléments essentiellement carbonatés (pl. VI, b) et fossilifères issus, à la base, de l'Atlas Saharien d'Algérie situé à l'Est, ensuite du Haut Atlas oriental marocain situé au Nord;

- des grès (pl. IX, a);

- des silts (pl. VII, a et b) riches en argiles de nature variée (illite, chlorite et interstratifié illite/smectite).

Cette phase détritique est à mettre en rapport avec des réactivations tectoniques en amont, qui assurent le rajeunissement des reliefs calcaires jurassiques, schisto-gréseux paléozoïques et leur mise à nu par décapage de leur couverture détritico-carbonatée crétacée (voire Eocène inférieur?). Par sa situation géographique et géologique, la Hamada correspond à un système favorable au dépôt de corps détritiques sous régime d'Oued, dans un système de piémont (El youssi et al., 1990) de dimension exceptionnelle, en contexte particulièrement stable.

2 - Argilogenèse et installation des carbonates

A chaque arrêt de sédimentation correspondant à une phase d'accalmie tectonique s'instaure, sous un climat semi-aride, des modifications dans le paysage, marquées par la réduction puis l'arrêt du flux détritique suivis de l'installation de fins paléosols hydromorphes, en un milieu de plus en plus confiné. Ces paléosols sont colonisés par une malacofaune à Bulimes du genre *Romanella*, et par endroits *Vicentinia*, qui date la série de l'Eocène moyen et supérieur.

On assiste également à des néoformations argileuses qui se réalisent à la faveur d'une dynamique de battement de nappe aquifère, directement liée une alternance saisonnière ou climatique de périodes humides et de périodes sèches: cette dynamique, souterraine s'oppose à la dynamique de surface (ruissellement et écoulement fluvial) liée à la structure des dépôts détritiques originels.

- En période humide, les nappes aquifères assurent le transport latéral des ions en solution.

- En période sèche, le milieu évolue en système évaporatoire et la palygorskite apparaît. Puis la tendance sèche s'affirmant, l'épigénie des quartz et des phyllites du sédiment parental par le carbonate (dolomite ou calcite) se produit: les encroûtements carbonatés s'installent dans le paysage.

Ainsi, chaque niveau détritique, affecté par la carbonatation, de la série hamadienne raconte une histoire qui s'est déroulée en trois phases distinctes (fig. 40):

- une sédimentation continentale détritique dans un contexte fluvial;

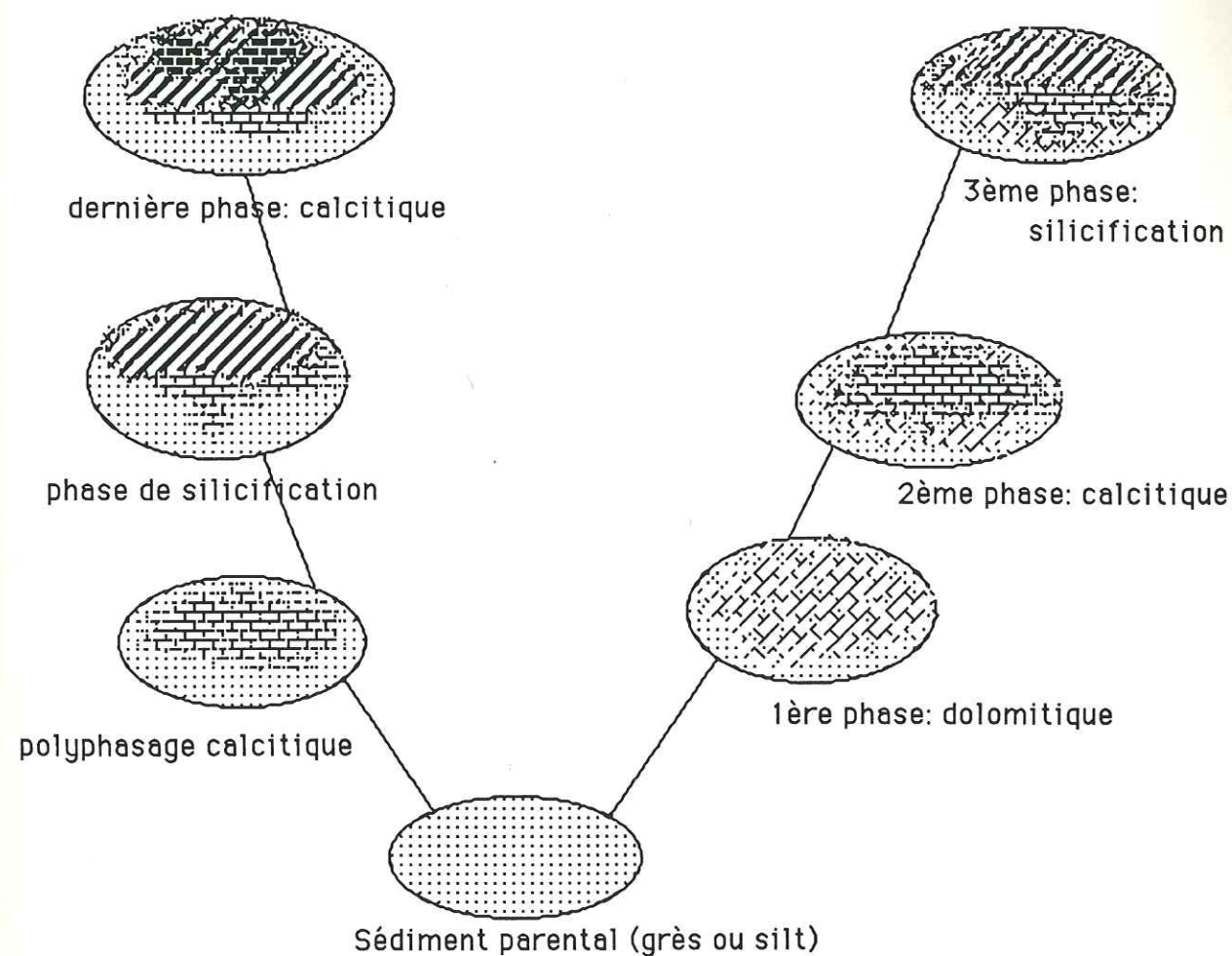
- une argilogenèse par néoformation in situ;

- une épigénèse carbonatée polyphasée.

Les cycles "sédimentation-encroûtement" (Sassi et al., 1984; Truc et al., 1985) sont les marqueurs directs, en domaine aval, de variations de conditions imposées par le cycle (tectonique-érosion-aplanissement et encroûtement). Les silicifications discrètes des encroûtements témoignent de mouvements ultimes de la silice, libérée par l'épigénie carbonatée (F.Roulin, 1985).

Ces cycles résultent des mouvements tectoniques qui s'effectuent à l'Eocène moyen et supérieur, lors du paroxysme de la phase pyrénéo-provençale décrite dans l'Atlas saharien d'Algérie (Ben Salah et al, 1988).

Fig. 40 - Les différentes phases d'épigénie rencontrées dans les sédiments détritiques de la Hamada



CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

La Hamada du Guir constitue un grand entablement qui s'étend entre les vallées du ZIZ et du GUIR, au Sud-Est du Maroc, au Sud du Haut Atlas oriental, sur 250 km de long.

Cet ensemble est constitué de séries détritiques (silts, grès, conglomérats) en grande partie armées de puissantes formations carbonatées attribuées jadis à des dépôts d'immenses lacs du Miocène inférieur (Aquitainien) par la détermination de Gastéropodes d'eau douce au genre *Clavator* (Jodot, 1938 et 1953).

- L'étude des coupes détaillées des falaises (ou Krebs) de cette Hamada, dans le secteur marocain et la révision des faunes de *Bulimes* me permettent de distinguer quatre ensembles, que je nomme A, B, C et D.

* Ensemble A:

Il est situé à la base, sur les formations carbonatées du Crétacé marin (Cénomano-Turonien). On y trouve des sédiments rouges, gréseux et grésosilteux, localement gypsifères, très épais dans la partie nord (au pied de l'Atlas). Ces sédiments se sont déposés sous un régime fluvial à écoulement vers l'Ouest. Cet ensemble est limité au secteur septentrional et je le rattache au Sénonien-Eocène inférieur.

* Ensemble B:

Au-dessus de l'ensemble A s'accumule une puissante formation détritique rouge-rosâtre (silteuse, silto-gréseuse à lentilles conglomératiques), armée d'épais niveaux carbonatés. Ces derniers présentent à profusion des figures de remplacement épigénique en calcite et/ou dolomite. Quand ce remplacement est intense, il est trahi par la présence de reliques rouges ou de galets du sédiment parental qui flottent dans le carbonate. Cette puissante formation détritique est constituée par plusieurs cycles successifs de sédimentation fluviale et de faciès carbonatés de remplacement épigénique. Cette formation a livré de nombreux gisements très riches en gastéropodes terrestres, du groupe des *Bulimes*, confondus jadis avec le genre *Clavator*. Ces *Bulimes* sont très répandus dans le pourtour méditerranéen. Ici il s'agit du genre *Romanella* et, localement, *Vicentinia* (Teniet es Soltane et Bou Melloul); ils sont connus dans l'Eocène continental moyen et supérieur du Sud de la France et ont été récemment retrouvés en Tunisie et en Algérie dans des formations confondues avec des terrains plus anciens ou plus jeunes. A la base de cet ensemble, en certains lieux (Gara Oulad Ali, Krebs Sud Oulad Ali et Bou Iferda) s'intercalent de rares et fins niveaux lacustres à

Mélanoïdes. J'attribue cette formation ou "**Ensemble B**" à l'Eocène moyen et supérieur.

Dans cet ensemble, l'écoulement des courants change progressivement: d'abord Est-Ouest, il évolue vers un sens Nord-Sud.

* **Ensemble C:**

Dans le secteur septentrional, au dessus de l'ensemble B, on trouve une troisième formation à dominance silteuse où s'intercalent des niveaux gréseux, riches en fragments de coquilles de *Bulimes*. Comme dans l'ensemble précédent, ces niveaux silteux sont armés par des carbonates qui présentent des figures de remplacement épigénique en calcite - dolomite et qui constituent de véritables dalles. J'attribue également cet ensemble à l'Eocène moyen et supérieur.

La malacofaune à *Bulimes* des ensembles B et C constitue un précieux outil stratigraphique dans les formations rouges fréquemment dépourvues de fossiles. Ces *Bulimes* accompagnent fidèlement les épisodes climatiques à caractère semi-aride de l'Eocène moyen et supérieur et l'analyse des gisements montre que leur abondance croît dans le même sens que l'emprise des phénomènes d'épigénie carbonatée sur les sédiments détritiques.

* **Ensemble D:**

Au sommet, dans le seul secteur septentrional, existe un conglomérat sommital, discordant, à galets calcaires jurassico-crétacés du Haut Atlas. Cette formation est discordante sur tout ce qui précède et je l'attribue au Néogène.

- En résumé, la Hamada du Guir est un vaste piémont fluviatile de 20.000 km². Il présente quelques rares témoins d'environnement lacustre, mais ni ses barres carbonatées ni la dalle sommitale ne sont lacustres: ce sont des encroûtements carbonatés qui épigénisent la série détritique fluviatile à chaque interruption du dépôt. Ils arment la série et déterminent des falaises sur les flancs de la Hamada et confèrent à son sommet sa forme tabulaire.

- L'âge de cette puissante série n'est ni pliocène, ni miocène (Aquitaniens), mais éocène: au-dessus du Crétacé marin, l'ensemble A serait du Sénonien-Eocène inférieur. La puissante formation supérieure (les ensembles B et C) serait de l'Eocène moyen et supérieur, abondamment daté par le genre *Romanella*. Les conglomérats sommitaux, Ensemble D discordant sur le reste, sont attribués au Néogène.

- L'épigénie carbonatée, qui modifia à plusieurs reprises et sur plusieurs mètres d'épaisseur la nature des sédiments rouges originels, révèle un

climat à saisons alternantes, à longue saison sèche, de type semi-aride. Lorsque l'avalanche des flux détritiques s'interrompt, le milieu évaporatoire provoque la concentration des solutions des nappes superficielles ou/et des sols, qui deviennent alors capables saisonnièrement de dissoudre silicates et quartz, puis de cristalliser calcite et/ou dolomite, précédées et/ou accompagnées de néoformations de palygorskite.

L'attribution de la Hamada du Guir à l'Eocène implique de vastes révisions cartographiques.

- Des corrélations proches sont possibles:

- avec Timhadit (Maroc) au Nord;

- avec l'Algérie: d'abord vers le Sud-Est, à Méridja près de Bechar, où les dalles à *Clavator* furent étudiées par Lavocat (1954), ensuite vers le Sud et Sud-Ouest, au flanc de la Hamada de Dra où des Charophytes et des Mammifères ont été découverts par Gevin (1974).

- Des corrélations plus lointaines sont imposées par la récente découverte de l'Eocène continental en Tunisie où il était inconnu: d'abord dans l'île de Kasserine (Sassi et al., 1984; Truc et al., 1985), puis dans la chaîne nord des Chotts (Abdeljaouad et al., 1984; Abdeljaouad, 1991). Il en est de même dans les Hautes Plaines d'Oranie (Ben Salah et al., 1987; Ben Salah, 1989) en Algérie.

* Ainsi dans les trois pays du Maghreb, on trouve cet Eocène puissant, détritico-fluviatile et ses faciès encroûtés avec reliques et riches en faunes de *Bulimes*. C'est à la fois la trace de la tectonique alpine de l'Eocène qui jette loin vers le Sud des piémonts fluviatiles géants, mais c'est aussi la trace d'un climat semi-aride généralisé à cette époque dans les trois pays d'Afrique du Nord.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- ABDELJAOUAD S. (1983)** - Etude sédimentologique et structurale de la partie Est de la chaîne Nord des Chotts (Tunisie méridionale). *Thèse 3ème cycle, Univ. Tunis*, 64 fig., 7 tabl., 3 pl., 148 p..
- ABDELJAOUAD S. (1985b)** - Genèse des calcrètes et dolocrètes éocènes de l'extrémité orientale de la chaîne Nord des Chotts. *Notes Serv. géol. de Tunisie*, n°51, pp. 19-26.
- ABDELJAOUAD S. (1987)** - Différents aspects de l'épigénie carbonatée dans l'Eocène continental de Tunisie méridionale. *8th. I. A. S. regional meeting of sedimentology; Tunis*; pp. 20.
- ABDELJAOUAD S. (1989)** - Dolomitisation et calcitisation successives dans l'eocène détritique continental de la Tunisie méridionale. Alternances d'épigénie par diagenèse de nappes et d'altération météorique. *Bull. Soc. géol. France*, 8, v. 4, pp. 837-847.
- ABDELJAOUAD S. (1991)** - Les dolocrètes et les calcrètes du Paléocène-Eocène-Tunisie méridionale. *Thèse, Doct. Es-ciencs, Univ. Tunis II*.
- ABDELJAOUAD S., SASSI S., TRIAT J. M. & TRUC G. (1984)** - Nouvelles précisions stratigraphiques et biostratigraphiques (Mollusques terrestres et charophytes) sur "l'Eocène continental" de Tunisie centrale et méridionale: intervalle paléocène supérieur-Ludien. *Nouv. Arch. Mus. Hist. Nat. Lyon, fasc. 22 suppl*, pp. 73-77, 2 tabl..
- ADOLPHE J. PP. & BILLY C. (1974)** - Biosynthèse de calcite par une association bactérienne aérobie. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 278, n°23, p. 1873-1875.
- ALDROUBI A., GRONDIN J. L., FRITZ B. & TARDY Y. (1978)** - Calcul des équilibres dans le système CaCO₃-H₂O-CO₂. Rappel des conditions de dissolution et de précipitation de la calcite. *Sci. Géol. Bull, Strasbourg*, 31, p. 195-202.
- ALLEN J. R. L. (1965)** - A review of the origin and characteristic of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, v. 5, pp. 89-191.
- AMBROGGI R. (1952a)** - Le Pliocène de la vallée du Sous (Sud-Marocain). *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 234, pp. 2462-2463, 16 juin.
- AMBROGGI R. (1952b)** - L'Eocène marin de la vallée du Sous (Sud-Marocain). *Ibid.*, t. 235, pp. 482-484, 18 août.
- ARAKEL A. V. (1985)** - Vadose diagenesis and multiple calcretes soil profile development in Hutt Lagoon area, Western Australia. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, p. 243-254.
- BECH J., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. & MILLOT G. (1980)** - Sur l'extension géographique et climatique des phénomènes d'épigénie par la calcite dans les encroûtements calcaires. Exemple de la Catalogne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 291, D, p. 371 - 376.

- BEN BRAHIM M. (1983)** - Le couloir de Boudenib et ses bordures. Etude géomorphologiques. *Thèse, Univ. Paris I.*
- BEN SALAH M. (1989)** - L'Eocène continental d'Algérie; importance de la tectonogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation. *Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon I, 147 p.*
- BEN SALAH M., BENEST M. & TRUC G. (1987a)** - L'Eocène continental du Haut plateau d'El Aricha Extr. *IIème Colloque géol. afric., Congr. Soc. savantes, Lyon, pp. 265-272.*
- BEN SALAH M., BENEST M. & TRUC G. (1987b)** - Les formations continentales éocènes, détritiques et encroûtées, dans les hautes plaines oranaises, au Sud de Tlemcen, à Brézina, sur la retombée méridionale de l'Atlas saharien et à El kantara, près de Biskra (Algérie). *8th intern. Ass. Sedim., 8th Regional Meeting of Sedimentology, Tunis 1-3 avril 1987, pp. 540.*
- BEN SALAH M., BENEST M., GAOUAR A., TRUC G., & MOREL J.L. (1987)** - Découverte de l'ocène continental à Bulimes dans les Hautes Plaines oranaises (Algérie): conséquences paléogéographiques et structurales. *C. R. Sci. Paris, sér. II, t.305, 1, pp.35-38.*
- BEN SALAH M., BENEST M. & TRUC G. (1988)** - Relation entre phase d'émersion et tectonique compressive au Lutétien sur la bordure sud du bassin tellien (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 307, sér. II, p. 785-788.*
- BOUAZIZ S. (1986)** - La déformation dans la plate-forme du Sud tunisien (Dahar et Jeffar): approche multiscalaire et pluridisciplinaire. *Thèse 3ème cycle, Univ. Tunis, 180 p..*
- BOUJO A. (1976)** - Contribution à l'étude géologique du gisement de phosphates Crétacé - Eocène des Ganntour (Maroc occidental). - *Mém. Sci. Géol., 43, 227 p.*
- BROWN C. N. (1956)** - The origin on caliche on the northeastern Llano Estacado, Texas. *J. Geol., 64, p. 1 - 15.*
- BUURMAN P. (1975)** - Wood opals from Yakuplu, Turkey: their properties and genesis. *Scripta geologica, n° 30, 19 p., 15 fig..*
- CAILLEUX T. (1929)** - Les roches sédimentaires de France: Roches siliceuses. *Mém; Serv. Soc. Géol. Fr., 17 fig., 30 pl., 774 p..*
- CAYEUX L. (1897)** - Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. *Mém. Inf. Géol. Nord, Lille, 4, 589 p..*
- CHADWICK O. A. & DAVIS J. O. (1990)** - Soil-forming intervals caused by eolian sediment pulses in the Lahontan basin, northwestern Nevada. *Geology, 18, p. 243 - 246.*
- CHOUBERT G. (1941a)** - Sur la transgression mésocrétacée et l'évolution de la chaîne hercynienne sud-marocaine à travers le Secondaire. *C.R.Ac.Sc., t. 213, p. 439.*
- CHOUBERT G. (1941b)** - Sur la présence d'une pénéplaine ancienne dans le Sud marocain. *Ibid. t. 213, p. 491.*

- CHOUBERT G. (1941c)** - Sur les déformations de la surface hammadienne et sur les mouvements atlasiques récents dans l'Anti-Atlas. *Ibid, t. 213, p. 5869.*
- CHOUBERT G. (1945)** - Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *Bull. Soc. géol. Fr., 5e sér., t. XV, et Notes et Mém. Serv. géol. Maroc.*
- CHOUBERT G. (1946c)** - Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *B. Soc. Géol. Fr. (5), XV, pp. 677-764, 7 fig., et Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n° 65.*
- CHOUBERT G. (1948)** - Essai sur la paléogéographie du Mésocrétacé marocain. *Livre jubilaire Soc. Sc. nat. Maroc.*
- CHOUBERT G. (1950)** - Réflexion au sujet du Pliocène continental. *Notes Serv. géol. Maroc., t. 3, p.13 .*
- CHOUBERT G. & SALVAN H. (1949)** - Essai sur la paléogéographie du Sénonien au Maroc. *Notes Serv. géol. Maroc, t. 2, 13.*
- CHOUBERT G. & LAVOCAT R. (1950)** - Les déformations et plis de la Hamada du Drâa. *C. R. Ac. Sc., t. 231, p. 451.*
- CHOUBERT G., SALVAN H. & TERMIER H. G. (1952)** - Sur l'âge des calcaires de Timhadit (Moyen Atlas). *C. R. Acad. Sc., 19 mai 1952, t. 234, p. 2090-2092.*
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1960-62)** - Evolution du Domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. *Mém. hors sér. Soc. Géol. Fr., (Livre-mémoire, P. Fallot) t. 1, p. 447-527.*
- CHOUBERT G. & FAURE-MURET A. (1970)** - Colloque International sur les corrélations du Précambrien (Anti-Atlas Occidental), Agadir - Rabat, 3 -23 Mai 1970, *Notes et Mémoires du Service Géologique, n° 229.*
- CLARION L. (1933)** - Les terrains primaires et la Hamada de Taouz (confins algéro-marocains). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.fasc. 4, pp. 47-48.*
- CLARION L. (1939)** - Note sur la géologie des environs de Kenadza. *Rapport inédit du Bureau de Recherches et de Participations minières. Juin 1939.*
- CLARION L. (1944)** - Carte géologique provisoire des plateaux et chaînes du Saghro-Tafilalt et Maïder au 1/200000. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, n°62.*
- CONRAD G. (1969)** - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). *C. R. Z. A.-C.N.R.S., série géol. n°10, 527p., 6 cartes h. t.*
- COQUE R. (1962)** - La Tunisie présaharienne (étude géomorphologique). *Thèse Lettres, Paris, Ed. Armand Colin, 467 p.*
- DAGUIN F. (1923)** - Compte-rendu sommaire d'excursions dans le cercle Sud (feuilles Boudenib, Bou Anane, Rich). *Archives Serv. géol. Maroc.*

- DAGUIN F. (1931) - Sur le Crétacé de la vallée de l'Oued Ziz (Maroc du Sud, Confins du Tafilalt). *Bull. Soc. géol. Fr., 5è série, t. I.*
- DELMAS A. B., GARCIA-HERNANDEZ J. F. & PEDRO G. (1982) - Discussion sur les conditions et les mécanismes de formation du quartz à 25°C en milieu ouvert. Analyse réactionnelle par voie cinétique. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg, vol. 35, p. 81-91.*
- DURAND J. H. (1953) - Etude géologique, hydrogéologique et pédologique des croûtes en Algérie. *Dir. Serv. clon. hydraul., Alger. Scient. pédol., n°2, 209 p., 15fig., 70cartes, 45 phot..*
- DERCOURT J., ZONENCHAIN L. V., RICOU L. E., KAZMIR V. G., LE PICHON X., KRUPPER A. L., GRANDJACQUET G., SBORSHCHIKOV I. M., BOULIN J., SOROKHTIN O., GEYSSANT J., LEVRIER C., BIJU DUVAL B., SIBRIET J. C., SAVOSTIN L. A., WESTPHAL M. & LAUER J. C. (1985) - Présentation de 9 cartes pléogéographiques au 20.000.000e s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel. *Bull. Soc. Géol. France, sér. 8, t. I, n°5, p. 637-652.*
- DURAND J. H. (1959) - Les sols rouges et les croûtes en Algérie. *Dir. Ser. colon. et hydraul., Alger. Scient. pédol., n°7, 188p., 14fig., 79tabl., 2cartes, 45phot..*
- EL YOUSSE M. (1986) - Sédimentologie et paléogéographie du Permo-Trias du Haut Atlas central (Maroc). *Thèse Univ. Sc. et Méd. Grenoble, 195p..*
- EL YOUSSE M., MILLOT G., PAQUET H., TRIAT J. M. & TRUC G. (1989) - Attribution de la Hamada du Guir à l'Eocène (Sud-Est du Maroc). Importance de l'épigénie carbonatée affectant les formations continentales qui la constituent. Conséquences cartographiques, paléoclimatiques et géomorphologiques. *8ème Conférence de la Société Géologique de l'Afrique, Rabat (Maroc), 29 mars - 04 avril 1989.*
- EL YOUSSE M. & JAUTEE E. (1989) - L'épigénie dolomitique dans le Permo-Trias continental du Haut-Atlas central. Facteurs locaux et facteurs globaux. *8ème Conférence de la Société Géologique de l'Afrique, Rabat (Maroc), 29 mars - 04 avril 1989.*
- EL YOUSSE M., TRUC G., PAQUET H., MILLOT G. & TRIAT J. M. (1990) - Un piémont détritique à encroûtements carbonatés. La Hamada du Guir au Maroc. *Méditerranée, n° hors série, pp.34-35.*
- EL YOUSSE M., TRUC G., MILLOT G., PAQUET H., J. PERRIAUX & POUPEAU G. (1993) - La Hamada du Guir (Anti-Atlas oriental marocain): diagenèse épigénèse continentale dans des dépôts fluviatiles éocènes. *14th. Regional Meeting of sedimentology. April 27-28/1993- Marrakesh.*
- FEDAN G. (1988) - Evolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements: le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso-Cénozoïque. *Thèse Univ. Mohammed V, Rabat, 338 p.*
- FLAMAND G. M. B. (1911) - Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud). *Thèse Univ de Lyon, Rey édit.*

- FREYTET P. & PLAZIAT J. C. (1982) - Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contributions to sedimentology, n° 11, 216p., 59fig., 49pl., schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, Berlin.*
- GARDNER L. R. (1972) - Origin of the Mormon Mesa Caliche, Clark County, Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull., 83, p. 143 - 155.*
- GAUTIER H. (1957) - Contribution à l'étude géologique des formations post-liasiques des bassins du Dadès et du Haut Todra (Maroc méridional). *Notes, Mém. Serv. Géolog., n° 119, pp 212.*
- GENTIL L. (1913) - Carte du Maroc, à l'échelle du 1.000.000è. Vue d'ensemble sur le relief du Maroc. *HENRI BARRERE (Ed). Paris.*
- GEVIN P. (1960) - L'axe cristallin Yetti Eglab et ses bordures sédimentaires. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, n° sér., n° 23, 328 p., 70 fig., 20 pl..*
- GEVIN P., MEIN P. & MONGEREAU N. (1970) - Les conglomérats de la Hamade el Akouadim (région de Tindouf, Sahara occidental). *C. R. somm. Soc. géol. France, Paris, Fasc. 5, p. 147-148, 1 fig..*
- GEVIN P., FEIST M. & MONGEREAU N. (1974) - Découverte de charophytes d'âge Eocène au Glib Zegdou (Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord, t. 65, Fasc. 1 & 2, p. 371-376.*
- GEVIN P., MONGEREAU N. & TRUC G. (1975) - La Hamade de Draa (Sahara algérien, Frontière algéro-marocaine) - Etat des connaissances actuelles. *"Livre jubilaire Jacques Flandrin" Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon, H. S. p. 305-319, 2 fig., 3 pl..*
- GILE L. H. (1961) - "A classification of Ca horizons in soils of desert region, Dona Ana Country, New Mexico". *Soil Sci. Soc. Am. Proc., 25, 1, pp. 52-61.*
- GILE L. H., PETERSON F. F. & GROSSMAN R. B. (1966) - Morphological and genetic sequence of carbonate accumulation in desert soils. *Soil Sci., 101, p. 347 - 360.*
- GILE L. H. & HAWLEY J. W. (1972) - The prediction of soil occurrence in certain desert regions of the southwestern United States. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36, p. 119 - 124.*
- GOUDIE A. (1973) - Duricrusts in tropical and subtropical landscapes. *Clarendon Press, Oxford, 174p., 45 fig., 41 tabl..*
- GRAMBAST L. & LAVOCAT R. (1959) - Sur la présence dans la région du Draa (Sahara nord-occidental) de couches éocènes datées par les charophytes. *C. R. somm. Soc. Géol. France, 6, p. 153-154.*
- GUERRAK S. (1984) - Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf: Le gisement de fer oolithique Dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse 3è Cycle, Univ. Alger.*

- GUILLEMOT J (1952)** - La bordure sud-tellienne dans le Titterie. *XIX Cong. géol. Intern. Monogr. rég., sér. I, Algérie, n° 9, Alger.*
- GUILLEMOT J (1957)** - Lettres de Jodot P. à Guillemot J (26 fev. 1957) et de Guillemot J. à Jodot P. (13 mars 1957). *Inédites.*
- HALITIM A., ROBERT M. & PEDRO G. (1983)** - Etude expérimentale de l'épigénie calcaire des silicates en milieu confiné. Caractérisation des conditions de son développement et des modalités de sa mise en jeu. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg, 71, p. 63 - 73.*
- HERBIG H. G. (1988)** - The Upper Cretaceous to Tertiary Hammada West of Errachidia (SE Morocco): a continental sequence involving paleosol development. *N. Jb. Geol. Abh. 176/2, pp. 187-212.*
- HERBIG H. G. (1991)** - Das Paläogen am Südrand des zentralen Hohen Atlas und im Mittleren Atlas Marokkos. Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläotektonik. - *Berliner geowiss. Abh., (A), 135, 286 pp., 52 fig., 1 tabl., 40 pl., app. 1-3, Berlin.*
- HINDERMEYER J. (1950)** - Observations géologiques dans les Hammadas au Sud de Boudenib. *Notes Serv. géol. Maroc, t. 3, p. 105.*
- HUTTON J. T., TWIDALE C. R., MILNES A. R. & ROSSER H. (1972)** - Composition and genesis of silcretes and silcrete skins from the Beda valley, Southern Arcoona Plateau, South Australia. *J. Géol. Soc. Austr., vol. 19, p. 31-39.*
- ILLER R. K. (1979)** - The chemistry of silica: Solubility, Polymerization, Colloid and Surface Properties and Biochemistry. *John Wiley and Sons, New-York, 866 p.*
- JAMES N. P. (1972)** - Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: Criteria for subaerial exposure. *J. Sedim. Petrol., 42, p. 817 - 836.*
- JESSUP R. W. (1961)** - Evolution of the two youngest (Quaternary) soil layers in the South Eastern portion of the Australian arid zone. I. The Parakylia layer. *J. Soil Sci., 12, p. 52 - 63.*
- JESSUP R. W. & WRIGHT M. J. (1971)** - Cenozoic sediments, soils and climates at Whyalla, South Australia. *Geoderma, 6, p. 27 - 308.*
- JODOT P. (1936)** - Une espèce ancestrale des Clavator de Madagascar, Pulmonés terrestres rencontrés dans les poudingues aquitaniens du Sud constantinois (Algérie). *Bull. Soc. géol. Fr. 5^e sér., t. 6.*
- JODOT P. (1938)** - Recherches sur les mollusques continentaux: 1° un nouveau Clavator fossile dans les calcaires hammadiens des confins algéro-marocains du Sud. *Bull. Soc. géol. Fr., 5^e sér., t. 8.*
- JODOT P. (1951a)** - Pseudoceratodes du Nummulitique continental circumsaharien. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie.*
- JODOT P. (1951b)** - L'étrange lumachelle néogène à Limicolaria Kem-Kemansis nov. sp. des Hammadas du Sud marocain présaharien. *Notes Serv. Géol. Maroc, t. 5, p. 157.*

- JODOT P. (1952)** - Sur le Sparnacien fluvio-saumâtre et le Lutétien terrestre de Brézina (Sud-Oranais). *C. R. Acad. Sc. Paris, 234, p. 2548-2550.*
- JODOT P. (1953)** - Les Mollusques continentaux aquitaniens du Maroc. *Notes. Serv. géol. Maroc, t VII, pp. 173-240.*
- JODOT P. (1957)** - Le nouveau genre *Vicentinia* et ses espèces dans l'Eocène de Timhadit (Moyen Atlas marocain). *Extr. Bull. Soc. Hist. nat. A. F. N., t. 48, n° 3-4, Alger.*
- JODOT P. (1957)** - Sur la nomenclature de quelques hélicidés bulimoïdes de l'Eocène. *J. Conch., Paris, 97, p. 89-101.*
- JODOT P. & LAVOCAT R. (1950)** - Sur la faune de Gastéropodes des terrains de couverture de la Hamada du Drâ. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 16, 18 déc.*
- JOLY F. (1950)** - Sur le dédoublement de la série tertiaire de la Hamada du Guir au Sud de Taouz et sur l'extension probable du tertiaire dans les de la Daoura (Maroc sud oriental). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 13, 7 nov.*
- JOLY F. (1954)** - Aperçu géographique; géologique des terrains de couverture in "les Hammadas sud-marocaines", *Trav. Inst. scient. chérif., Rabat, Sér. Génér., n° 2.*
- JOLY F. & LAVOCAT R. (1949)** - Observations géologiques et morphologiques dans les Kem Kem de la Daoura (Maroc sud oriental). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr., n° 13, 7 nov.*
- JONES B. F. (1986)** - Clay minerals diagenesis in lacustrine sediments. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1578, p. 291-300.*
- JONES B. F. & GALAN E. (1988)** - Palygorskite-Sepiolite. In "Hydrous Phyllosilicates exclusive of micas", S. W. BAILEY (Ed.) *Geol. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy, 19, 725p. (chap. 16, p. 631-674).*
- KALKOWSKY E. 1901** - Die verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. *Abh. Naturwiss. Ges. Isis, Dresden, p. 55-107.*
- KRAUSKOPF K. B. (1956)** - Dissolution and precipitation of silica at low temperatures.
- LAFFITTE R. (1939)** - Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, sér. 2, Stratigr. Descript. région., n° 15, 484 p..*
- LA IGLESIA A. (1977)** - Precipitacion por disolucion homogenea de silicatos de aluminio y magnesio a temperature ambiente. Sintesis de la palygorskita. *Estudios geol., 33, p.535-544.*
- LAMPLUGH G. W. (1907)** - The geology of the Zamberi Basin around the Batoka Gorge (Rhodesia). *Geol. Soc. London Quart. J., vol. 63, p. 132-216.*
- LAPPARENT de A. F. (1947)** - Stratigraphie et âge du continental intercalaire dans le Gourarat, Touat et le Tikidelt (Sahara algérien). *C. R. Ac. Sc., t. 225, p. 754.*

- LAVILLE E. (1985) - Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc): modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse, Doct. Etat, 2s-Sciences, Univ. Montpellier, France, pp. 166.*
- LAVOCAT R. (1948a) - Sur l'existence de plissements affectant les terrains récents de la Hammada du Guir. *C. R. somm. Soc. géol. Fr., n° 7, 12 avril.*
- LAVOCAT R. (1949b) - Quelques observations dans les Hammadas du Sud marocains Ibid., 9 mai.
- LAVOCAT R. (1950) - Sur l'âge de la hammada du Drâ. *C. R. somm. Soc. géol. Fr., n° 9, 8 mai.*
- LAVOCAT R. (1954) - Reconnaissance géologique dans les Hammadas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et Mém. Serv. géol., Maroc, n° 116.*
- MACHETTE M. N. (1985) - Calcic soils of the American Southwest Soils and Quaternary Geology of the southwestern United States. *Spec. Pap. Geol. Amer., 203, p. 1 - 22.*
- MAHBOUBI M. (1983) - Etude géologique et paléontologique des Monts de Ghar Rouban et de Sidi Abed. *Thèse Sci. Paris, Publ. Serv. carte géol. Algérie, sér; 2, n° 16, vol. 1, 538 p. 131 fig., 34pl..*
- MAHBOUBI M., AMEUR R., CROCHET J. Y. & JAEJER J. J. (1984) - Implications paléogéographiques de la découverte d'une nouvelle localité éocène à Vertébrés continentaux en Afrique nord-occidentale: El Kohol (Sud Oranais), Algérie. *Géobios, n° 17, Fasc. 5, p. 625-629, 1 fig., Lyon.*
- MAHDOUDI M. L. (1988) - Cycle sédimentation- Encroûtements carbonatés dans les séries rouges jurassiques du Haut Atlas Central (Maroc). *Thèse 3ème cycle, Univ. Dijon, 164 p.*
- MANN A. W. & HORWITZ R. C. (1979) - Groundwater calcretes deposits in Australia: Some observations from Western Australia. *J. Geol. Austr., 26, p. 293 - 303.*
- Mc FADDEN L. D., AMUNDSON R. G. & CHADWICK O. A. (1991) - Numerical modeling, chemical and isotopic studies of carbonate accumulation in soils of arid regions. In "Occurrence, Characteristics and Genesis of carbonate, gypsum and silica accumulations in soils", W. D. NETTLETON (Ed.), *SSSA Spec. Publ., Madison, 26, 149 p. (p. 17 - 35).*
- Mc GRATH D. A. (1984) - Morphological and mineralogical characteristics of indurated caliches of the Llano Estacado. *M. S. Thesis, Texas Tech. Univ., 123p. (in JONES & GALAN, 1988).*
- MENCHIKOFF N. (1931) - Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géogr. phys. et Géol. dynam. Paris.*
- MENCHIKOFF N. (1936) - Etudes géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bull. Soc. géol. Fr., 5e sér., t. 6.*

- MENCHIKOFF N. (1946) - Sur les dépôts post-turonien des confins algéro-marocains du Sud. *C. R. somm. Soc. géol. Fr., 4 nov.*
- MICHARD A. (1976) - Eléments de géologie marocaine. *Notes et Mém. Serv. Géol., Maroc, n° 252, 408 p..*
- MILLOT G. (1960) - Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 13, 4, pp. 129-146.*
- MILLOT G. (1964) - Géologie des argiles. *Masson éd., Paris, 499 pp.*
- MILLOT G. (1967) - Etude des roches argileuses et l'interprétation des faciès. *Sedimentology, v. 8, pp. 259- 280.*
- MILLOT G. (1980) - Les grandes aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux et désertiques. *Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 10, p. 295 - 305.*
- MILLOT G. & BONIFAS M. (1955) - Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de la latéritisation et de bauxitisation. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 8, vol. 1, pp. 3-20.*
- MILLOT G., RADIER H. & BONIFAS M. (1957) - La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite. *Bull. Soc. géol. Fr., 6ème série, t. VII, pp. 425-433.*
- MILLOT G., RADIER H., MULLER-FEUGA R., DEFOSSEZ M. & WEY R. (1959) - Sur la géochimie de la silice et la silicification saharienne. *Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., Strasbourg, t. 12, fasc. 2, pp. 3-15.*
- MILLOT G., PAQUET H. & RUELLAN A. (1969) - Néof ormation de l'attapulgite dans les sols à carapaces calcaires de la Basse Moulouya (Maroc oriental). *C. R. Acad. Sci. Paris, t. 268, série D, pp. 2771-2774.*
- MILLOT G. & FAUK R. (1971) - Sur l'origine de la silice, des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. *C. R. Acad. Sci. Paris, série D, t. 272, pp. 4-7.*
- MILLOT G., NAHON D., RUELLAN A. & TARDY Y. (1977) - L'épigénie calcaire des roches silicatées dans les encroûtements carbonatés en pays subaride (Anti Atlas, Maroc). *Sci. géol. Bull., Strasbourg, t. 30, fasc. 3, pp. 129-152, 10 fig., 3 pl..*
- MILLOT G., NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. & TARDY Y. (1978) - Geochemistry of calcareous epigenesis in calcretes: Argilization, silicate hydrolysis, calcitization. *Xth Intern Congr. Sedimentology, Jerusalem, abstracts, p; 439.*
- MILLOT G. & PAQUET H. (1987) - Le remplacement à volume constant ou épigénie dans les altérations météoriques et les gîtes minéraux supergènes. *Yerbilimleri, 1, p. 1 - 11.*
- MILNES A. R., WRIGHT M. J. & THIRY M. (1991) - Silica accumulations in saprolites and soils in South Australia. In "Occurrence, characteristics, and genesis of carbonate, gypsum, and silica accumulations in soils", W. D. NETTLETON (Ed.), *Soil Sci. Soc. Amer., Spec. Publ., 26, p. 121-149.*

- MILNES A. R. (1992) - Calcrete. In "Weathering, soils and Paleosols", I. P. MARTINI & W. CHESWORTH (Eds), Developpements in Earth Surface Processes, Elsevier, 2, 618p. (chap. 3, p. 309 - 347).
- MORELLI J., BUAT MENARD P. & CHESSELET R. (1971) - Mise en évidence de l'atmosphère marine d'aérosols enrichis en potassium et calcium, ayant la surface de la mer pour origine. *C. R. Acad. Paris*, 272, B, p. 812 - 815.
- MOUTAOUAKIL D. (1990) - Sédimentologie et minéralogie des phosphates céno-mésozoïques du Sud du bassin des Ouled Abdoun (Maroc). Application à la géochimie de l'uranium. *Thèse Spécialité, Perpignan*, 240 p.
- MOUTAOUAKIL D. & GIRESE P. (1993) - Pétrologie et environnements sédimentaires des phosphates mésozoïques du bassin des Ouled Abdoun (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 64, n° 3, p. 473-491.
- NAHON D. (1991) - Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. *John Wiley & Sons, Inc.*, 313 p.
- NAHON D., PAQUET H., RUELLAN A. & MILLOT G. (1975) - Encroûtements calcaires dans les altérations des marnes éocènes de la falaise de Thiès (Sénégal): organisation et morphologie. *Sci. Géol. Bull. Strasbourg*, 28, p. 29 - 46.
- NETTERBERG F. (1980) - Geology of southern African calcretes: 1. Terminology, description, macrofeatures and classification. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 83, p. 255 - 283.
- OLIVA P. (1974) - La distribution des croûtes et encroûtements dans l'Anti-Atlas occidental. Une approche géomorphologique du problème des croûtes sur roches non calcaïques. CNRS. Trav. RCP 249, p. 47 - 77.
- PAQUET H. (1970) - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens, tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg*, vol. 30, 212p., 29fig., 65tabl..
- PAQUET H. (1983) - Stability, instability and significance of attapulgite in the calcretes of mediterranean and tropical areas with marked dry season. *Sci. géol., Mém.*, 72, pp. 131-140.
- PAQUET H. & MILLOT G. (1972) - Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products and soils of mediterranean climates. *Proc. IVth Intern. Clay Conf. Madrid*, p. 271284.
- PAQUET H. & RUELLAN A. (1993) - Epigénie et encroûtements calcaires (calcrètes). Les colloques de l'Académie des sciences et du Cadas. *Coll. "Sédimentologie et géochimie de la surface" à la mémoire de Georges Millot*. p. 19 - 39.
- PEDRO G. & DELMAS A. B. (1981) - Regards actuels sur les phénomènes d'altération hydrolytique. Leur nature, leur diversité et leur place au cours de l'évolution géochimique superficielle. *Cah. ORSTOM, série pédol.*, 18, pp. 217-234.

- PLAZIAT J. C. (1970) - Huitres de mangrove et peuplements littoraux de l'Eocène inf. des Corbières. *Géobios, Lyon*, 3, 1, pp. 7-27.
- PLAZIAT J. C. (1971) - Racines ou terriers, Critères de distinction à partir de quelques exemples du Tertiaire continental et littoral du bassin de Paris et du midi de la France. Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, pp. 155-164.
- PLAZIAT J. C. (1984) - Stratigraphie et évolution paléogéographique du domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé (phase maastrichtienne) à la fin de l'Eocène (phase pyrénéenne). *Thèse Doct. Es-Sciences, Univ. Paris-Sud (Orsay)*, n° 2885, 3 vol., 1362 p.
- PLAZIAT J. C. & FREYTET PP. (1977) - La notion de pseudo-microkarst et sa signification dans les formations "lacustres". *5ème Réun. ann. Sci. de la Terre, Rennes*.
- PLAZIAT J. C. & FREYTET PP. (1978) - Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléopédogenèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, pp. 1661-1664, 3 fig..
- POIRMEUR H. (1904) - La région du Guir-Zousfana. *Bull. Comité Afr. fr. Ren. coloniaux*.
- PRIKRYL J. D., POSEY H. H. & KYLE J. R. (1988) - A petrographic and geochemical model for the origin of calcite cap rock at Damon Mound Salt Dome, Texas, U. S. A. *Chemical Geol.*, 74, p. 67 - 97.
- PROUST F. (1973) - Etude stratigraphique, pétrographique et structurale du bloc oriental du Massif ancien du Haut Atlas (Maroc) (Résumé de thèse). *Notes Serv. Géol. Maroc*, t. 34, n° 254, p. 15-53.
- RABIA M. C. (1984) - Etude géologique de la région des Chotts (Sud tunisien) par télédétection spatiale, détection de la radioactivité naturelle et analyse hydrogéologique. *Thèse 3ème cycle, Univ. Bordeaux I*.
- REEVES C. C. (1970) - Origin, classification and geologic history of caliche on the southern High PLains, Texas and eastern New Mexico. *J. Geol.*, 78, p. 352 - 362.
- ROCH R. (1933) - Itinéraire géologique de Boudenib au M'Hamid (Sud marocain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e sér., t. 3.
- ROCH R. (1937) - L'Oligo - Miocène du versant Sud du Haut Atlas marocain. *C. R. A. Sci., Paris*, t. 205, p. 289-290, 1 fig., 26 juil.
- ROSSINSKY V. J., WANLESS H. R. & SWART P. K. (1992) - Penetrative calcretes and their stratigraphic implications. *Geology*, 20, p. 331 - 334.
- ROULIN F. (1985) - L'Eocène continental du synclinal d'Apt (Vaucluse, Sud-Est de la France): enchainements silcrêts-calcrètes et argilogenèse. *Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon*, 242 p..

- ROULIN F. (1987) - Enchainements géodynamiques, climatiques et géochimiques dans un bassin continental tertiaire/ dépôts de silcrètes, calcrètes et argiles associées. Le bassin éocène d'Apt, Vaucluse (France). *C. R. Acad. Paris, t. 305, série II, pp. 121-125.*
- RUPELLAN A. (1967) - Individualisation et accumulation du calcaire dans les sols et les dépôts quaternaires du Maroc. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol., 5, p. 421 - 462.*
- RUPELLAN A. (1970) - Contribution à la connaissance des sols de régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse - Moulouya (Maroc oriental). *Mém. ORSTOM, 54, 302p.*
- RUPELLAN A. (1970) - Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil calcaire différencié des plaines de la Basse - Moulouya (Maroc oriental). *Thèse Doc. Es-Sciences, Strasbourg, 482p., 41fig., 19tabl., 8pl. h. t..*
- RUPELLAN A., BEAUDET G., NAHON D., PAQUET H., ROGNON P. & MILLOT G. (1979) - Rôle des encroûtements calcaires dans le façonnement des glacis d'ablation des régions arides et semi-arides du Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris, 289, D, p. 619 - 622.*
- SAADI M. (1975) - Les anciennes mines du Maroc. *Notes et Mémoires des mines et Géologie du Maroc, n° 277.*
- SASSI S., TRIAT J. M., TRUC G. & MILLOT G. (1984) - Découverte de l'Eocène continental en Tunisie Centrale: la formation du Jebel Chambi et ses encroûtements carbonatés. *C. R. Ac. Sc. Paris 299, II, p. 357-364.*
- SAVORIN J. (1920) - L'Aquitainien continental dans le Sud marocain. *C. R. Ac. Sc. Paris, t. 171, p. 807, 1920.*
- SCHLESINGER W. H. (1978) - The formation of caliche in soils of the Mojave Desert, California. *Geochim. Cosmochim. Acta, 49, p. 57 - 66.*
- SIFFERT B. (1962) - Quelques réactions de la silice en solution: la formation des argiles. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., Strasbourg, vol. 21, 86 p..*
- SINGER A. (1977) - Dissolution of two Australian palygorskites in dilute acid. *Clays and Clay Minerals, 25, p. 126-130.*
- SINGER A. (1985) - Pedogenetic palygoskite in the arid environment. In: A. Singer & E. Galan (eds). Palygorskite-Seiolite. Occurrences, genesis and uses. *Development in Sedimentology, Elsevier, 37, pp. 169-176.*
- SPY-ANDERSON F. L. (1980) - La bordure vivaro-cévenol au Trias dans la région des Vans (Ardèche): histoire tect-sédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piémont et de plaine alluviale. *Thèse 3ème cycle, Lyon, 158 p., 30 fig., 6 tabl., 3 pl..*
- SPY-ANDERSON F. L. (1981) - Dolocrètes et nodules dolomitiques. Résultats de la dolomitisation directe, en milieu continental de sédiments terrigènes de la "formation bariolée supérieure" (Keuper) de la région des Vans (Ardèche, Sud-Est de la France). *Bull. B.R.G.M., sér. II, section I, n° 3, 5 fig., 1 pl., p. 195-205.*

- STORTZ M. (1928) - Die sekundären authigenen Kieselsäure in ihrer petrogenetischgeologischen Bedeutung. *Monogr. z. Geologie und Pal., II, 481 p.*
- TARDY Y. & GARRELS R. M. (1974) - A method of estimating the Gibbs energies of formation of layer silicates. *Geochim. Cosmochim. Acta, 38, p. 1101-1106.*
- THIRY M. (1993) - Silicifications continentales. Les colloques de l'Académie des sciences et du Cadas. *Coll. "Sédimentologie et géochimie de la surface" à la mémoire de Georges Millot. p. 177 - 198.*
- THIRY M. & TURLAND M. (1985) - Paléotoposéquences de sols ferrugineux et de cuirassements siliceux dans le Siderolithique du Nord du Massif Central (bassin de Montluçon-Domérat). *Géologie de la France, 2, pp. 175-192.*
- THIRY M. & MILLOT G. (1986) - Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *J. Sedim. Petr., 57/2, pp. 343-352.*
- THIRY M., KOENIGUER J.-C. & MENILLET F. (1988) - Les silicification de surface: la typologie et les outils de leur interprétation. *Bull. Inf. géol. Bass. Paris, 25/4, pp. 5-14.*
- THIRY M., BERTRAND AYRAULT M., GRISONI J. C., MENILLET F. & SCHMITT J. M. (1988) - Les grès de Fontainebleau: silicification de nappes liées à l'évolution géomorphologique du bassin de Paris durant le Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. Géol. France, 8, t. IV, n° 3, p. 419 - 430.*
- THIRY M. & BEN BRAHIM M. (1990) - Silicifications pédogénitiques dans les dépôts hamadiens du piémont de Boudenib (Maroc). *Geodinamica Acta (Paris), 4, 4, pp. 237-251.*
- THIRY M. & MILNES A. R. (1990) - Pedogenetic and groundwater silcretes at Stuart Creek opal field, South Australia. *Jour. Sed. Petrology, 61, 1, pp. 111-127.*
- THIRY M., SIMON-COINCON R. & MILNES A. R. (1991) - Marcos morfológicos de desarrollo de silcretas. In "Altearaciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular", J. A. Blanco, E. MOLINA & A. MARTIN-SERRANO (Eds.), *Inst. Tecn. Geominero Esp, Monographia 6, p. 161-183.*
- THIRY M. & MILNES A. R. (1992) - Bleachings related to continental landscapes. Role of groundwater circulation and geochemistry. *Cuarta reunion Argentina Sedimentologia, La Plata, Actas, 3, p. 201-208.*
- TRAPPE J. (1989) - Das marine Alttertiär im westlichen Hohen Atlas - Mikrofazies, Paläogeographie, Phosphoritgenese. - *Thesis, 219 pp., Bonn.*
- TRAPPE J. (1991a,b) - Stratigraphy, facies distribution and paleogeography of the marine Paleogene from the Western High Atlas, Morocco. - *N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 180, 279-321, Stuttgart.*
- TRAPPE J. (1992) - Microfacies zonation and spatial evolution of a carbonate ramp: marginal Moroccan phosphate sea during the Paleogene. *Geologische Rundschau 81/1, 105-126, Stuttgart.*

- TRAUTH N. (1974) - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelle (France), JbelGhassoul (Maroc). *Thèse Doct. Es-Sciences, Strasbourg, 309p., 95fig., 54tabl. (4 tabl. h. t.), 3pl.*
- TRAUTH N. (1977) - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassin de Paris, de Mormoiron et de Salinelle (France), JbelGhassoul (Maroc). *Mém. Sci. Géol., Inst. Géol., U. L. P. Strasbourg Edit., n°49, 195p., 76fig., 51tabl..*
- TRIAT J. M. (1979) - Paléaltérations dans la Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. *Thèse d'Etat, Marseille, 313p., 64fig., 22pl..*
- TRIAT J. M. (1982) - Paléaltération dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. *Sci. Géol. Mém., Strasbourg, n° 68, 202p., 53fig., 10pl..*
- TRIAT J. M. & TRAUTH N. (1972) - Evolution dans les sédiments paléogènes du bassin de Mormoiron (Vaucluse). *Bull. Soc. Miner. cristal. phys., t. 95, p. 482-494.*
- TRUC G. (1975a) - Les encroûtements carbonatés liés à la pédogenèse; rôle important des microorganismes: biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. *IX éme congrès international de sédimentologie, Nice, livret guide de l'excursion A2, Alpes de Haute-Provence et de Vaucluse, pp. 47-55, 3fig., 2 pl..*
- TRUC G. (1975b) - Sols à profil calcaire différencié et pellicules rubanées dans le Paléogène du Sud-Est de la France. *Colloque "types de croûtes calcaires et leur répartition régionale", Strasbourg, pp. 108-113.*
- TRUC G. (1978) - 1) Calcrète et silcrète de Jocas; Paléocène-Eocène de Mormoiron, S.E. de la France. 2) Calcrètes d'origine biologique et Microcodiums; Paléocène-Eocène des Monts-de-Vaucluse, S.E. de la France. *Xe Int. Cong. Sedimentology, Jérusalem.*
- TRUC G. (1981) - Encroûtements calcaires (calcrètes) de Tunisie. *Ier Cong. Nat. Sci. Terre, Tunis, pp. 102-103.*
- TRUC G. (1988) - Les malacofaunes à Blimes (Mollusques terrestres) dans l'Eocène périméditerranéen: peuplements, migration, extinctions. "Biogéographie historique de la distribution verticale dans les océans et sur les continents"; *Réunion de la Soc. de Biogéographie et de la Soc. géol. de France, Lyon, 2p..*
- TRUC G. (1989) - Malacofaune à Bulimes du Maghreb. Révision des données paléontologiques, stratigraphiques et paléoclimatiques relatives à ces mollusques terrestres de l'Eocène moyen et supérieur. *Soc. géol. de l'Afrique, 8ème conférence, Rabat.*
- TRUC G., TRIAT J. M., SASSI S., PAQUET H. & MILLOT G. (1985) - Caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface par altération météorique liée à la pédogenèse et par altération sous couverture liée à la diagenèse. *C. Soc. Géol. Afrique, Rabat, résumé, 2p.*

- TRUC G., TRIAT J.M., SASSI S., PAQUET H. & MILLOT G. (1985) - Caractères généraux de l'épigénie carbonatée de surface, par altération météorique liée à la pédogenèse, et par altération sous couverture liée à la diagenèse. *C. R. Acad. Sci. Paris, t.300, sér. II, n°7.*
- TRUC G., CHELLAI H. & EL YOUSSE M. (1987a) - Le niveau "calcaire à Vicentinia", dans le synclinal de Bou Anguer (près de Timahdit, Moyen Atlas marocain) représente des encroûtements calcaires polyphasés d'âge éocène, contenant une malacofaune à Bulimes identiques à celles de Tunisie et d'Algérie, dans l'arrière pays du plateau à phosphates. *8th Intern. Ass. Sedim., 8th Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, pp. 542.*
- TRUC G., CHELLAI H. & EL YOUSSE M. (1987b) - Les dalles à Clavator de la Hamada de Boudenib, dépendance de la Hamada du Guir, réputées lacustres et aquitaniennes, correspondent à de puissants épandages fluviaux encroûtés d'âge éocène contenant une "Malacofaune à Bulimes" (Province d'Errachidia, Maroc oriental). *8th Intern. Ass. Sedim., 8th Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, pp.542.*
- TRUC G., EL YOUSSE M., MAHDOUDI M. L., MILLOT G., PAQUET H. & TRIAT J. M. (1989) - L'épigénie carbonatée dans les formations continentales anciennes du Maroc. Répercussions paléoclimatiques, paléogéographiques, cartographiques et économiques à l'échelle des bassins sédimentaires concernés. Concepts relatifs à la dynamique de ce phénomène. *8ème Conférence de la Société Géologique de l'Afrique, Rabat (Maroc), 29 mars - 04 avril 1989.*
- VALLERON M. M. (1981) - Les faciès calcaires du Lutétien à Planorbis pseudoammonius dans le bas Languedoc. Argilogenèse et silicifications associées aux encroûtements calcaires. *Thèse 3ème cycle, Univ. L. Pasteur, Inst. Géol. Strasbourg, 101p., 58fig., 11tabl., 7pl. h. t..*
- VELDE B. (1985) - Clay minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. *Developments in Sedimentology, Elsevier, 40, 427p.*
- WEAVER C. E. & BECK K. C. (1977) - Miocene of the S. E. United States: A model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Developments in Sedimentology, Elsevier, 22, 234p.*
- WILBERT J. (1962) - Croûtes et encroûtements calcaires au Maroc. *Al Awamia, 3, p. 175-192.*
- WOOLNOUGH W. G. (1927) - The duricrust of Australia. *J. and Proc. Roy. Soc. New South Wales, Sydney, vol. 6, p. 24-53.*
- ZANKL H., BELLIERE J. & PRASHNOWSKY A. (1992) - Contributions to Moroccan geology. *Geologischen Vereinigung, Band81, Heft1, 1992, Ferdinand Enke Verlag Stuttgart.*
- ZERGOUNI F. (1985) - Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. *Thèse Doct. Es-Sciences, Univ. L. P. Strasbourg, 292 p.*

PLANCHES

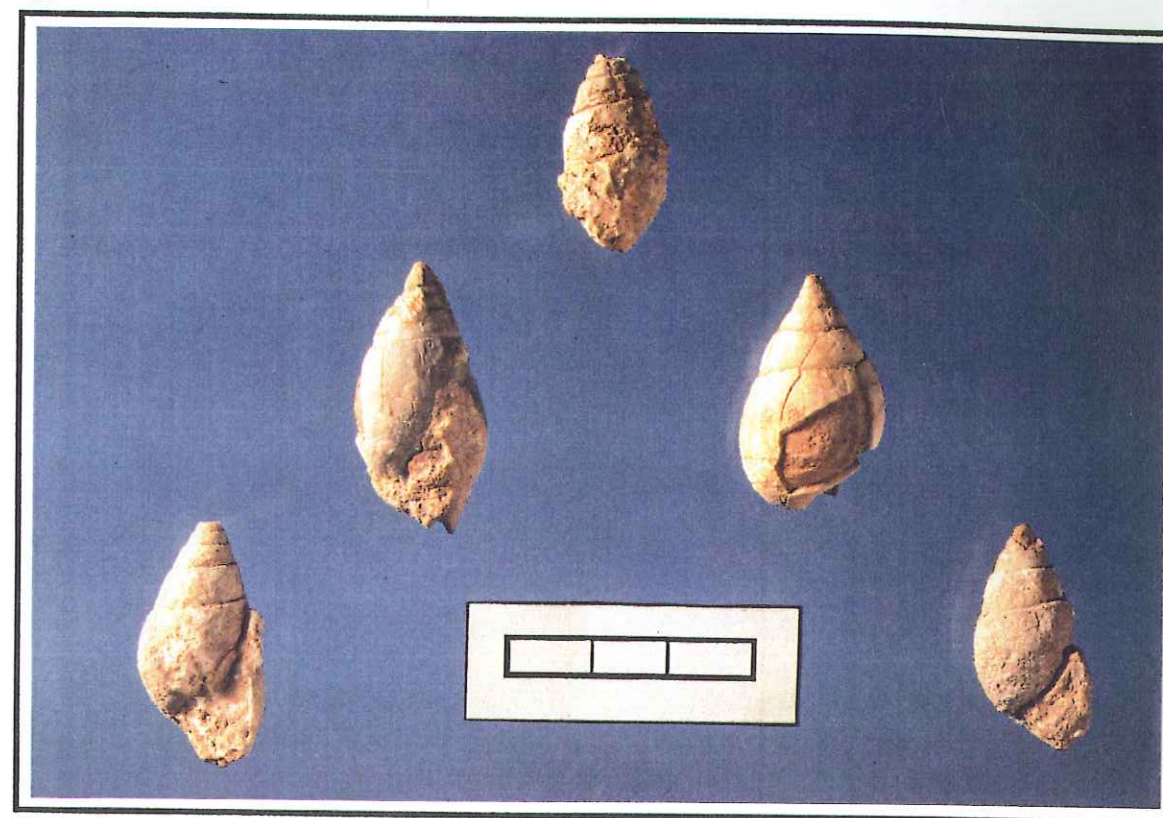
PLANCHE I

Gastéropodes de la famille des Bulimes

a - Genre *Romanella*; gisement: Gara Tiriatine (Hamada de Boudenib)

b - Genre *Vicentinia*; gisement: Timhadit (Moyen Atlas)

a



b

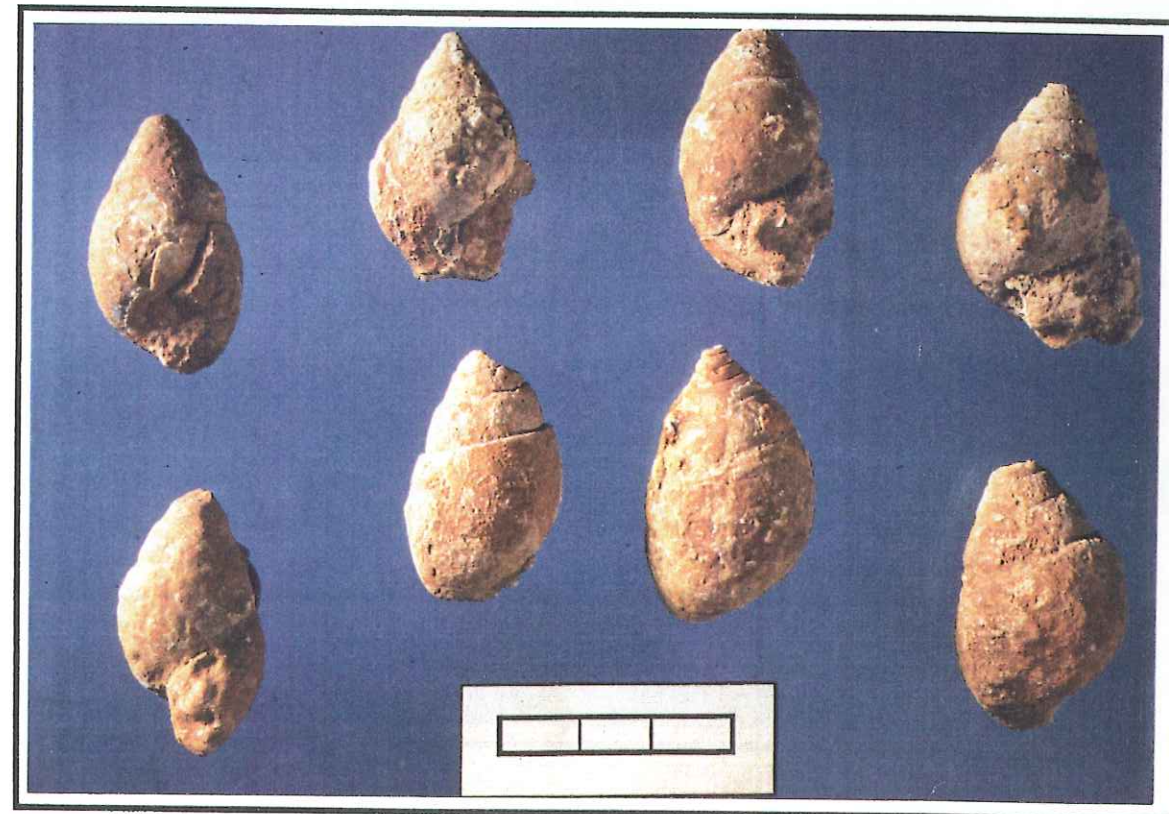


PLANCHE II

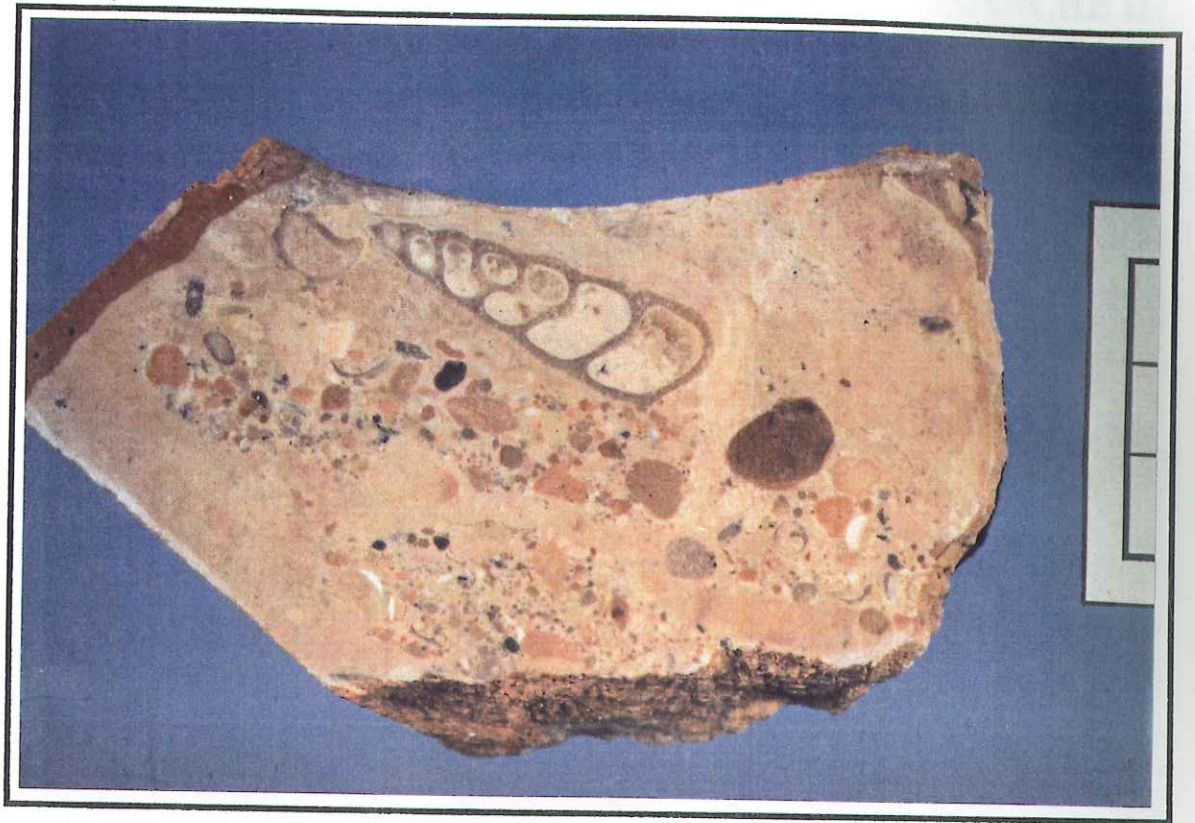
Gastéropodes de la famille des Mélandoïdes

a - Genre *Melanatria*; gisement: Gara Ouled Ali (Hamada de Boudenib).

b- Genre *Melanatria* en coupe longitudinale et faciès du milieu de dépôt (Hamada de Boudenib).

PLANCHE II

b



a

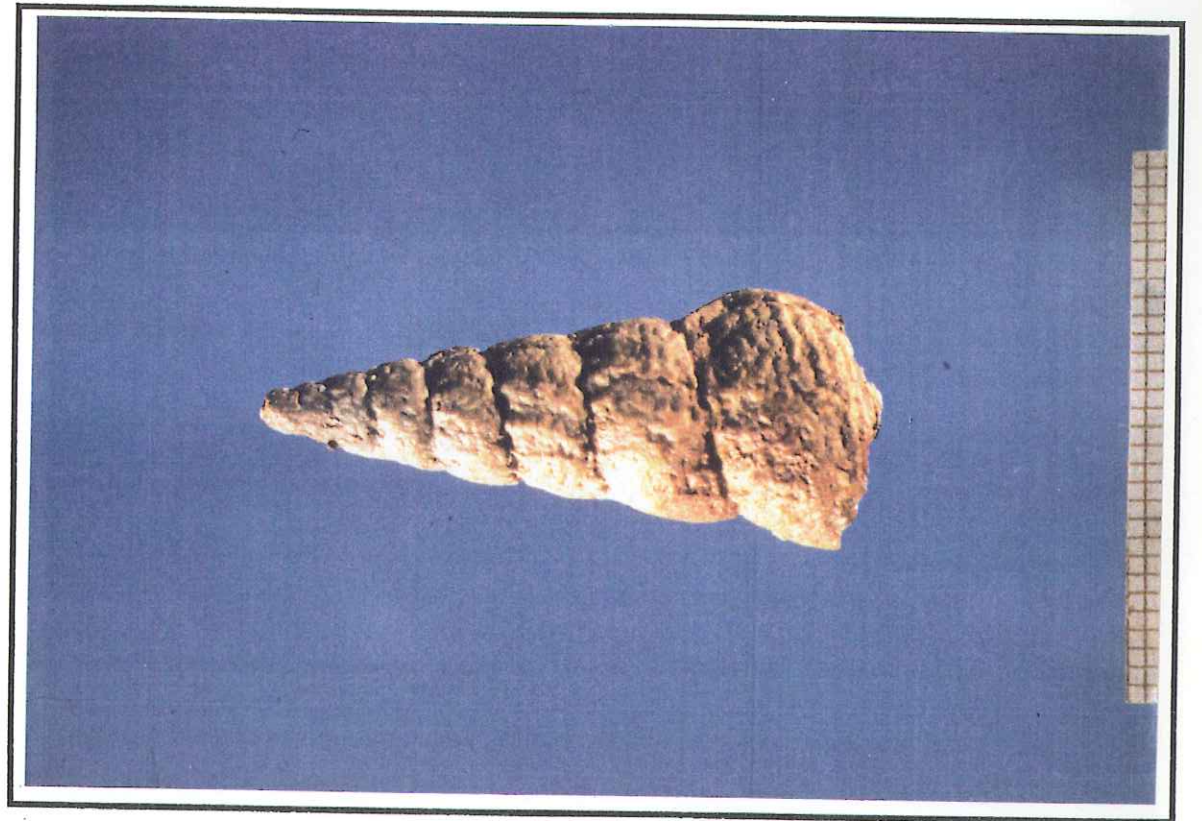


PLANCHE III

Paysages hamadiens

a- Vue d'ensemble: Garet Bou Ihouarène (Nord-Est Tafejjarht)

b- Morphologie des Garet

1- Kreb Sud Ouled Ali

2- Gara Ouled Ali

PLANCHE III

a



b



PLANCHE IV

Faciès d'encroûtements

a- Séquence d'encroûtement

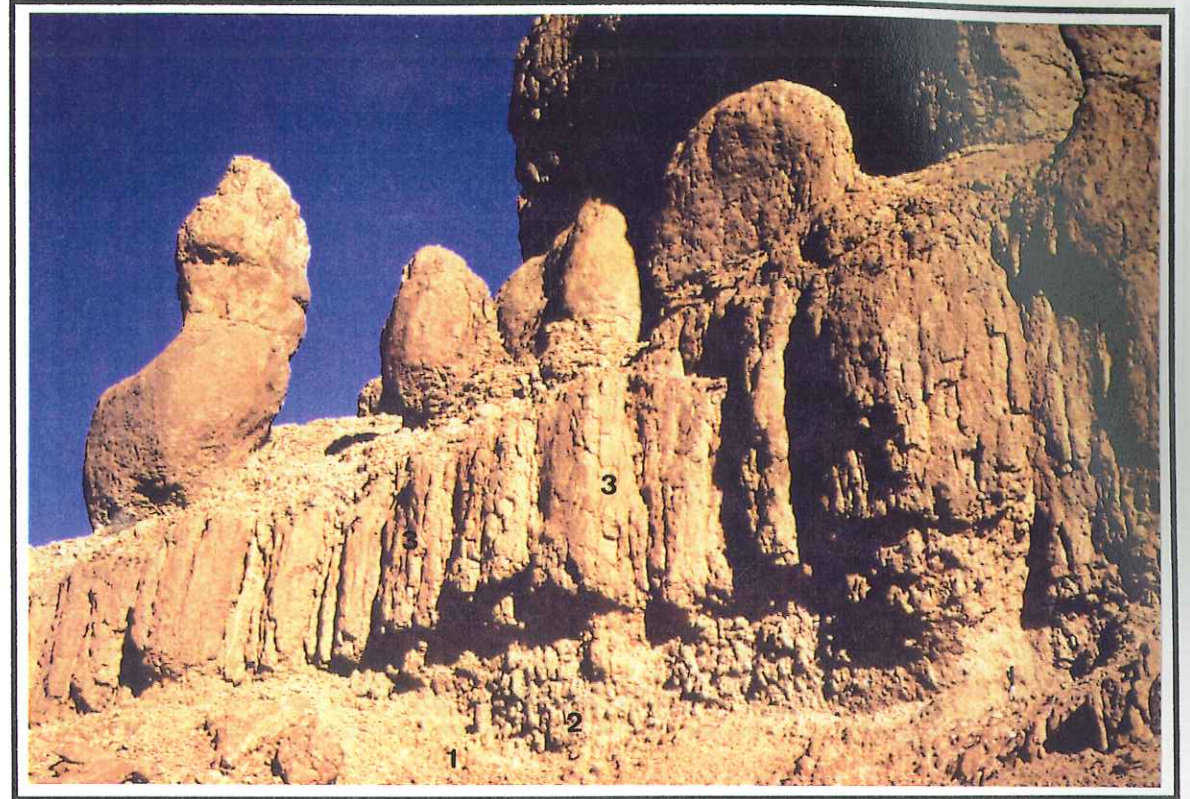
1- faciès à granules

2- faciès à nodules

3- dalle carbonatée à structure prismatique

b- Faciès granule remanié et cimenté par la calcite

a



b

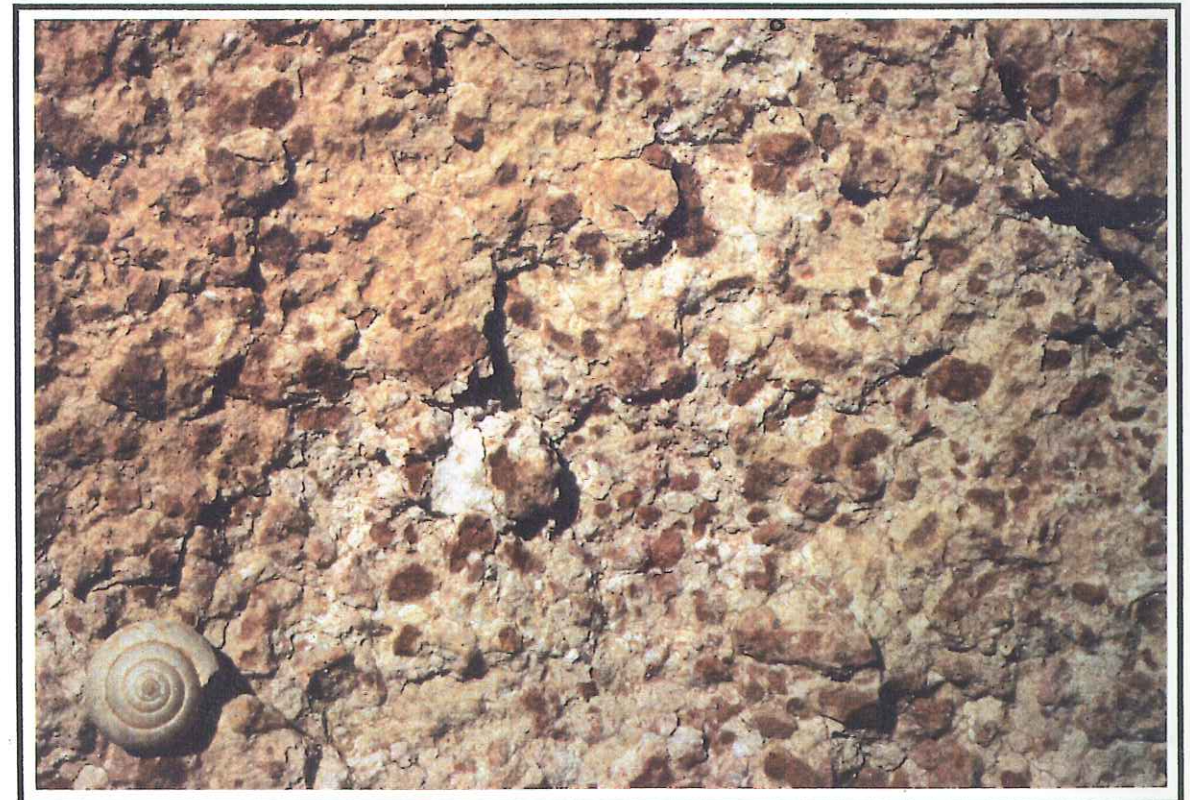


PLANCHE V

a-

- 1- faciès à nodules fusionnés: formation de piliers
- 2- pseudo-dalle carbonatée

b- structure en grille

PLANCHE V

b



a

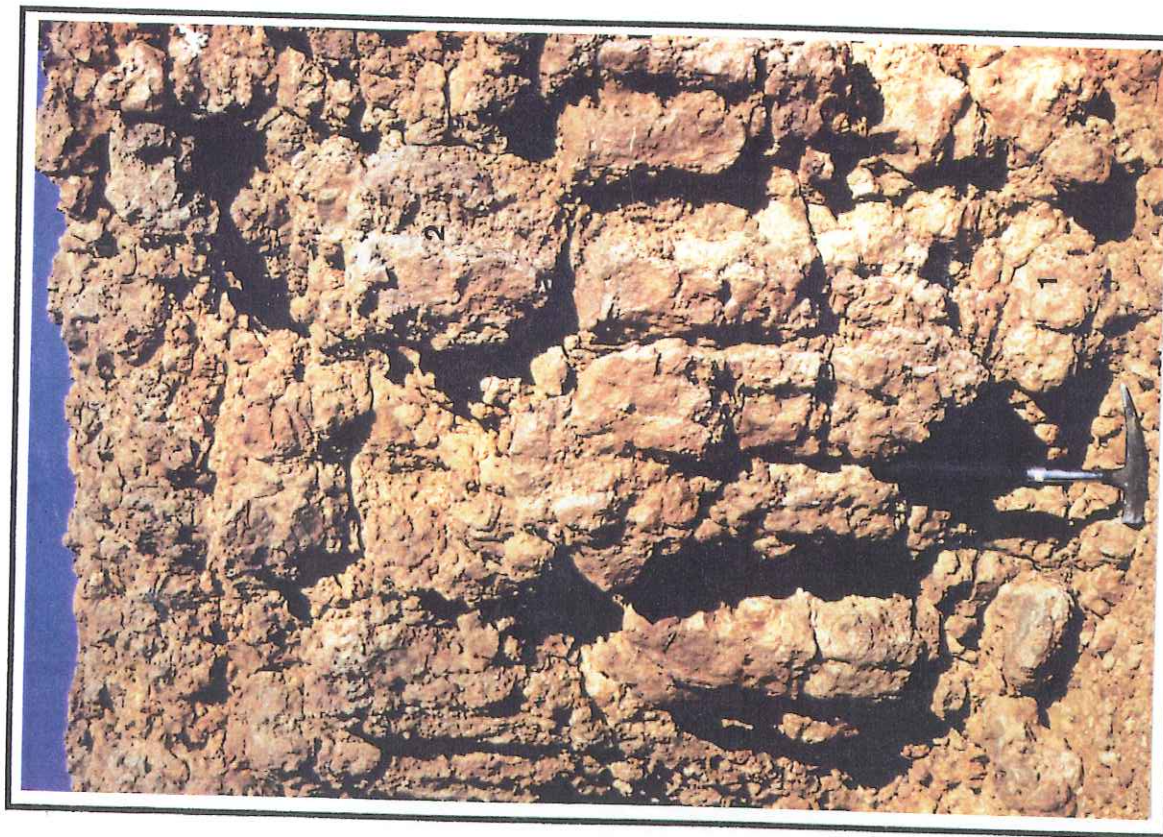


PLANCHE VI

a- Premier niveau silicifié: surface de silicification
pédogénétique (surface de l'ensemble B: secteur
septentrional)

b- Conglomérat de l'ensemble C carbonaté:

1- galets éclatés

2- galets corrodés

a



b



PLANCHE VII

Faciès d'épigénie carbonatée

a- Niveaux faiblement carbonatés

- 1- sédiment parental: grés et silt
- 2- fentes pluridirectionnelles remplies de carbonate

b- Stade de carbonatation très poussé:

- 1- reliques du sédiment initial
- 2- épigénie totale

PLANCHE VII

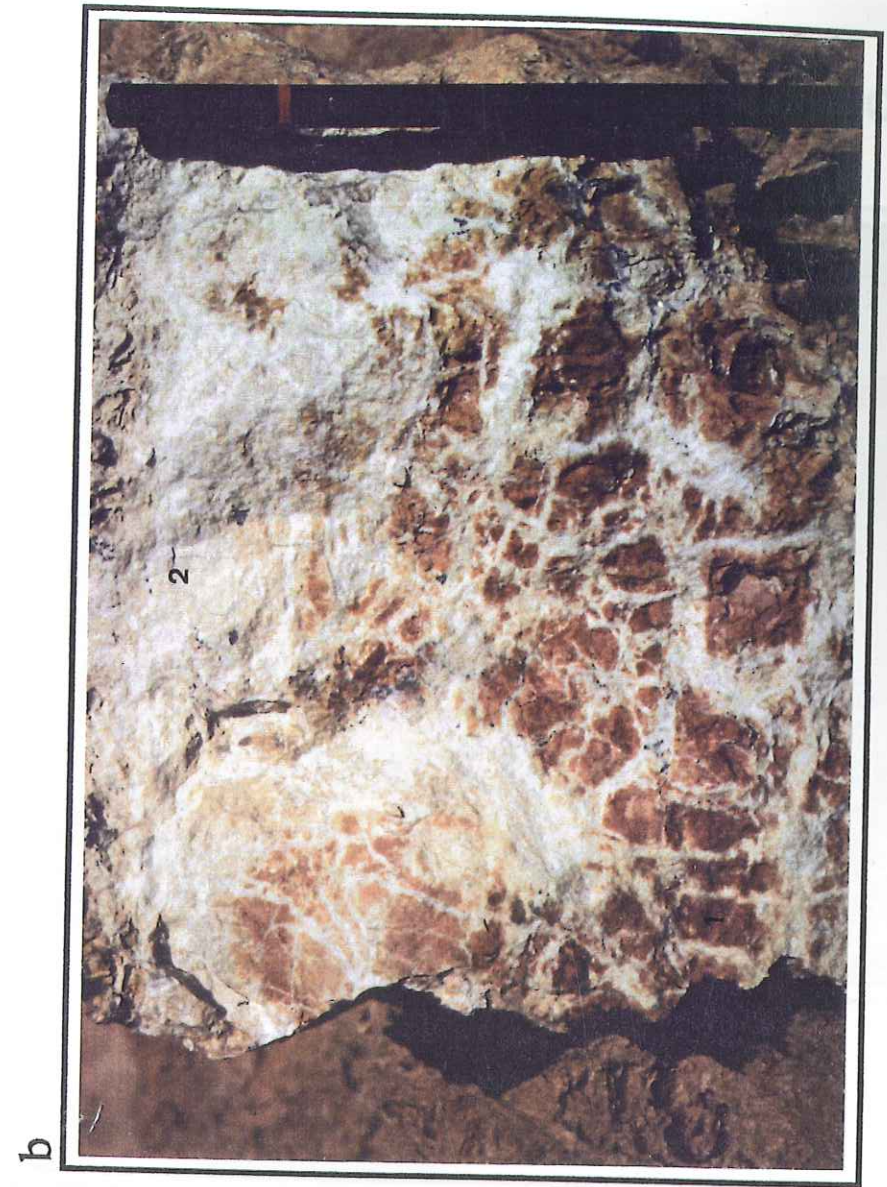


PLANCHE VIII

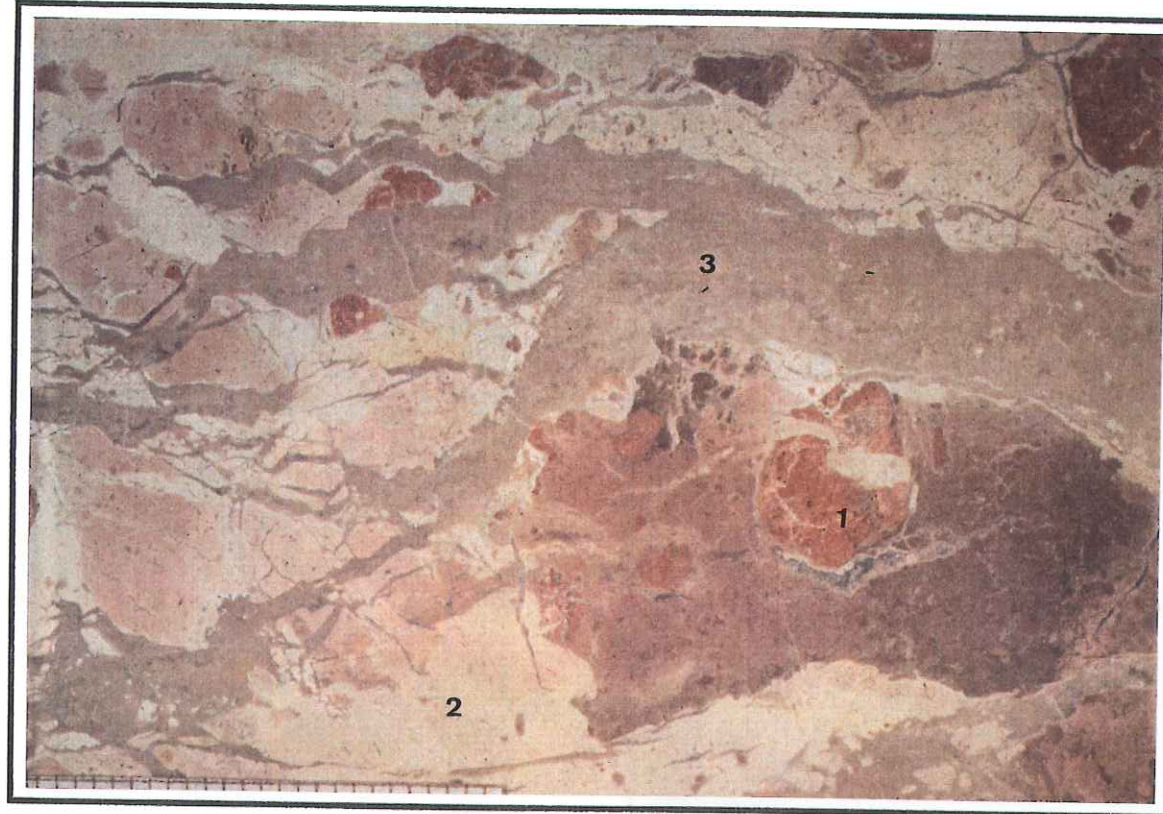
a & b- Niveau de dalle à carbonatation polyphasée

1- reliques du sédiment parental

2- phase calcitique

3- phase dolomitique

a



b



PLANCHE IX

Microfaciès (les n° correspondent dans l'ordre à la chronologie des événements)

a- La roche originelle: grès silteux

1- grains de quartz

2- phase de carbonatation

b- Fond de la roche:

1- phase micritique grise ferrugineuse

2- fantôme de grain de quartz

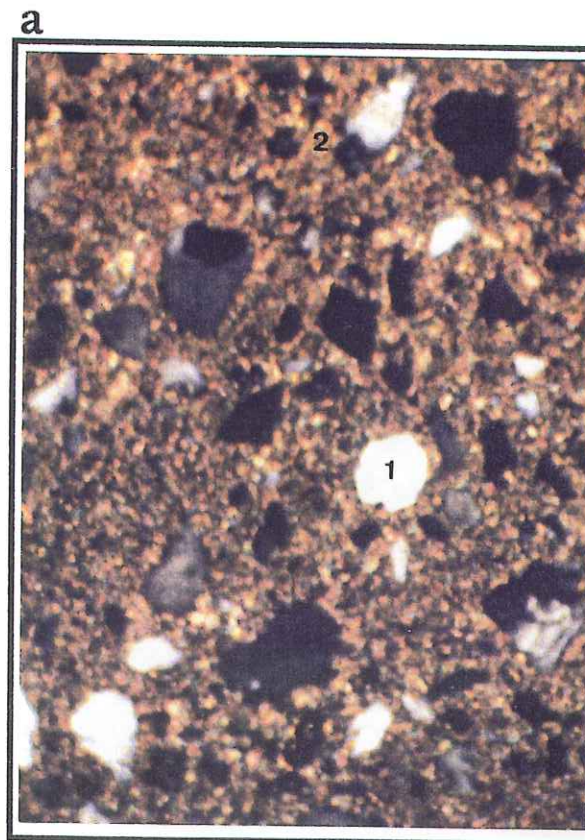
c- polyphasage carbonaté

1- phase dolomitique en destruction

2- phase micritique attaquée par la sparite

3- phase sparitique

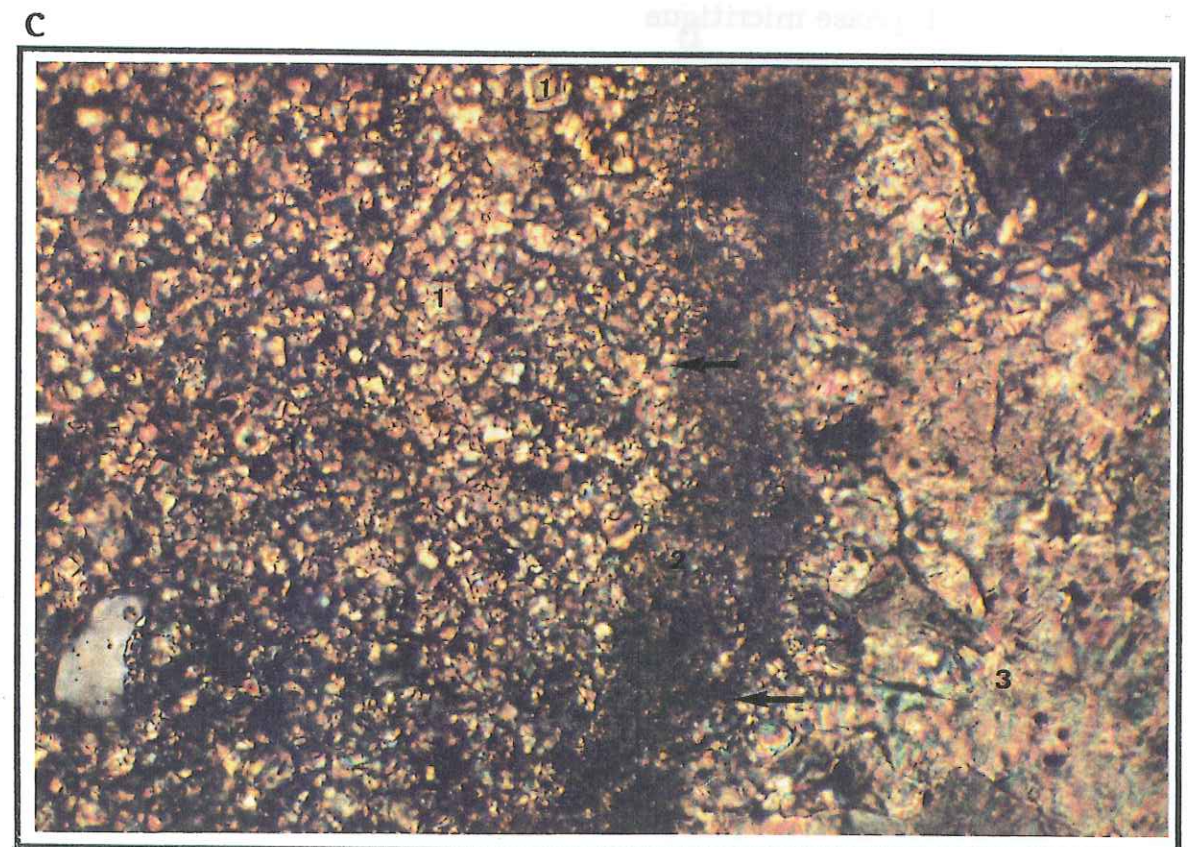
PLANCHE IX



x 63



x 250



x 250

PLANCHE X

Microfaciès: (les n° correspondent dans l'ordre à la chronologie des événements)

a- Présence de trois phases de carbonatation:

- 1- phase dolomitique
- 2- phase micritique
- 3- phase sparitique

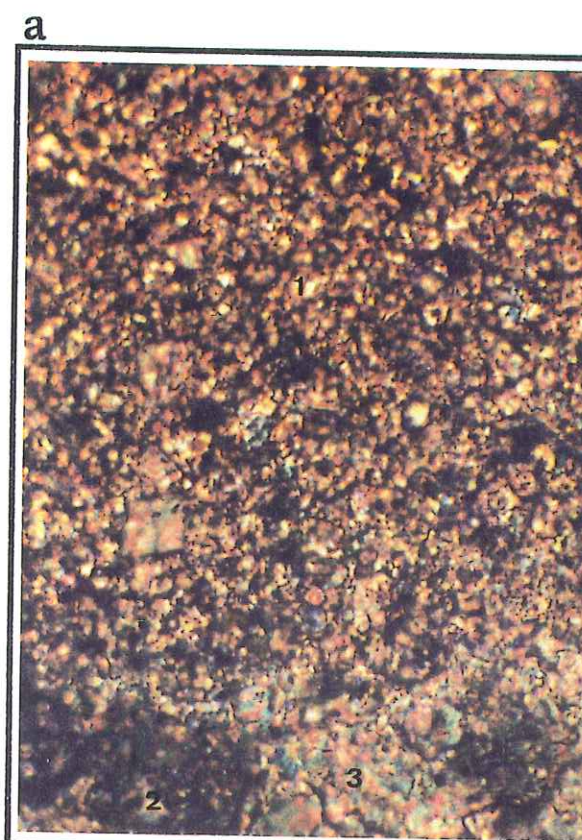
b- Présence de deux phases de carbonatation:

- 1- phase micritique
- 2- grains de quartz attaqués
- 3- phase sparitique

c- Installation de la phase de silicification qui prend en écharpe tout le contenu de la roche

- 1- phase de dolomicrite
- 2- phase calcitique
- 3- phase de silicification

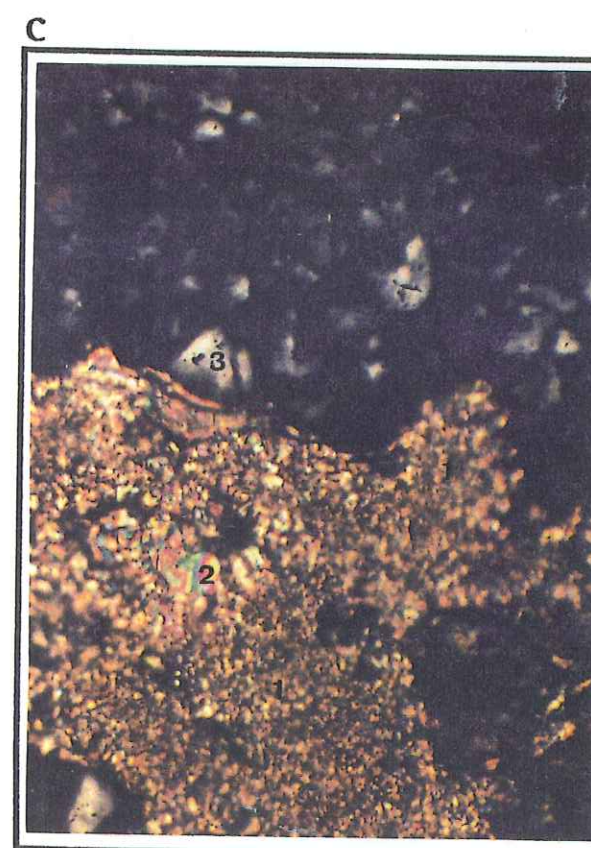
d- Structure en glaebule



x 250



x 250



x 250



x 63

PLANCHE XI

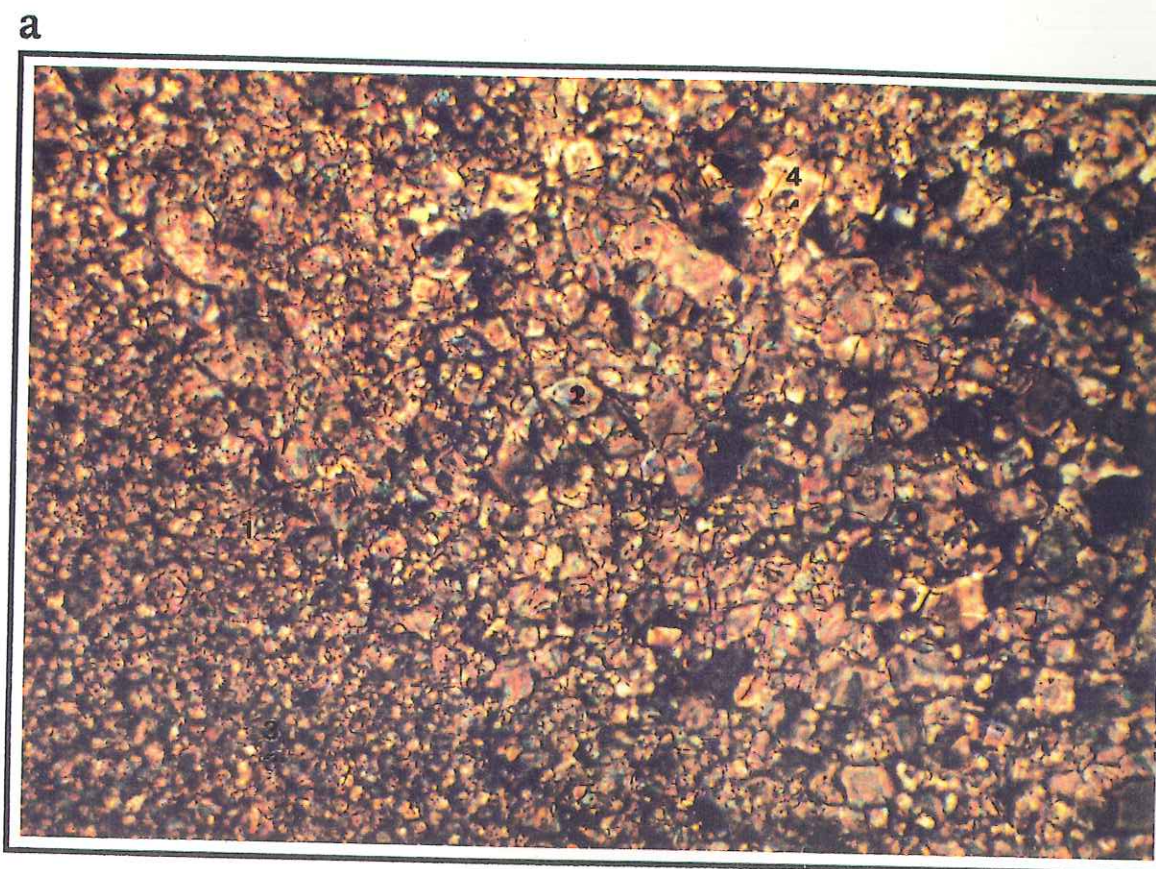
Microfaciès: (les n° correspondent dans l'ordre à la chronologie des événements)

a- Deux phases dolomitiques associées à deux phases calcitiques

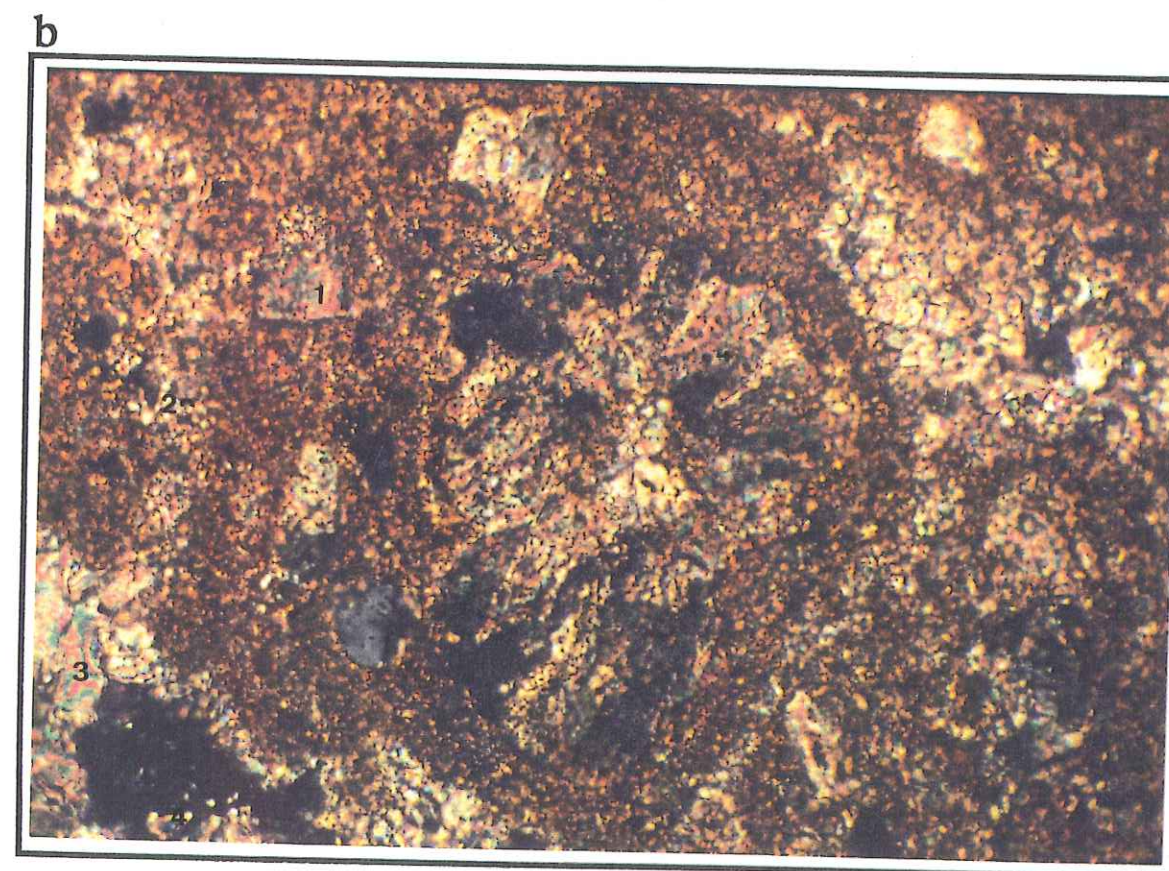
- 1- phase dolomicritique
- 2- phase dolosparitique
- 3- phase micritique
- 4- début d'une phase sparitique

b- Présence d'un microcodium remanié dans un faciès dolomitique

- 1- phase dolomitique
- 2- phase microsparitique
- 3- phase sparitique
- 4- phase de silicification (en bas à gauche de la photo)



x 250



x 250



RESUME

La Hamada du Guir est un vaste entablement, allongé du Nord sur 250 km entre les vallées de Ziz et du Guir, au Sud-Est du Maroc.

La formation sédimentaire qui la constitue fut longtemps décrite comme lacustre et attribuée au Néogène.

Dans ce mémoire, il est démontré que cette formation est en réalité détritique, rouge et issue de transports fluviaux. Elle a pu être divisée en quatre ensembles:

L'ensemble A, déposé par des fleuves s'écoulant d'Est en Ouest, au Sénonien - Eocène inférieur.

L'ensemble B, caractérisé par une puissante série détritique armée par des carbonates dus à un remplacement épigénique du sédiment originel par de la calcite-dolomite. Ces carbonates forment d'épaisses et vastes dalles. Cette puissante formation détritique est constituée par plusieurs cycles successifs de sédimentation fluviaux et de faciès carbonatés.

Cette épigénie carbonatée, qui modifia à plusieurs reprises et sur plusieurs mètres d'épaisseurs la nature des sédiments rouges originels, révèle un climat à saisons alternantes à longues saisons sèches de type semi-aride. Lorsque l'avalanche des flux détritiques s'interrompt, le milieu évaporatoire provoque la concentration des solutions des nappes superficielles et des sols, qui deviennent alors capables saisonnièrement de dissoudre silicates et quartz, puis de cristalliser calcite et/ou dolomite, précédées et/ou accompagnées de néoformation de palygorskite.

Elle est riche en gisements de Gastéropodes terrestres, jadis confondus avec le genre *Clavator* attribué à l'Aquitainien; ils apparaissent en réalité aux genres *Romanella* et *Vicentinia*, de l'Eocène moyen et supérieur périméditerranéen.

Dans cet ensemble, l'écoulement des courants change progressivement: d'abord Est-Ouest, il évolue vers un sens Nord-Sud.

L'ensemble C, semblable à l'ensemble B auquel il fait suite dans le secteur septentrional de la Hamada.

L'ensemble D, conglomératique, discordant sur tout ce qui précède, attribué au Néogène. Il résulte de vastes épandages venus du Nord, depuis le Haut - Atlas alors installé.

L'âge de cette série cesse donc d'être néogène:

- au dessus du Crétacé moyen, l'ensemble A serait du Sénonien - Eocène inférieur.

- Les puissants ensembles B et C sont datés de l'Eocène moyen et supérieur par de nombreux gisements de Gastéropodes (*Romanella*, *Vicentinia*).

- Ne reste néogène que l'ensemble D, discordant sur tout ce qui précède.

L'attribution de la Hamada du Guir à l'Eocène implique de vastes révisions cartographiques.