



STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DU BASSIN DE GUERCIF

Abdelmajid Ben Bouziane

► To cite this version:

Abdelmajid Ben Bouziane. STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DU BASSIN DE GUERCIF. Géologie appliquée. Université Claude-Bernard - Lyon 1, 1984. Français. NNT : . tel-01120515

HAL Id: tel-01120515

<https://hal.science/tel-01120515>

Submitted on 25 Feb 2015

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.

THESE

Présentée

devant l'Université Claude - Bernard - Lyon 1

pour obtenir

le DOCTORAT DE TROISIEME CYCLE

GEOLOGIE DES ENSEMBLES SEDIMENTAIRES

Par

BEN BOUZIANE Abdelmajid

STRATIGRAPHIE ET SEDIMENTOLOGIE DU LIAS ET DU DOGGER INFERIEUR DU BASSIN DE GUERCIF (MAROC ORIENTAL)

Soutenue le 9 Mars 1984 devant la Commission d'Examen

M. COTILLON P.

M. ELMI S.

M. MOUTERDE R.

M. JAUTEE E.

PRESIDENT

EXAMINATEURS

UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

Président honoraire : M. le Professeur J. BOLDIN

Administrateur Provisoire : M. le Professeur C. DUPUY

Administrateur Provisoire Adjoint : M. le Professeur J. CHANEL

Administrateur Provisoire Adjoint : M. le Professeur R. MORNE

Secrétaire Général de l'Université : M. F. MARIANI

U.E.R. de Médecine GRANGE-BLANCHE	: M. le Pr. Paul ZECH
U.E.R. de Médecine ALEXIS CARREL	: M. le Pr. René MORNE
U.E.R. de Médecine LYON NORD	: Mme le Pr. PINET
U.E.R. de Médecine LYON SUD	: M. le Pr. Jean NORMAND
U.E.R. Faculté de Pharmacie	: M. le Pr. C.A. BIZOLLON
U.E.R. des Techniques de Réadaptation	: M. le Pr. EYSETTE
U.E.R. de Biologie Humaine	: M. J.P. REVILLARD, MCA
U.E.R. E.P.S.	: M. Albert MILLON, Pr. d'E.P.S
U.E.R. Faculté d'Odontologie	: M. le Pr. Jean LABE
U.E.R. de Mathématiques	: M. René REDON, M.A.
U.E.R. de Physique	: M. le Pr. Robert UZAN
U.E.R. de Chimie et Biochimie	: Mme Annick VARAGNAT, M.A.
U.E.R. des Sciences de la Nature	: M. le Pr. ELMI
U.E.R. des Sciences Physiologiques	: Mme le Pr. J.F. WORBE
U.E.R. de Physique Nucléaire	: M. le Pr. E. ELBAZ
I.U.T. I	: M. le Pr. J. GIELLY
I.U.T. II	: M. le Pr. P. MICHEL
Observatoire de Lyon	: M. le Pr. BERGEAT
U.E.R. de Mécanique	: M. le Pr. BATAILLE

A mon frère Abdelhamid qui
s'est endormi pour toujours.

AVANT PROPOS

Il m'est très agréable, au moment de présenter ce travail, d'adresser mes remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé à le mener à terme.

Tout d'abord, j'exprime ma sincère gratitude à Monsieur le Professeur P. COTILLON qui m'a accueilli dans son Laboratoire et qui me fait l'honneur de présider ce jury. Qu'il trouve ici, l'expression de ma profonde reconnaissance et de mes plus vifs remerciements pour l'aide qu'il m'a apporté à la réalisation de ce mémoire.

Je suis reconnaissant à Monsieur le Professeur S. ELMI d'avoir consacré une partie de son temps précieux pour les déterminations d'ammonites, et d'avoir aussi stimulé ma réflexion par ses nombreuses critiques et suggestions.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur l'Abbé MOUTERDE qui a assuré une partie des déterminations d'ammonites, mais aussi d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je suis particulièrement reconnaissant à Monsieur E. JAUTEE, qui m'a fait bénéficier de sa grande connaissance des carbonates, et d'avoir consacré une grande partie de son temps à l'examen des lames minces. Je garde un excellent souvenir des contacts et discussions que nous avons eues.

Je suis reconnaissant aux spécialistes qui ont effectué les déterminations : V. ALMERAS, L. BEAUVAIS, P. BERNIER, B. CLAVEL, R. COMBEMOREL, Ch. GAILLARD, M. GAY, Ch. RUGET.

Je remercie aussi Messieurs : M. BENEST, R. DU DRESNAV, S. FERRY, M. RIO, et G. TRUC, pour leurs observations et leurs conseils.

Je remercie les responsables de l'ONAREP de m'avoir fourni les moyens matériels nécessaires à l'accomplissement de ce travail, en particulier MM. R. BOUCHTA, A. ALEM et BOUSLOUK MOHA.

En ce qui concerne l'aide administrative et technique, j'adresse mes remerciements à MM. A. ENNASRI, A. HARROUSSI, Rachid, Aouissi, Hssina, Abderrahmane et enfin Cherquaoui et al.

Je remercie toute l'équipe de joyeux étudiants qui ont participé avec humour à la réalisation de ce travail.

J'aurai une pensée particulière pour mes camarades : Alain, Anick, Claudette, Daniel, Dumont, Fabienne, Fabris, Françoise, Ghali, brahim, Jean-Pierre, Mustapha, Najia, Philippe, Sophie.

THÈSE de L'UNIVERSITÉ DE LYON I (SCIENCES)

NOM : BEN BOUZIANE Abdelmajid (avec précision du nom de jeune fille, le cas échéant)		DATE de SOUTENANCE 9 Mars 1984	
TITRE : Stratigraphie et sédimentologie du Lias et du Dogger inférieur du bassin de Guercif (Maroc oriental).			
NATURE : DOCT. d'UNIV. ☐ DOCTEUR- INGENIEUR ☐ DOCTORAT D'ETAT ☐ DOCTORAT de 3e CYCLE ☒ Spécialité : Géologie des ensembles sédimentaires		Numéro d'ordre :	
Cote B.I.U. - Lyon : T 50/210/19 / et bis			CLASSE :
RÉSUMÉ : L'étude du Lias et du Dogger inférieur du bassin de Guercif permet de définir deux zones paléogéographiques bien distinctes : une zone relativement stable et peu subsidente (Hauts Plateaux), et une zone occidentale beaucoup plus mobile, faisant partie du sillon moyen-atlasique. Les sédiments qui s'y sont déposés témoignent de milieu très variables du point de vue de la bathymétrie et de l'hydrodynamisme. Leur agencement en séquences transgressives et régressives est à la base d'une reconstitution de l'évolution paléogéographique du secteur. Une première transgression a lieu dès le Lotharingien au SW (Kébibicha) puis s'étend en direction du Nord (région de Taourirt). A partir du Domérien, une flexure sépare la plate-forme carbonatée des Hauts Plateaux où vont s'observer des jeux en blocs basculés du domaine de bassin situé à l'Est. Au Toarcien cette plate-forme s'étend par progradation vers le SW et peut être aussi vers le NE. Elle est envahie par des dépôts intertidaux de marnes rouges et de dolomies. A l'Aalénien, la sédimentation est exclusivement carbonatée avec des faciès à <i>Cancellophycus</i> dans le bassin. Au Bajocien, les accidents situés sur la marge de la plate-forme sont réactivés, ce qui entraîne de nombreux glissements dans le quart NE du bassin ; en même temps on note une invasion de produits détritiques, argileux et silteux qui s'accumulent dans un bassin très subsident. Les turbidites silteuses et gréseuses marquent le passage au Bathonien inférieur.			
Stratigraphie; sédimentologie; paléogéographie; paléotectonique; Maroc; Guercif Lias; Dogger inférieur; plate-forme; bassin; séquences; transgression; progradation.			
Laboratoire (s) de recherches : de sédimentologie			
Directeur de recherches : COTILLON P.			
Président de jury : Composition du jury :		COTILLON P. ELMI S. MOUTERDE R. JAUTEE E.	

TABLE DES MATIERES
=====

INTRODUCTION

	P
A - PRESENTATION GEOGRAPHIQUE, GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE	1
1. Situation et limites du bassin de Guercif	1
2. Cadre géographique et géologique	1
3. Cadre structural	1
 B - HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE POURTOUR DU BASSIN DE GUERCIF	5
1. Aperçu sur le substratum antéjurassique	5
1.1. Paléozoïque	5
1.2. Permo-Trias	5
2. Travaux antérieurs sur le Lias et le Dogger inférieur	5
 C - BUT ET METHODES D'ETUDE	8
1. But de l'étude	8
2. Méthodes d'étude stratigraphique	8
3. Méthodes d'étude sédimentologique	9
3.1. Terminologie utilisée dans les descriptions des microfaciès	9
3.1.1. Les concrétions avec nucléus	9
3.1.2. Les concrétions sans nucléus	12
3.1.3. Les lithoclasts	12
3.1.4 Les bioclastes	12
3.1,5. Les structures fenestrées	12
3.2. Terminologie utilisée dans les descriptions pétrographiques ...	13
3.2.1. Différenciation entre la calcite et la dolomite	13
3.2.2. Différentes formes de la dolomite	13
3.3. Les analyses calcimétriques et dolomimétriques	13
3.4. L'analyse minéralogique des argiles	13

I STRATIGRAPHIE

A - ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DE LA RÉGION DE TAOURIT	15
1. Coupe de Koudiat Titeft Mdaouer... ..	15
2. Coupe de Gouttitir	25
3. Coupe du jbel Tirremi.....	30
4. Coupe du Mesgout Narguechoum	35
5. Coupe du jbel Narguechoum	38
5. Conclusion.....	39
B - ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DE LA RÉGION DE MHIRIJA.....	43
1. Coupe du jbel Kebibicha	43
2. Coupe du jbel Haloua-Richa	45
3. coupe de Bouyacoubat	49
4. Conclusion	49
C - ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DE LA RÉGION DE DEBDOU	53
1. Coupe de Debdou	53
2. Coupe de Flouch	58
3. Coupe de Granza	59
4. Coupe de Reçhida	65
5. Coupe d'Ouled Bel Kassem.....	66
6. Coupe de Ahl Admer	66
7. Conclusion	68
D - CONCLUSION STRATIGRAPHIQUE DES TROIS RÉGIONS ÉTUDIÉES: DEBDOU, TAOURIRT ET MHIRIJA	68
E-CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DANS LA RÉGION DE DEBDOU	72
F-LE LIAS ET LE DOGGER DE LA PARTIE OUEST DU BASSIN DE GUERCIF ET DE L'OUEST ALGÉRIEN(MONTS DES TRARAS)-COMPARAISON	74
1- Situation de la région du bassin de guercif	74
2-Situation des Monts des Traras.....	74
3-Sédimentaire commun aux deux régions	74

4-Résumé des successions lithologiques rencontrées dans les Monts des Traras et dans le domaine occidental du bassin de Guercif du Lias inférieur au Bathonien ..	77
4.1- Succession type des Monts des Traras	77
4.2- Succession lithologique dans le domaine occidental du bassin de Guercif.....	78
5- Rapport entre les deux régions.....	78
6- Conclusion.....	79
II SEDIMENTOLOGIE	

A - PRINCIPE DE LA CLASSIFICATION DES FACIES.....	80
B - DEFINITION DE LA PROFONDEUR DES MILIEUX	80
1. Milieu supratidal	80
2. Milieu intertidal	80
3. Milieu infratidal élevé	80
4. Milieu infratidal inférieur.....	80
C - ETUDE DES MACROFACIES ET DES MICROFACIES	82
1. La description	82
2. L'interprétation	82
3. Modèle sédimentaire proposé	82
3.1. Les faciès de la plateforme interne	83
3.1.1. Les dolomies des Hauts Plateaux (Aalénien-Bajocien)	83
3.1.2. Les calcaires dolomitiques plus ou moins argileux du Toarcien (région de Debdou)	86
3.1.3. Les dolomies gréseuses du Lias moyen (région de Debdou).....	88
3.1.4. Les dolomies et les calcaires dolomitiques à oncolithes (Lias inférieur et moyen au Narguechoum et Aaléno-Bajocien à Flouch).....	89
3.2. Les faciès de la plateforme externe	90
3.2.1. Les calcaires dolomitiques bioclastiques du Lias moyen à Flouch et Granza.....	90
3.2.2. Les calcaires bioclastiques de Gouttitir (Lias moyen).....	93
3.2.3. Les calcaires oolithiques des séries de Flouch, Debdou et Narguechoum	93

3.3. Les faciès de bassin (sens large)	96
3.3.1. Les calcaires noirs domériens	96
3.3.2. Les marno-calcaires	96
3.3.3. Les calcaires noirs à Cancellophycus	98
3.3.4. Les grès et les calcaires gréseux	99
D - LES DOLOMIES : RECAPITULATION ET COMPARAISON	104
1. Rappel des connaissances actuelles	104
1.1. Modèles paléogéographiques	104
1.2. Modèles pétrographiques	105
2. Les grands types de dolomies observées sur le terrain	105
2.1. Les dolomies des Hauts Plateaux	108
2.2. Les dolomies de la région de Taourirt	108
3. Comparaison avec les modèles disponibles	108
3.1. Dans la région de Debdou	109
3.2. Dans la région de Taourirt	109
4. Conclusion	110
E - LIAISON ENTRE FACIÈS ET MINÉRAUX ARGILEUX	110
F - REPARTITION DES FACIÈS DU LIAS INFÉRIEUR AU BATHONIEN	
INFÉRIEUR	111
1. Lias inférieur et début du Lias moyen	111
2. Lias moyen (Domérien)	111
3. Toarcien	111
4. Aalénien-Bajocien	111
G - ANALYSE SEQUENTIELLE	112
1. Séquence virtuelle	112
1.1. Faciès de plateforme interne	112
1.2. Faciès de plateforme externe	113
1.3. Faciès de bassin	113
2. Coupes de la région de Taourirt : Tirremi, Gouttitir, Mesgout	
Narguechoum, Narguechoum et Titeft	113

3. Coupes de la région de Mhirija : Haloua-Richa et Kébibicha	118
4. Coupes de la région de Debdou : Debdou, Granza et Flouch	121
5. Conclusion	127
5.1. Lias inférieur et moyen	127
5.2. Toarcien-Aalénien	127
5.3. Bajocien	127

III CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

1. Rappel de la paléogéographie du Trias	130
2. Lias inférieur et début du Lias moyen	133
3. Domérien	133
4. Toarcien	135
5. Aalénien	137
6. Bajocien	140

IV CONCLUSIONS GENERALES

BIBLIOGRAPHIE

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

INTRODUCTION

INTRODUCTION

A- PRESENTATION GEOGRAPHIQUE ,GEOLOGIQUE ET STRUCTURALE

1. Situation et limites du bassin de Guercif (fig. 1)

Le bassin de Guercif est représenté par une dépression d'environ 150 km de long sur 60 km de large, occupée par des formations tertiaires et quaternaires presque entouré de tous côtés par des reliefs jurassiques. Les limites du bassin sont :

- au SW, l'extrémité septentrionale de la chaîne du Moyen-Atlas;
- X - au SE, par les Hauts Plateaux;
- au Sud, par un étroit couloir emprunté par la Moulouya, séparant la retombée orientale du Moyen-Atlas de l'extrémité des Hauts Plateaux et marquant la limite avec le bassin crétacé et tertiaire de la moyenne Moulouya;
- V - à l'Est, par les Beni-Snassen correspondant aux monts d'Oujda (R. DUDRESNAY), prolongés vers le SW par les petits reliefs de la région de Taourirt;
- X - au Nord, par le chaînon de Beni-Bouyahî;
- * - à l'Ouest, par le front de la nappe pré-rifaine.

2. Cadre géographique et géologique

Le bassin de Guercif est situé au carrefour de trois grandes unités géologiques :

- la chaîne plissée du Moyen-Atlas au Sud-Ouest
- le domaine tabulaire des hauts plateaux , prolongé par les "pays des Horsts" à l'Est
- la zone des nappes rifaines à l'Ouest.

La série mésozoïque qui, par endroits, peut atteindre près de huit mille mètres d'épaisseur, est principalement constituée par des dépôts jurassiques qui reposent sur le socle paléozoïque par l'intermédiaire des argiles rouges du Permo-Trias.

Ce Jurassique représente un cycle sédimentaire débutant par les carbonates du Lias inférieur et moyen et s'achevant par une puissante série à dominante argileuse. Viennent ensuite des calcaires gréseux du Bathonien inférieur.

3. Cadre structural (fig. 2-3)

J.P. Richert et al. (1971) ont démontré l'existence de trois directions structurales majeures dans le bassin de Guercif :

- des directions atlasiques Sud-Ouest, Nord-Est.

Les plis correspondants se rencontrent dans toute la partie Sud du bassin. Leur orientation moyenne est comprise entre N 30 et N 40. Ces plis sont de style éjectif, avec des anticlinaux serrés et souvent faillés, et des synclinaux à fond

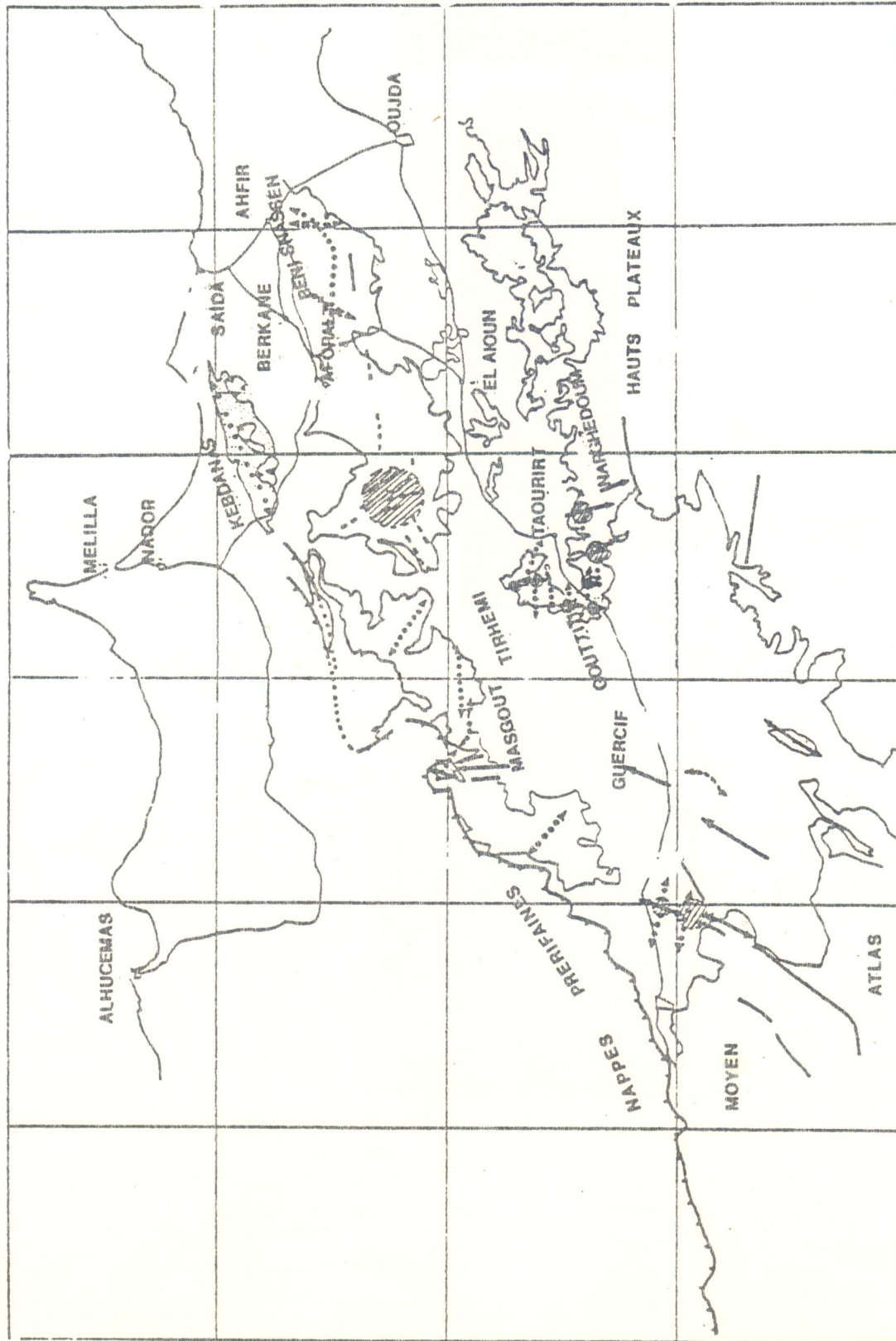


Fig.2 CARTE STRUCTURALE DU BASSIN DE GUERCIF (d'après J.P RICHERT et G.PERRIN 1971)

↕ Direction des plis de la phase Atlasique

←--> Direction des plis de la phase Alpine

échelle

DATATION	DOMAINES		DOMAINE MOYEN-ATLASIQUE	DOMAINE DU BASSIN DE GUERCIF
	PHASES	TECTONIQUES		
Jurassique	Stade embryonnaire de mouvements verticaux suivant directions atlasiques et NS			
Anté-Miocène	Stade 1	- Individualisation des plis de direction N 30 - N 50 + schistosité de fracture	- Individualisation des plis NS	- Failles normales et failles antithétiques inverses
	Stade 2	- Cisaillement et écaillages des plis atlasiques + déversement vers l'Ouest des plis - Formation de knick-zones centimétriques		
Miocène	Ouverture du bassin : failles normales de direction EW à la limite du Moyen-Atlas et du bassin de Guercif.			
	Dépôt du Miocène supérieur.			
Fin du Miocène sup. - Mio-Pliocène	Stade 1	- Formation des plis EW - Déformation des plis atlasiques. - Naissance des interférences.	- Formation de plis EW + failles antithétiques normales et inverses + formation de schistosité de fractures + déformation et rejeu des plis atlasiques et NS	- Décrochements subméridiens dextres conjugués avec fractures complémentaires. - Déformation des plis EW en arc tectonique à concavité S.
	Stade 2	- Décrochements subméridiens dextres.		

Fig. 3 Caractères tectoniques du Moyen-Atlas et du bassin de Guercif
d'après J.P. Richert, P. Verdier, G. Perrin, P. Sehans (1971)

plat.

- Des directions Nord-Sud :

représentées dans la partie centrale du bassin entre Taourirt et Saka. Les plis possédant cette direction sont de larges anticlinaux plus ou moins serrés. Les synclinaux ne sont presque pas visibles.

- Des directions Est-Ouest :

les plis correspondants sont de style coffré. Les synclinaux et les anticlinaux ont des dimensions comparables. Les failles sont en général discontinues, subverticales et de direction dominante atlasique (SW-NE). Il existe également deux autres types de failles de directions Est-Ouest et Nord-Sud.

B- HISTORIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS SUR LE POURTOUR DU BASSIN DE GUERCIF

1. Aperçu sur le substratum anté-jurassique

1.1 - le Paléozoïque

Il affleure au SE de la région de Taourirt, dans une boutonnière limitée au Nord par l'Oued Za, au Sud par le jbel Narguechoum. Il affleure aussi au Sud de Debdou; là les terrains paléozoïques sont constitués de schistes avec des intercalations de grès et de calcaires. Ils ont été attribués au Viséen après la découverte de plantes dans les schistes de Tazekka et de brachiopodes dans les schistes de Debdou

1.2 - Le Permo-Trias (fig.4, p.134)

Il affleure au Sud de la région de Debdou, sur le pourtour du Narguechoum et à l'Ouest de Haloua-richa. Dans la région de Debdou, il est constitué d'argiles rouges renfermant des éléments détritiques quartzeux surmontant le Paléozoïque. Dans la région de Taourirt, le Permo-Trias correspond à des argilites rouges contenant des filons de roches magmatiques très altérées de couleur verdâtre appartenant à des dolérites. Ces dernières sont intercalées à des niveaux variés. Dans la région de Haloua-richa, le substratum du Trias n'est pas visible. L'âge triasique de la formation rouge a été attribué par Owodenko (1946) grâce à la découverte d'Anoplophora lettica auct.

2. Travaux antérieurs sur le Lias et le Dogger inférieur

Dans les années trente, lorsque débutèrent les études géologiques au Maroc, les auteurs (H. Termier, G. Dubar, E. Roch) avaient l'habitude de grouper le Lias inférieur et le Pliensbachien et d'en séparer le Domérien.

Actuellement, on tend au contraire, à réunir les étages du Lias moyen et à les étudier ~~indépendamment~~ de ceux du Lias inférieur.

Ces différents usages reflètent les difficultés que l'on éprouve sur le terrain à séparer le Lias inférieur du Lias moyen, ceci à cause de la rareté des fossiles.

Dans les séries carbonatées, cela est particulièrement le cas pour le Lias inférieur, caractérisé par un faciès dolomitique dont la rareté ou l'absence des faunes rend malaisée l'étude stratigraphique.

L'âge liasique des niveaux calcaréo-dolomitiques qui font suite aux couches rouges permo-triasiques, a été reconnu par L. Gentil (1908) et P. Russo (1921) qui, les premiers, ont parcouru la région du bassin de Guercif. Mais les premières études de détail sur le Lias inférieur du Maroc sont dues à H. Termier (1936) qui a établi une stratigraphie de l'ensemble calcaréo-dolomitique. Ses études ayant porté sur la partie occidentale du Moyen-Atlas septentrional où le Pliensbachien est difficile à séparer du Lias inférieur, il a regroupé ces deux ensembles.

Dans la région de Debdou et Djerada (au Sud d'Oujda), il semble que le Lias inférieur soit absent. Seul le Pliensbachien est représenté par des dolomies qui passent à des calcaires au Nord de Djerada (Owodenko, 1946).

Dans le "causse moyen-atlasique", G. Colo (1956-1961) a décrit un Lias inférieur et moyen présentant des traits communs avec les formations du bassin de Guercif.

Le Lias inférieur est généralement représenté par des dolomies massives donnant des reliefs ruiniformes. A leur base elles peuvent passer à des dolomies plus ou moins sableuses dans la région de Haloua-richa (De Monjamont, 1964) ou bréchiques dans la région de Taourirt (Alem, 1964).

Au Lias moyen les dolomies deviennent rares et sont remplacées par des calcaires noirs plus ou moins bien lités. Ces séries sont bien connues dans le causse moyen-atlasique, mais demandent à être étudiées en détail sur la bordure du bassin de Guercif.

Après l'époque du Lias inférieur et moyen caractérisée par une continuité de la sédimentation dolomitique et calcaire, vient un changement complet des conditions de sédimentation au Lias supérieur. Les séries vont être en effet marquées par la présence simultanée de marnes et de calcaires (Toarcien-Aalénien).

Les études stratigraphiques et paléontologiques antérieures ont permis de décrire en détail les faciès et faunes du Lias supérieur. Dans la meseta oranaise, G. Lucas (1942) et B. Owodenko (1946) signalent la présence d'une formation rouge attribuée au Toarcien.

Dans les Hauts Plateaux (région de Debdou), cet horizon rouge que l'on suit d'affleurement en affleurement, depuis Douar Granza jusqu'aux Ouled Belkassem, n'a livré aucune trace de fossile et n'a pu être daté que par continuité avec les

affleurements fossilifères (à Hildoceras) de la région d'Oujda.

Dans le Sud du bassin, G. Dubar et M.L. de Monjamont (1964) ont signalé une faune d'ammonites datant un Lias supérieur plus épais que celui de la région de Taourirt (Laagay et al., 1952), et représenté par des marnes et des calcaires.

Dans le Moyen-Atlas, le régime de "vasière" instauré au Lias supérieur, se prolonge durant le Dogger qui se présente sous la succession type suivante (G. Colo, 1961):

- calcaires à Cancellophycus.

Ce sont des calcaires noirs, lités, à ammonites appartenant à l'Aalénien et au Bajocien inférieur. Parmi ces ammonites figurent:

- Leioceras opalinum (Aalénien inférieur)
- Ludwigia murchisonae (Aalénien moyen)
- Otoites (Zone à Sauzei) du Bajocien inférieur.

- Marnes de Boulmane

Caractéristiques des zones synclinales du Moyen-Atlas, elles renferment des Cadomites, et débutent généralement au Bajocien moyen (zone à Humphriesianum).

- Calcaire corniche

Ce sont des calcaires clairs, jaunâtre, dont le faciès est néritique ou périrécifal (polypiers, oursins et lamellibranches). Il est attribué au Bajocien supérieur par Arkell (1952) et Du Dresnay (1964) qui y ont découvert: Ermoceras coronatoides

Dans les Hauts Plateaux, l'ensemble des calcaires et dolomies est attribué à l'Aaléno-bajocien. Choubert et Faure-Muret (1962) en ont étudié le passage aux séries des zones de subsidence du Moyen-Atlas; si la correspondance avec les différents termes du Bajocien était possible, il n'en était pas de même pour l'Aalénien qui est indiscernable du Bajocien inférieur bien qu'individualisé dans les Hauts Plateaux. Une imprécision demeure donc, concernant l'intervalle stratigraphique occupé par cette formation carbonatée. Dans la région de Haloua-richa, de Monjamont (1964) a décrit la trilogie de l'Aalénien-Bajocien du Moyen-Atlas comprenant de bas en haut :

- une barre calcaréo-dolomitique, équivalent possible des calcaires à Cancellophycus;
- les marnes à posidonomyes (marnes de Boulmane) plus ou moins azoïques et moins bien connues plus au NE aux confins de la frontière algéro-marocaine;
- le calcaire corniche qui est l'élément le plus caractéristique des montagnes jurassiques marocaines. C'est le terme le moins bien daté dans la région de Haloua-Richa, car on n'y rencontre jamais d'ammonites (de Monjamont 1964).

Il a fourni une faune néritique et récifale d'une grande richesse et d'une grande variété. Il n'est pas connu dans le Maroc oriental (région d'Oujda). R. Médioni (1966) en fait l'équivalent stratigraphique du sommet des dolomies des Hauts Plateaux bien qu'il soit dépourvu de faunes significatives. Etant donné l'absence de ce calcaire corniche dans le Maroc Nord oriental, le Bathonien y est encore moins bien connu qu'ailleurs. Il semble devenir de plus en plus marneux dans cette région aussi est-il difficile de le séparer des marnes bajociennes.

C- BUT ET METHODES D'ETUDE

1. But de l'étude

Bien que de nombreuses études à objectifs pétroliers aient été menées dans le bassin de Guercif au cours des années 1970, plusieurs problèmes d'ordre lithologiques, stratigraphiques et sédimentologiques demeurent encore non résolus. Aussi l'ONAREP (Office national de recherche et d'exploitation pétrolière au Maroc) m'a proposé d'en reprendre l'étude. Le but de ce travail a été défini par l'état des travaux antérieurs, c'est-à-dire essentiellement par le fait que la stratigraphie du Lias et du Dogger inférieur du bassin de Guercif est encore imprécise, en raison de la rareté des données paléontologiques et sédimentologiques dues à une dolomitisation partielle de la série. Se posait aussi le problème de la liaison entre les faciès du Dogger du Moyen-Atlas et ceux des Hauts Plateaux. Les objectifs suivants ont donc été définis :

- établir la lithostratigraphie des faciès dolomitiques,
- attribuer des âges aussi précis que possible aux différentes formations,
- reconstituer les milieux de dépôt de chaque faciès afin de pouvoir aboutir, à partir de données pétrographiques, stratigraphiques et sédimentologiques, à une reconstitution paléogéographique du bassin de Guercif.

Les méthodes d'étude

Elles sont adaptées aux deux aspects, stratigraphique et sédimentologique de ce travail.

2. Méthodes d'étude stratigraphique

Elle aboutit, comme les considérations structurales, à la distinction de deux domaines :

- un domaine occidental montrant de puissantes séries jurassiques prolongeant celles du Moyen-Atlas septentrional,
- un domaine oriental rigide, caractérisé par une série plus réduite avec des faciès nettement néritiques.

Afin d'établir une liaison entre l'histoire du Dogger du Moyen-Atlas et celle du Dogger du bassin de Guercif, je m'appuierai sur les travaux de R. du

Dresnay (causse moyen-atlasique) et G. Colo (Moyen Atlas)

3. Méthodes d'étude sédimentologique

Elle se fonde sur trois méthodes classiques qui sont :

l'analyse des faciès (macrofaciès et microfaciès)

les analyses calcimétriques et dolomimétriques

l'analyse des argiles.

L'analyse des faciès

Elle s'est faite sur échantillons (surfaces sciées, polies ou attaquées à l'acide, puis observées à la loupe) et en lames minces, en s'appuyant sur la classification de Folk (1959, fig. 9) et Dunham (1962, fig. 10) pour ce qui concerne les principaux constituants de la roche.

3.1 Terminologie utilisée dans les descriptions des microfaciès

3.1.1 - Les concrétions avec nucléus

-Les oolithes

Ce sont des grains carbonatés en forme de sphéroïdes. Leur diamètre excède rarement 1 mm (Bathurst 1968). J'ai rencontré trois types d'oolithes qui sont :

* des oolithes à laminations corticales qui tendent à régulariser la morphologie du nucléus qui est souvent un bioclaste (fig. 5)



Fig. 5

* des oolithes dont la structure du cortex est radiaire (fig. 6)

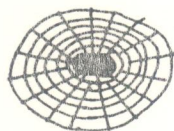


Fig. 6

* des oolithes dont le cortex est micritique sans structure nette (fig. 7)



Fig. 7

-Les oncolites:

ce sont des grains montrant un noyau et un cortex à laminations floues, souvent irrégulières et discontinues d'origine algaire (fig. 8)



Fig. 8

						Micrite > 5 %	Micrite < 5 %
	B	BOUNDSTONE = construit			Calcaire recristallisé = dolomie		
	G	GRAINSTONE			sans matrice boueuse	grains jointifs = "grain-supported"	< 10 % grains flottants = "mud-supported"
	P	PACKSTONE			avec matrice boueuse	grains jointifs = "grain-supported"	grains flottants = "mud-supported"
	W	WACKESTONE			> 10 % grains		
	M	MUDSTONE			< 10 % grains		

Fig. 9 CLASSIFICATION DE DUNHAM (1962)

CALCAIRES, CALCAIRES en partie dolomitisés, DOLOMIES Primaires					DOLOMIES Secondaires formées par substitution			
TYPES	1		2	3		4	5	
	Roches allochimiques > 10 % d'allochems	Ciment de Calcite spathique > Micrite	Matrice de Micrite > Calcite spathique	Roches microcristallines < 10 % d'allochems	Roches orthochimiques		Avec fantômes d'allochems	Sans fantômes d'allochems
COMPOSITION VOLUMETRIQUE en allochems				1 à 10 % d'allochems	< 1°/° d'allochems	construits		
	Intrasparite	Intramicrorite	Intraclasts	BIOLITHITES				
> 25 % d'intraclasts				dolomicrorite: avec dolomie primaire				
	Oosparite	Oomicrorite	Oolithes	dismicrorite: cristallinité hétérogène				
> 25°/° d'oolithes	Biosparite	Biomicrite	Fossilifère	micrite: pure, argileuse ou ferreuse				
	Biopelsparite	Biopelmicrorite	Fossilifère à Pellets	micrite: pure, argileuse ou ferreuse				
< 25°/° d'oolithes	Pelsparite	Pelmicrorite	Pellets	micrite: pure, argileuse ou ferreuse				
	Pellets	Pellets	Pellets	micrite: pure, argileuse ou ferreuse				
< 25°/° d'intraclasts				micrite: pure, argileuse ou ferreuse				
				micrite: pure, argileuse ou ferreuse				

Fig.10 Classification de FOLK (1959)

3.1.2 - Les concrétions sans nucléus

- Les pellets.

Ce sont des particules plus ou moins ovoïdes, composées de carbonate cryptocristallin sans structure interne, ce qui les distingue des oolithes. Ils peuvent provenir soit d'une agglutination de particules de boue, soit d'une micritisation de grains carbonatés de toute origine, soit de pelotes fécales (Illing 1954).

- Les agrégats.

De forme généralement irrégulière, ils se composent d'agrégats de pellets, de bioclastes. Ils sont désignés sous le terme de "lumps" ou grapestones (Illing 1954).

3.1.3 - Les lithoclastes

Ce sont des fragments de roche de forme quelconque, provenant de la désintégration de calcaire pré-existant.

On distingue trois types de lithoclastes:

* Les intraclastes

Ce sont des fragments de sédiments carbonatés pénécontemporains de taille variable, remaniés à l'intérieur de l'aire de sédimentation (Folk 1959).

* Les extraclastes

Ils sont formés à l'extérieur du milieu de sédimentation ; il s'agit de fragments de roches carbonatées provenant du remaniement d'un sédiment déjà compacté.

Leur composition diffère de celle des sédiments encaissants (Grabau 1917).

* Les gravelles : terme ancien (Cayeux 1935) réservé à des lithoclastes constitués de micrite homogène. Leur taille varie de 1 à 4 mm.

3.1.4 - Les bioclastes

Ce sont des fragments de structures biologiques minéralisées (squelettes, coquilles, tests, ...) enrobés ou non de gangue carbonatée.

3.1.5 - Les structures fenestrées

Dans ce travail j'ai rencontré deux types de structures fenestrées :

* les birds'eyes,

* les stromatactis,

Les birds eyes sont des cavités millimétriques arrondies ou peu allongées, remplies de sparite (Ham 1954).

Les stromatactis sont des cavités plus grandes que les birds eyes. Leur taille peut varier du millimètre au centimètre. Ils forment des réseaux complexes comblés dans leurs parties basses par un sédiment interne fin, dans leurs parties hautes par de la calcite sparitique.

3.2 Terminologie utilisée dans les descriptions pétrographiques

3.2.1 - Différenciation entre la Calcite et la Dolomite

Elle est basée sur l'examen des lames minces colorées au préalable à l'alizarine et au ferrocyanure de potassium. Cette coloration permet de mettre en évidence les plages dolomitiques et les plages calcitiques riches en fer. Ainsi la dolomie ferrifère est teintée en vert turquoise, la calcite non ferrifère en rose, la calcite ferrifère en bleu foncé à violet.

3.2.2 - Différentes formes de la Dolomite

- La Dolomicrite

La dolomicrite dont la taille des cristaux est inférieure à $4\text{ }\mu\text{m}$, se présente généralement en trainées concentriques ou en petits îlots.

- La Dolomicrosparite

Elle résulte d'une recristallisation de la dolomicrite ou d'un remplacement direct de matériaux détritiques originels. La taille des cristaux de dolomicrosparite est comprise entre 4 et $10\text{ }\mu\text{m}$.

- La Dolosparite

Elle se présente soit sous forme de cristaux zonés de forme généralement hexagonale, dont la taille varie entre $70\text{ }\mu\text{m}$ et $100\text{ }\mu\text{m}$, soit sous forme de rhomboèdres zonés qui sont des cristaux de cimentation se développant dans les fissures. Leur taille varie entre $300\text{ }\mu\text{m}$ et 1 mm .

3.3. Les analyses calcimétriques et dolomimétriques

La calcite a été dosée par la méthode du calcimètre Bernard dont je rappelle le principe :

- la roche broyée en poudre est soumise à une attaque par l'acide chlorhydrique N. Le volume de CO_2 dégagé est mesuré dans un tube manométrique. Puis, à partir d'un tableau de correction (température-pression), on passe facilement du volume de CO_2 au pourcentage de CaCO_3 . En comparant les teneurs en CaCO_3 obtenues par la méthode du calcimètre Bernard à celles obtenues par un dosage acidimétrique considéré comme le plus fiable, j'ai noté un écart moyen de 2 % dans un sens ou dans l'autre.

Pour la dolomimétrie, aucune méthode chimique n'a été utilisée pour déterminer le pourcentage en carbonate de Mg des sédiments. Je me suis contenté d'estimer à l'oeil nu l'importance du degré de dolomitisation.

3.4. L'analyse minéralogique des argiles

Les minéraux argileux sont déterminés spécifiquement par diffractométrie X des lames d'argiles orientées. L'étude de la répartition verticale et horizontale de ces minéraux argileux permet, compte tenu d'éventuelles modifications

diagénétiques, de fournir certaines données sur les modalités de l'érosion et de l'altération sur les continents, sur les caractéristiques de l'environnement marin et sur la paléogéographie du bassin. Pour cela, on utilise respectivement les argiles détritiques, les argiles néoformées et la répartition horizontale des minéraux argileux.

I?

II-STRATIGRAPHIE

II - STRATIGRAPHIE

L'étude stratigraphique proprement dite a concerné essentiellement les formations jurassiques (Lias et Dogger inférieur) observables dans les bordures du bassin de Guercif.

Nous décrirons successivement les formations rencontrées dans les intervalles stratigraphiques suivants :

- quid est regroupement de + l'ensemble ?* *= Pliensbachien*
Carexien
et la base du Dogger
- Le Lias inférieur et moyen (Lotharingien, Pliensbachien et Domérien)
 - Le Lias supérieur (Toarcien, Aalénien inférieur et moyen)
 - Le Dogger (Aalénien supérieur-Bajocien et base du Bathonien).

L'échelle stratigraphique utilisée dans ce travail est celle de R. Enay et al. (1980), correspondant au Lias et au Dogger inférieur

Les formations jurassiques ne comprennent que du Lias et du Dogger inférieur. Sur chacun des affleurement visités, nous avons levé au moins une coupe aussi complète que possible en partant du contact avec le Permo-Trias.

A- ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER INFÉRIEUR DANS LA RÉGION DE TAOURIRT.

5 coupes ont été levées dans cette région (fig. 11) :

- 1.- Koudiat Titeft à Mdaouer
- 2.- Jbel Gouttitir
- 3.- Jbel Tirrémi
- 4.- Mesgont Narguechoum
- 5.- Jbel Narguechoum

1.- Koudiat Titeft à Mdaouer

La coupe se situe au SE de Taourirt. Elle débute dans le flanc occidental

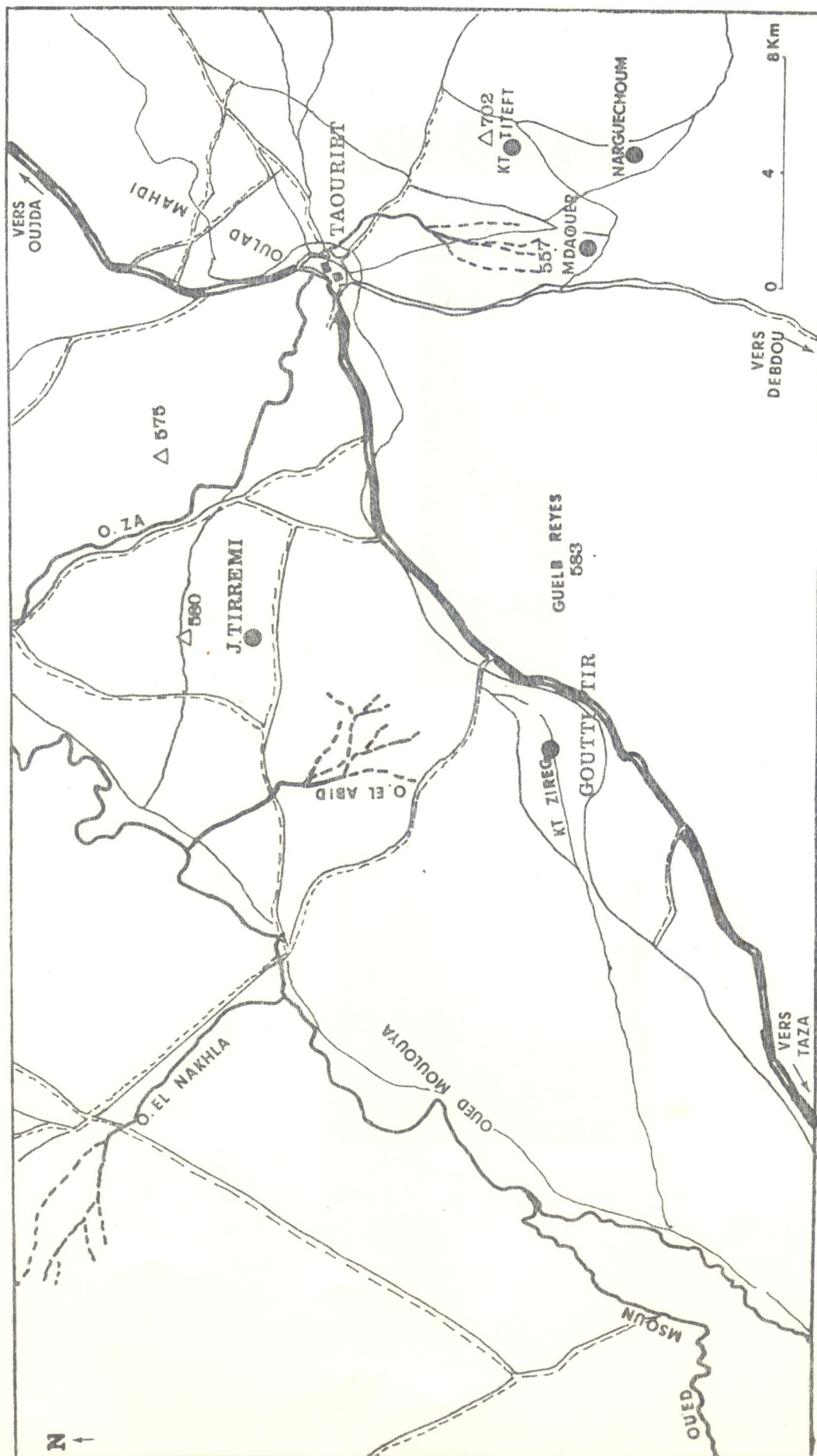


Fig. 11 ● EMPLACEMENT DES COUPES DANS LA REGION DE TAOURIRT

h { } pour Dogge inférieure

1 ag
Dogge
moy
v

Etages	Sous-étages	Zones
BATHONIEN	inférieur	Zigzag
BAJOCIEN	supérieur	Parkinsoni
		Garantiana
		Subfurcatum
	moyen	Humphriesianum
AALENIEN	supérieur	Sauzei
		"Sowerbyi"
	moyen	Concavum
		Murchisonae
TOARCIEN	supérieur	Opalinum
		Aalensis
		Pseudoradiosa
		Insigne
TOARCIEN	moyen	Thouarsense
		Variabilis
		Bifrons
		Serpentinus
PLIENS-BACHIEN	inférieur	Tenuicostatum
		Spinatum
		Margaritatus
		Stokesi
PLIENS-BACHIEN	Domérien	Davoei
		Ibex
		Jamesoni
		Raricostatum
SINEMU-RIEN	supérieur ou Lotharingien	Oxynotum
		Obtusum
		Birchi ou Turneri
		Semicostatum
SINEMU-RIEN	inférieur	Bucklandi
		Rotiforme
		Angulata
		Liasicus
HETTAN-GIEN	supérieur	Planorbis
	moyen	
HETTAN-GIEN	inférieur	

Juranger
moy
ou
Dogge

Lias super

Lias moy

Lias inf

Tableau 1 Ammonites de zones du Lias et du Dogger inférieur d'après R. Enay et Coll. (1980)

de la Koudiat Titeft ($A = \begin{matrix} X = 735,55 \\ Y = 422 \end{matrix}$) et se termine à la butte Mdaouer (point côté 558, $(B = \begin{matrix} X = 731,55 \\ Y = 419,50 \end{matrix})$, fig. (14 à 20). Elle permet de montrer l'évolution lithologique depuis le Lias inférieur jusqu'au Bathonien inférieur.

Le contact entre les argilites rouges du Trias et le Lias inférieur est de nature tectonique.

Au-dessus de ces argilites rouges triasiques viennent de bas en haut :

1) 70 m de calcaires et dolomies de Titeft comprenant :

1a) 30 m d'une masse inférieure dolomitique, mal stratifiée. Ce sont des dolosparites à patine brune et à cassure grise, sans aucune trace de fossile.

1b) 10 m de calcaires gris-noir micritiques, en bancs distincts (50 à 70 cm) qui sont interrompus brusquement par un accident (fig. 12, à 20). Ces bancs constituent une lentille qui a échappé probablement à la dolomitisation.

1c) 30 m.

2) 10 m de calcaires noirs micritiques

Les bancs sont décimétriques et renferment des spicules de spongiaires, des tests de bivalves, des foraminifères et des ostracodes.

Les calcaires noirs lités contiennent encore quelques enclaves de dolomitiques grises plus massives. Deux bancs massifs, épais de 70 cm terminent la formation et sont limités par des surfaces de discontinuités parsemées de fragments de fossiles érodés. La surface de discontinuité inférieure est parsemée de nombreux fossiles, difficile à dégager, parmi lesquels, quelques ammonites du Domérien supérieur :

Canavaria sp., Arieticeras sp. et Neolioceratoïdes sp. (Dét. S. Elmi)

elle montre aussi des coquilles de bivalves et de bélemnites. La surface de discontinuité supérieure n'a livré que quelques bélemnites indiquant un âge Domérien : Dactylothenthis sp. (Dét. R. Combemorel).

3) Lacune de visibilité (2 à 3 m)

4) 5 m de calcaires noirs micritiques, intercalés de petits lits marneux verdâtres d'épaisseur centimétrique. Les bancs de calcaires noirs, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont onduleux à la base et renferment des débris d'organismes (tests de bivalves et de foraminifères) et des ammonites bien conservées ;

il s'agit de Dactylioceras (horizon à Mirabilæ de la zone à Semicelatum) du Toarcien basal (Dét. S. Elmi). Ces bancs s'espacent et s'épaississent vers le sommet de la formation et livrent une faune d'ammonites, marquant la limite Toarcien moyen-supérieur : Hildoceras bifrons Brug. et Pseudogrammoceras struckmani (Deuckmann) Dét. S. Elmi. Les marnes deviennent décimétriques vers le haut ; elles n'ont livré que quelques tests de bivalves.

5) 15 m d'un ensemble débutant par des bancs bruns, plus rapprochés, déterminant une barre et s'achevant par 3 gros bancs roux surmontant une passée bréchique.

Il s'agit de la formation de Haloua-Richa, comprenant :

5a) 8m de calcaires à patine brune et à cassure noire micritique et à rares débris d'organismes. Les bancs hémimétriques (0,40 à 0,70m) sont beaucoup plus rapprochés et forment une barre.

5b) une passée bréchique de 0,70m à 1 m d'épaisseur, à gros éléments de calcaire noir.

5c) 6 m de calcaires massifs formant dans la topographie une barre de couleur rousse contenant des empreintes de Cancellophycus, des spicules de spongiaires et des tests de bivalves.

Localement la formation n'est représentée que par la barre de calcaire roux (5c). La présence de brèches et la disparition des deux premiers termes 5a et 5b, témoignent d'une tectonique synsédimentaire (fig. 13, P. 20).

La formation 5 a été datée de l'Aalénien par analogie avec les autres formations de calcaires à Cancellophycus de la région.

6) Formation de Mdaouer,

6a) 75 m de marnes et de calcaires se présentant sous forme de 5 séquences composées de 3 termes :

- des marnes verdâtres à la base plus ou moins slumpées dans la première séquence, puis des calcaires se débitant en aiguilles et des calcaires compacts au sommet de chaque séquence:

Les marnes : Elles ont une épaisseur métrique (5m au plus) et contiennent des débris de tests de bivalves, des échinodermes et des ostracodes.

Les calcaires gris-clair : ils sont micritiques et schistosés, formant des faisceaux de bancs pouvant atteindre 5m d'épaisseur dans chaque séquence. Ces calcaires se débitent en aiguilles ou en baguettes et renferment de rares débris d'organismes (spicules de spongiaires, tests de bivalves) et quelques pellets.

Les calcaires compacts : ils sont gris-noir, micritiques et d'épaisseur hémimétrique (0,50 m en moyenne). Ils ont livré les mêmes débris d'organismes que les

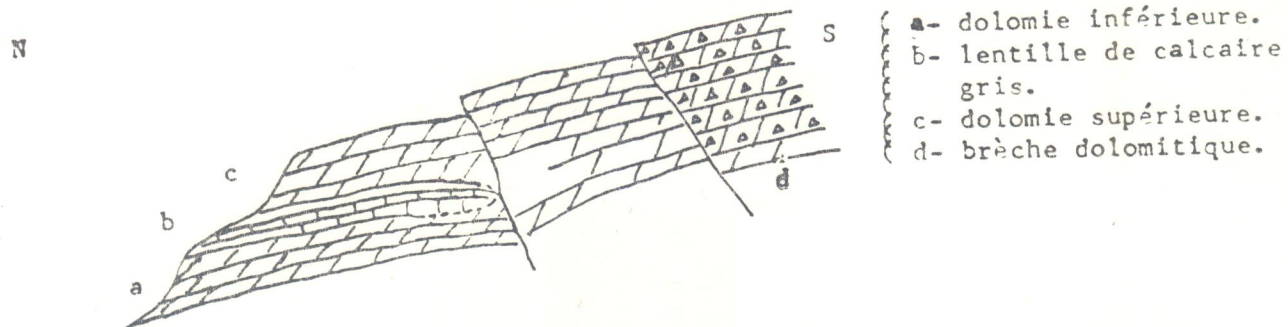


Fig .12 Coupe montrant l'interruption par accident d'un banc de calcaire gris micritique lenticulaire au sein des dolomies de Titeft (Lias inférieur).

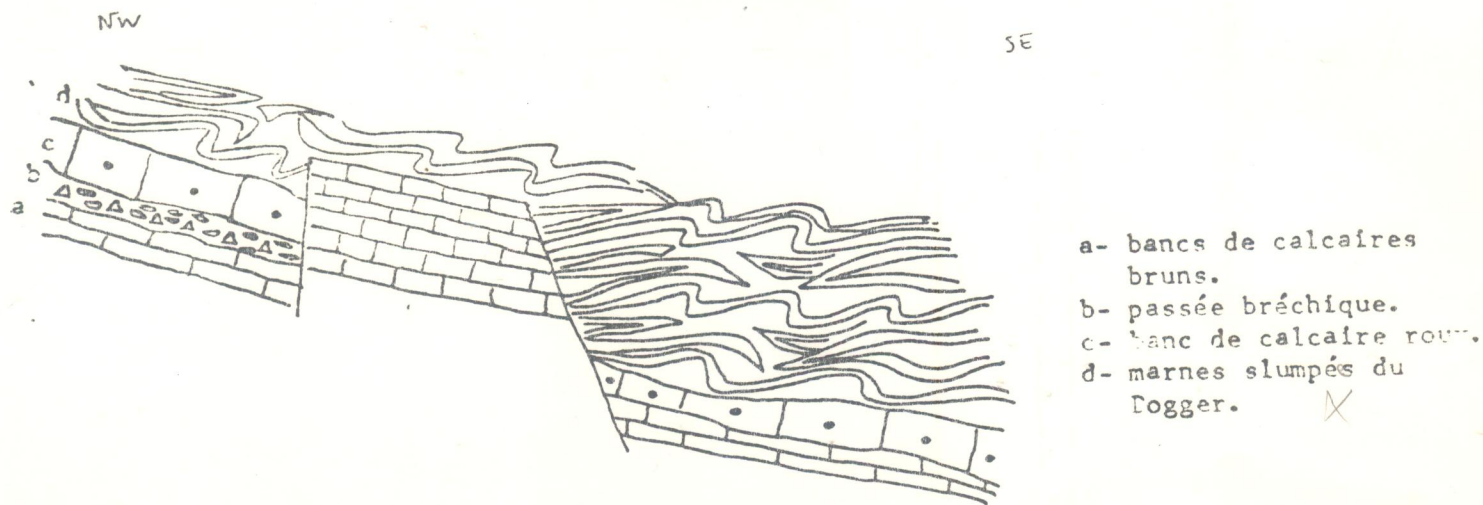


Fig .13 Coupe schématique à Titeft montrant une tectonique synsédimentaire.

calcaires gris-clair. Ces calcaires compacts peuvent atteindre 5 m d'épaisseur dans chaque séquence.

La formation 6a, composée de marnes et de calcaires, a livré une faune d'ammonites du Bajocien : Stéphanoceras sp., Soninia sp., datant les 4 premières séquences du Bajocien inférieur et moyen, Leptosphinctes sp., datant la dernière séquence du Bajocien supérieur.

6b) Très grande lacune de visibilité, sur une longueur d'environ 4500m, de recouvrements quaternaires (Bled chattab).

6c) A l'Ouest de la butte de Mdaouer, on note la présence d'un niveau massif (5m) de calcaires roux gréseux assez fins sans granoclasement apparent, avec des laminations de courant dessinant par endroits des remplissages de chenaux, de largeur centimétrique à métrique.

Ce niveau gréseux marque le passage Bajocien supérieur-Bathonien inférieur. Il a livré Parkinsonia sp. (dét. S. Elmi).

6d) Au pied de Mdaouer, on peut observer 40m d'un ensemble marneux à positionnements, intercalé de bancs centimétriques à décimétriques de calcaires gris micritiques finement argileux. Les calcaires Miocène de Mdaouer, à conglomérats de base polygéniques, reposent en discordance sur cet ensemble marneux, daté du Bathonien inférieur par des Perisphinctidae de la zone à Oraniceras.

Intrusions magmatiques dans les marno-calcaires schistosés du Bajocien, entre Koudiat Titeft et Mdaouer (fig. 21 et 22)

Dans la région de Taourirt, il existe dans les marno-calcaires du Bajocien, des sills et des dykes de roches alcalines présentant des directions très variées. Il s'agit de roches vertes très altérées, riches en paillettes de micas noirs, parcourues de fractures colmatées de quartz et de calcite. Ces filons de dolérites altérées ont été appelés : Aïounites par Duparc (1925) en mémoire de la localité d'El Aïoun, située à 50 km, à l'Est de Taourirt. L'étude de ces filons a été reprise par Jeremine (1942), Agard (1950), Westerveld (1951) et par Laagay et al (1952). Un âge Miocène leur ont été attribué.

De part et d'autre du filon doléritique, il existe un banc décimétrique de calcaire noir (fig. 21) résultant sans doute d'une cuisson des marnes et qui a subi une déformation au contact des dolérites en présentant des structures sédimentaires de compression ("Mullion structure" (Ramsay J.D. 1963)) apparues à l'inter-

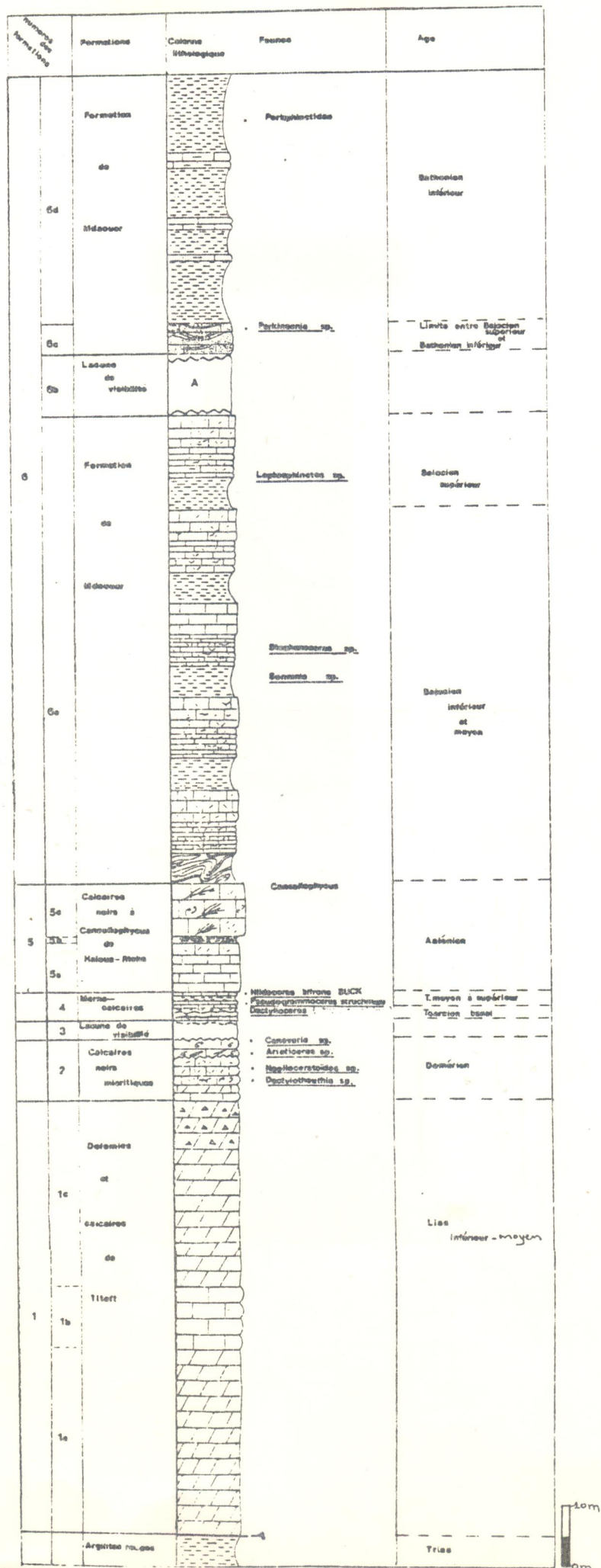
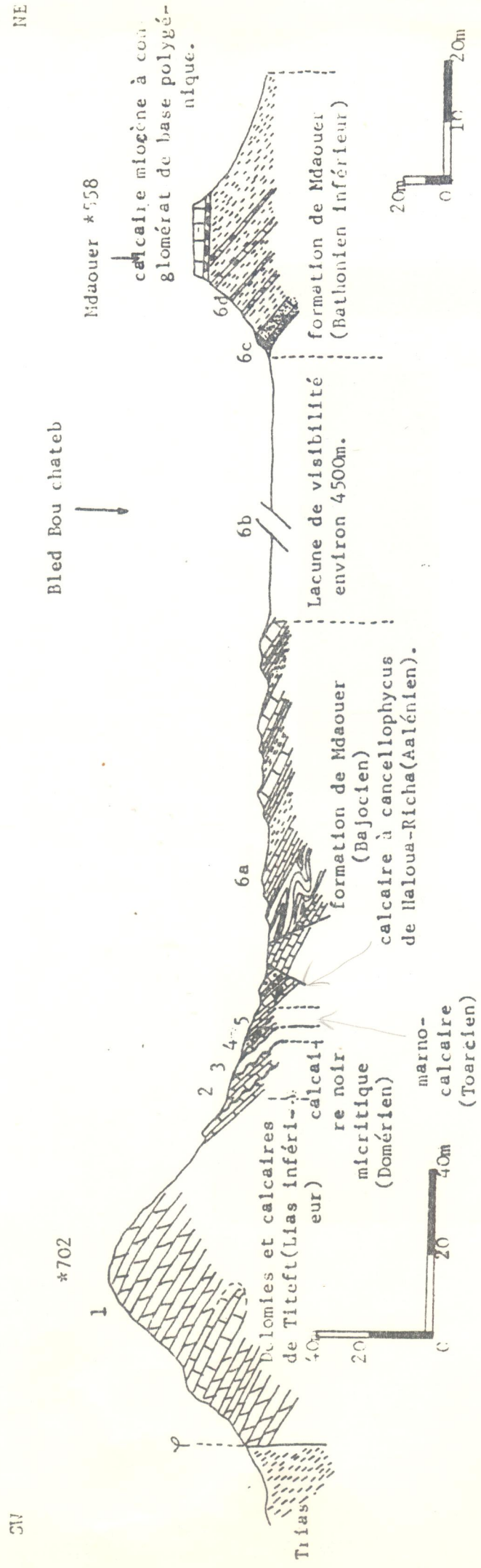


Fig. 14 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Dogger inférieur de la série de Titeft à Mdaouer

Fig .15 Coupe schématique du Lias et du Dogger inférieur de la série de Kouddiat Titeft à Mdaouer.



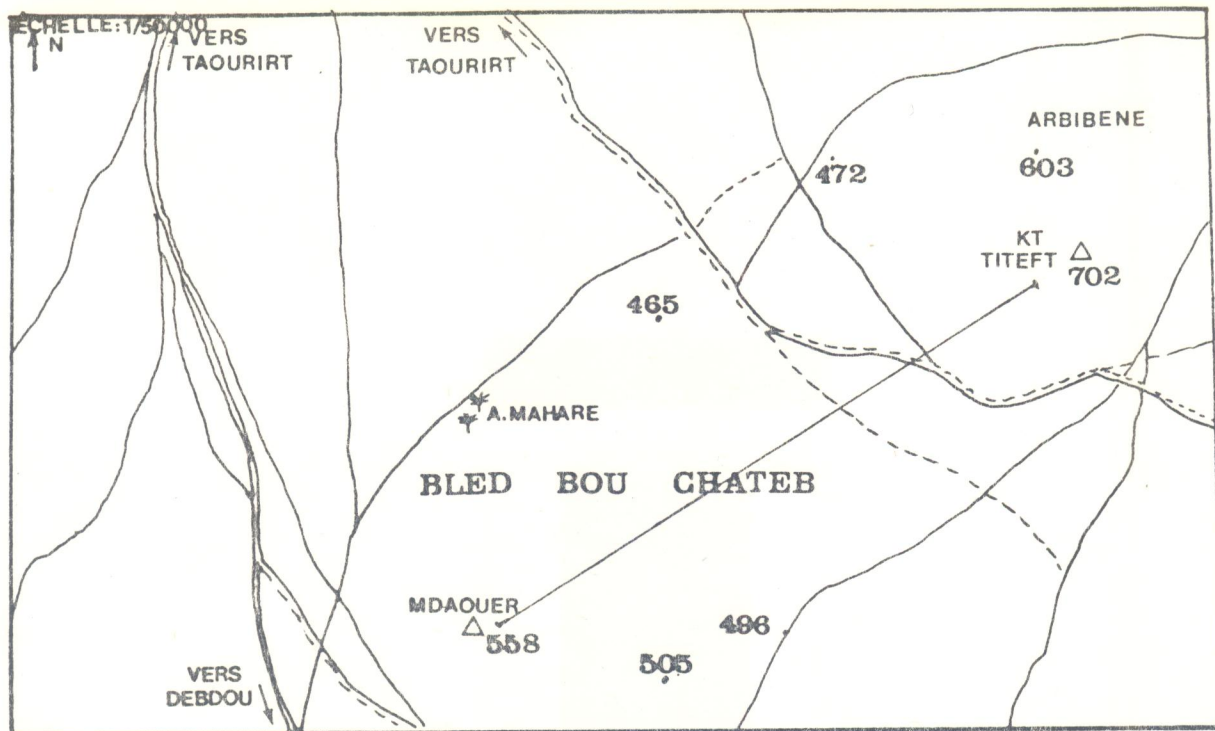


Fig.16 Itinéraire de la coupe de Titeft-Mdaouer.



Fig.17 -Vue panoramique de Mdaouer



Fig.18 Vue panoramique de Koudiat Titeft

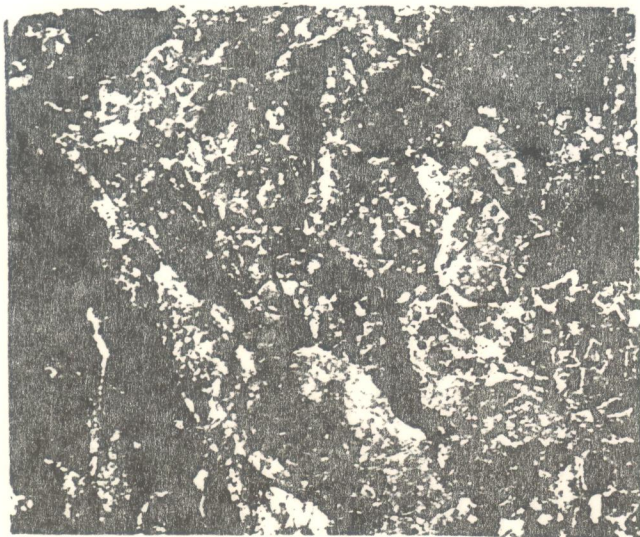


Fig.19 -Bréchification dans les dolomies supérieures de Koudiat Titeft. (Lias inférieur).



Fig.20 -Calcaires argileux se débitant en aiguilles de la formation de Mdaouer (Bajocien)

reprendre film en partie

face de deux roches de compétences différentes.

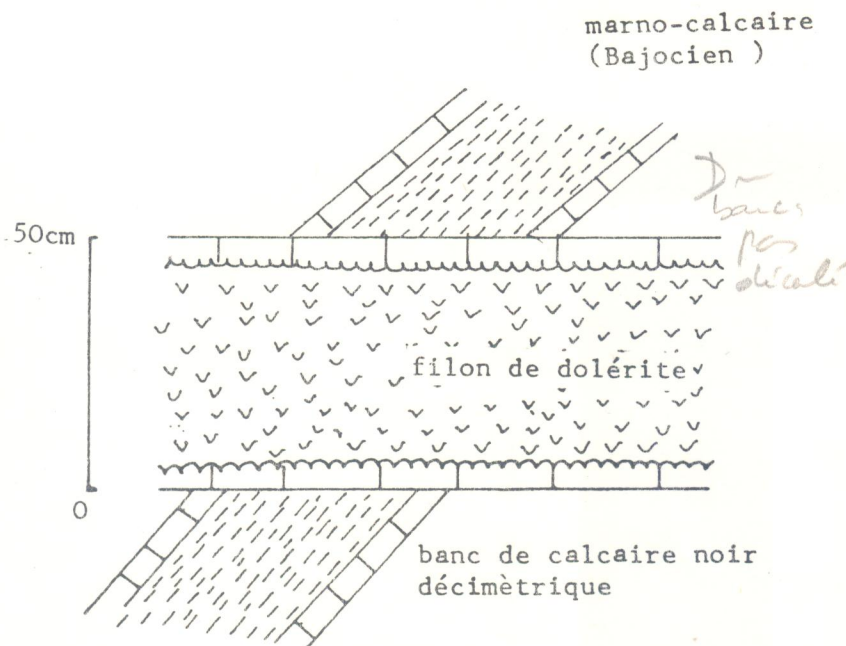


Fig. 21 Schéma montrant l'encadrement du filon doléritique par deux bancs calcaires présentant des " Mullion structure "



Fig. 22 Banc de calcaire montrant des "Mullion structure".

2. - Coupe de Gouttitir (fig. 23 à 26)

Elle se situe à 20 km à l'Ouest de Taourirt et débute à 100 m au Nord de l'établissement thermal de Gouttitir, dans le flanc nord de Koudiat Zireg

(A = $X=715,4$
 $Y=419,5$) et s'achève dans l'oued El Abd (B = $X= 715,1$
 $Y= 419,4$),

Cette coupe permet de montrer l'évolution lithologique depuis le Lias inférieur jusqu'à l'Aalénien supérieur.

La base de la série demeure inconnue, aucune argilite rouge triasique n'ayant été observée.

La succession lithologique est la suivante, de bas en haut :

1) 45 m de calcaires et dolomies de Titeft

la) 40 m de dolomies massives, de couleur grise à l'altération, et gris clair à la cassure. Ce sont des dolosparites à stratification floue ou absente, dont la base n'est pas visible. Elles renferment des débris d'organismes : lamellibranches, coelentérés, des polypiers et des entroques. Au sein de cette formation dolomitique, existent des passées lenticulaires de calcaire micritique

gris, épaisses de 0,40 à 0,60 m à rares oncolites et que l'on peut considérer comme des enclaves du sédiment originel ayant échappé à la dolomitisation.

1b) 5 m de calcaire bioclastique, massif, bleu noir, sans stratification visible. Il contient de nombreux fragments de bélemnites et de brachiopodes érodés, difficiles à dégager. L'âge de cet ensemble de calcaires et dolomies de Titeft reste toujours imprécis, mais il est assimilé à du Lias inférieur et moyen (Benzaquen, 1965).

2) 25 m masqués par un recouvrement d'éboulis

3) 16 m d'un ensemble de marnes et de marno-calcaires rappelant la formation toarcienne de Taourirt.

Cet ensemble comprend :

3a) 10 m de marnes verdâtres, renfermant de rares posidonomyes, foraminifères et quelques ammonites pyrriteuses : Phylloceras et Lytoceras

3b) 5 à 6 m d'une alternance marne-calcaire. Les bancs de calcaires micritiques à cassure noire de 5 à 10 cm d'épaisseur, contiennent des traces de débris ferrugineux. Les interbancs marneux de couleur verte sont décimétriques et renferment encore de rares posidonomyes.

Cette formation est datée du Toarcien par : Hammatoceras sp. (Dét. R. Mouterde).

4) Formation de Haloua-Richa

Vers le haut les marnes diminuent d'importance et les bancs calcaires se rapprochent de plus en plus formant un ensemble de 11 m d'épaisseur. Les interbancs marneux, centimétriques, verdâtres, ont tendance à disparaître au niveau d'une butte où les bancs de calcaires (20 à 25 cm), micritiques, à cassure noire sont rapprochés. Ces bancs à empreintes de cancellophycus et à débris d'organismes (ostracodes, tests de bivalves) ont livré une faune d'ammonites ^{associées à Lytoceras} permettant de dater la formation de l'Aalénien inférieur-moyen : Lytoceras sp. (R. Mouterde).

a' ammonites d'

5) 12 m : lacune de visibilité

6) Au niveau de l'Oued El Abd, 15 m de la formation de Mdaouer : ce sont des marnes verdâtres d'aspect schistosé, parsemées d'ammonites et de posidonomyes avec une alternance rythmique de faisceaux de bancs de calcaire marneux (1 à 1,50 m).

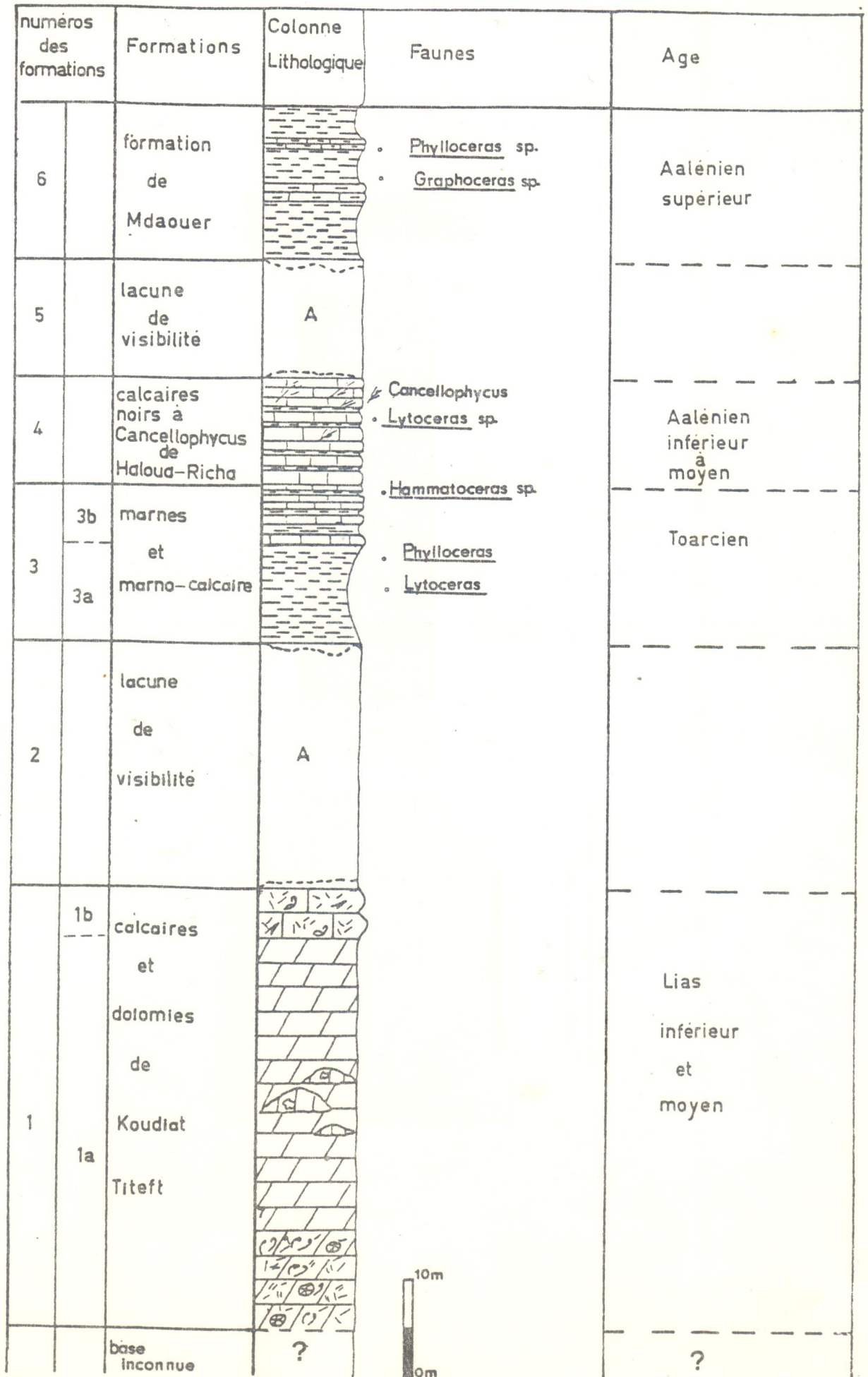
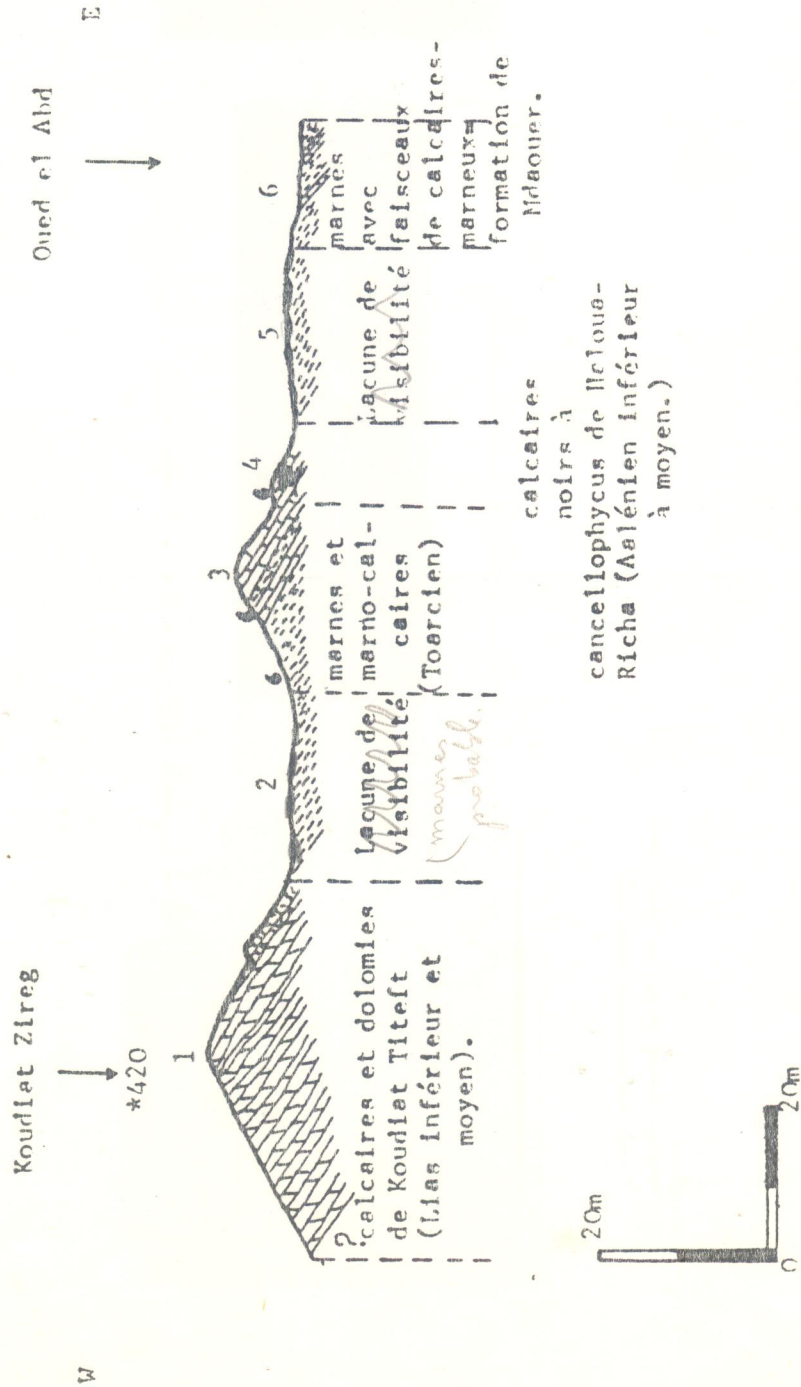


Fig.23 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Gouttitir

Legende incomplète

Fig. 24 Goupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série de Gouttilir.



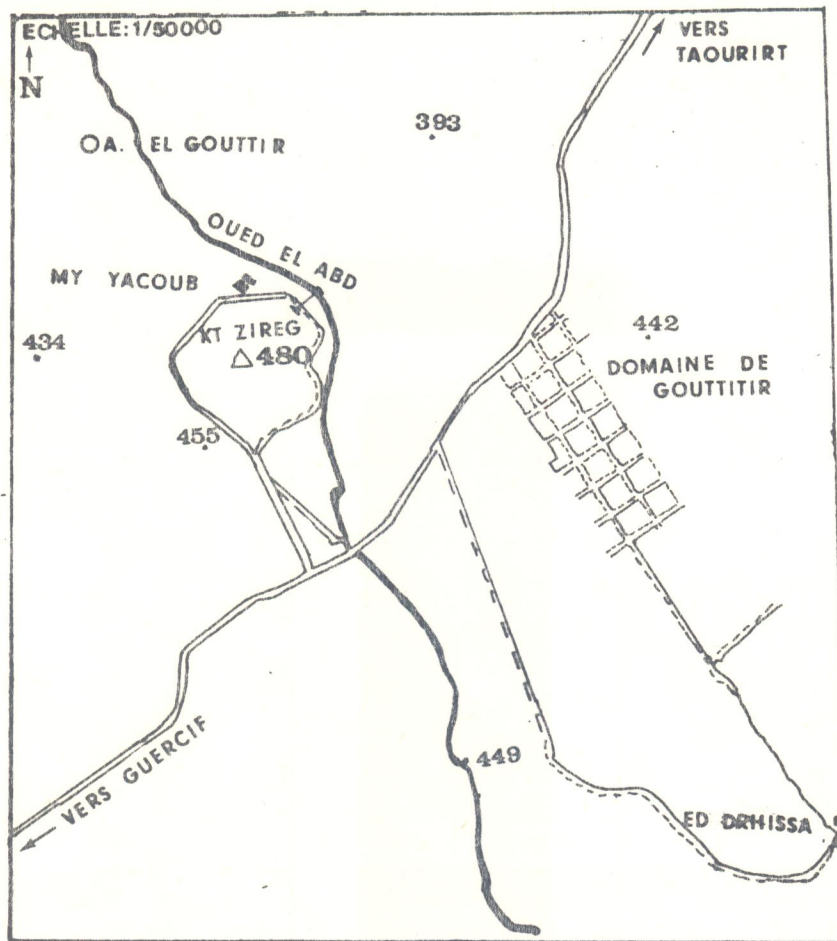


Fig.25 Itinéraire de la coupe de Gouttitir.

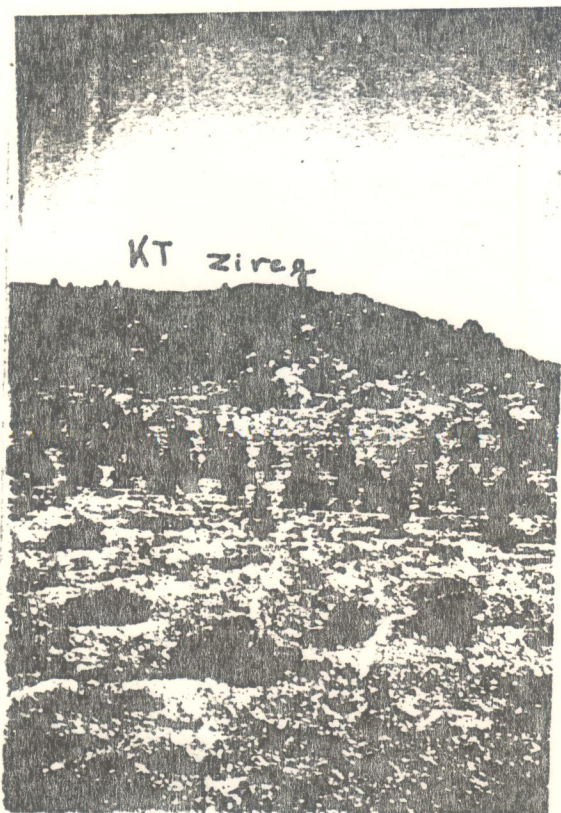


Fig.26 -Vue panoramique de Koudiat Zireg
(dolomies du Lias inférieur et moyen).

Les exemplaires d'ammonites recueillis ont permis de dater cette formation de l'Aalénien supérieur-Bajocien basal : Phylloceras sp. (R. Mouterde) et Graphoceras sp. (S. Elmi) .

3. - Coupe de Jbel Tirrimi (fig. 26-29)

Entre les deux synclinaux de Taourirt et de camp Berteaux, un anticlinal érodé laisse apparaître les terrains jurassiques sous le Miocène discordant. La coupe est levée près de la ferme Dubois, à 200 m de la route Taourirt-camp Berteaux. Elle débute dans le flanc oriental du Jbel Tirrimi (A: X = 721,1, Y = 429,1), et se termine près du point coté 416 (B: X = 720,8, Y = 428,75).

Comme à Gouttitir la base de la série reste inconnue.

Cette coupe permet de montrer l'évolution lithologique depuis le Lias inférieur jusqu'au Bathonien inférieur.

De bas en haut on observe :

1) 30 m de dolomies : formation de Titeft

C'est une dolomie massive, à cassure rose plus ou moins claire et à patine gris-clair. Il s'agit d'une dolosparite pauvre en débris d'organismes. La roche peut, latéralement et en quelques dizaines de ^{mètres} se charger en oncolites. Cette formation est considérée comme appartenant au Lias inférieur car elle est très semblable à celle des dolomies de Koudiat Titeft et occupe la même position dans la coupe.

2) 10 m de calcaires à patine gris-noir et à cassure grise, micritiques. Les bancs sont centimétriques à décimétriques à la base de la formation. Vers le sommet, ils sont plus rapprochés et peuvent atteindre 70 cm de puissance. Ils renferment des débris de tests de bivalves, d'entroques et des débris d'ostracodes. Les interbancs marneux sont centimétriques, verdâtres et contiennent de rares posidonomyes.

Dans les bancs calcaires, j'ai récolté quelques brachiopodes, mais en nombre insuffisant pour permettre une détermination précise. Cette formation a été datée du Domérien par Laagay (1952) grâce à une faune de brachiopodes comprenant : Rhynchonella dumbletonensis DAVISON, R. bouchardi, R. cf. bertschingeri HAAS, Terebratula jouberti DESLONGCHAMPS.] *Toarcien*

Domerien - Toarcien

3) Lacune de visibilité sur une distance de 300 m.

4) 35 m d'un ensemble de marnes et de marno-calcaires.

4a) 15 m de marnes verdâtres riches en posidonomyes, foraminifères (lenticulines) et ammonites du Toarcien : Dactylioceras subarmatum (Dét S. Elmi).

4b) 20 m d'une alternance marno-calcaire. Les bancs de calcaire gris, micritiques, d'épaisseur décimétrique, sont riches en débris d'organismes (coquilles de bivalves, d'ostracodes), de fragments de brachiopodes et d'ammonites. Ils ont livré une faune du Toarcien : Hildoceras bifrons (Dét. S. Elmi) Phylloceras nilssoni, Lytoceras dorcadis, Dactylioceras Braunianum d'Orbigny, Harpoceratoides alternatus Simpson (Laagay 1952).

Les intercalations marneuses, d'épaisseur centimétrique, sont verdâtres et renferment des fragments de gastéropodes, de brachiopodes et de rares débris de bivalves. L'ensemble de la formation est attribué au Toarcien.

5) Formation de Haloua-Richa ; elle correspond à 20 m de calcaires noirs, micritiques, à empreintes de Cancellophycus. Les bancs calcaires épais de 0,40 à 0,70 m sont riches en fragments indéterminables d'ammonites, de bélemnites et de brachiopodes. Ils contiennent aussi des débris d'échinodermes et de tests de bivalves. Les passées marneuses, de couleur vert-clair et d'épaisseur centimétrique, n'ont livré que quelques coquilles de posidonomyes.

Dans les niveaux calcaires à Cancellophycus, Agard et al. (1950) ont récolté une faune datant la formation de l'Aalénien, il s'agit de : Erycites fallax, Hammatoceras subinsigne, Hammatoceras lortetii et Holcophylloceras ultramontanum.

6) 17 m de la formation de M daouer, constitués de marnes de couleur vert olive à Posydonomya alpina, brachiopodes, tests de lamellibranches et de gastéropodes. Ces marnes admettent des intercalations de faisceaux de bancs de calcaires gris, micritiques, pouvant atteindre 4 m d'épaisseur. Ces calcaires gris m'ont livré des ammonites du Bajocien inférieur : Oppelina et Witchellia (zone à Sauzei, Dét. S. Elmi). Les marnes verdâtres ont fourni une faune riche en foraminifères : Lenticulina quenstedti, Eoguttulina sp., Lenticulina munsteri, E pistomina coronata Terquem, E. mosquensis uhlig (Dét. Ch. Ruget).

7) 45 m d'une alternance marne-calcaire admettant des bancs turbiditiques silteux aux limites franches. Ces bancs se présentent avec des teintes variées : rouge, brun rouille à chocolat. Ils sont décimétriques et peuvent être parcourus à leur toit de pistes de bivalves : Chevronichnus (Dét. Ch Gaillard); certains montrent à leur semelle des figures de courant (groove casts). La direction prépondérante donnée par ces figures est 140° Est. Les interbancs marneux, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sont verdâtres et contiennent des débris de coquilles de posidonomyes et de rares ammonites : Oecotraustes genicularis (Dét. S. Elmi), datant cette alternance marne-calcaire du Bajocien supérieur.

8) Marnes et grès de Tirremi

Il s'agit d'un ensemble détritique épais de 20 à 22 m comprenant :

8a) 7 m d'un gros banc de calcaire gréseux, lenticulaire, massif, de couleur jaune formant un remplissage de chenal de direction N 140. Ce sont des grès assez fins, sans granoclasement apparent.

La surface supérieure de ce même banc montre des pistes et des terriers en U. Des crescent casts donnent un sens de courant vers N90.

8b) 3 à 4 m montrant quelques petits bancs de calcaire noir bioclastique, désagrégés par bioturbation. D'épaisseur centimétrique les bancs sont inclus dans les marnes verdâtres et reposent sur des surfaces de discontinuités, parsemées de débris d'organismes (tests de bivalves, gastéropodes, entroques et des ostracodes). Dans cette formation j'ai récolté des brachiopodes du Bathonien inférieur : Terebratula szajrochai Flamand, Ornithella cadomensis DESL, Burmihynchia sp. (Dét. Almeras)

X 8c) 7 m à 50 cm d'un gros banc roux lenticulaire à entroques divisé en 3 parties, la médiane ayant fourni Morphoceras sp. (Dét. S. Elmi).

8d) Un autre banc lenticulaire de calcaire noir bioclastique épais de 70 à 20 cm.

8e) 2 m composés comme suit : 1 m de calcaire massif, plus ou moins gréseux, bioclastique, à patine rousse et à cassure noire,

1 m de calcaire massif gréseux de couleur rousse et à cassure gris noir. J'ai récolté dans ce dernier niveau plusieurs exemplaires de Stomechinus bigranularis (Dét. B. Clavel), du Bathonien inférieur.

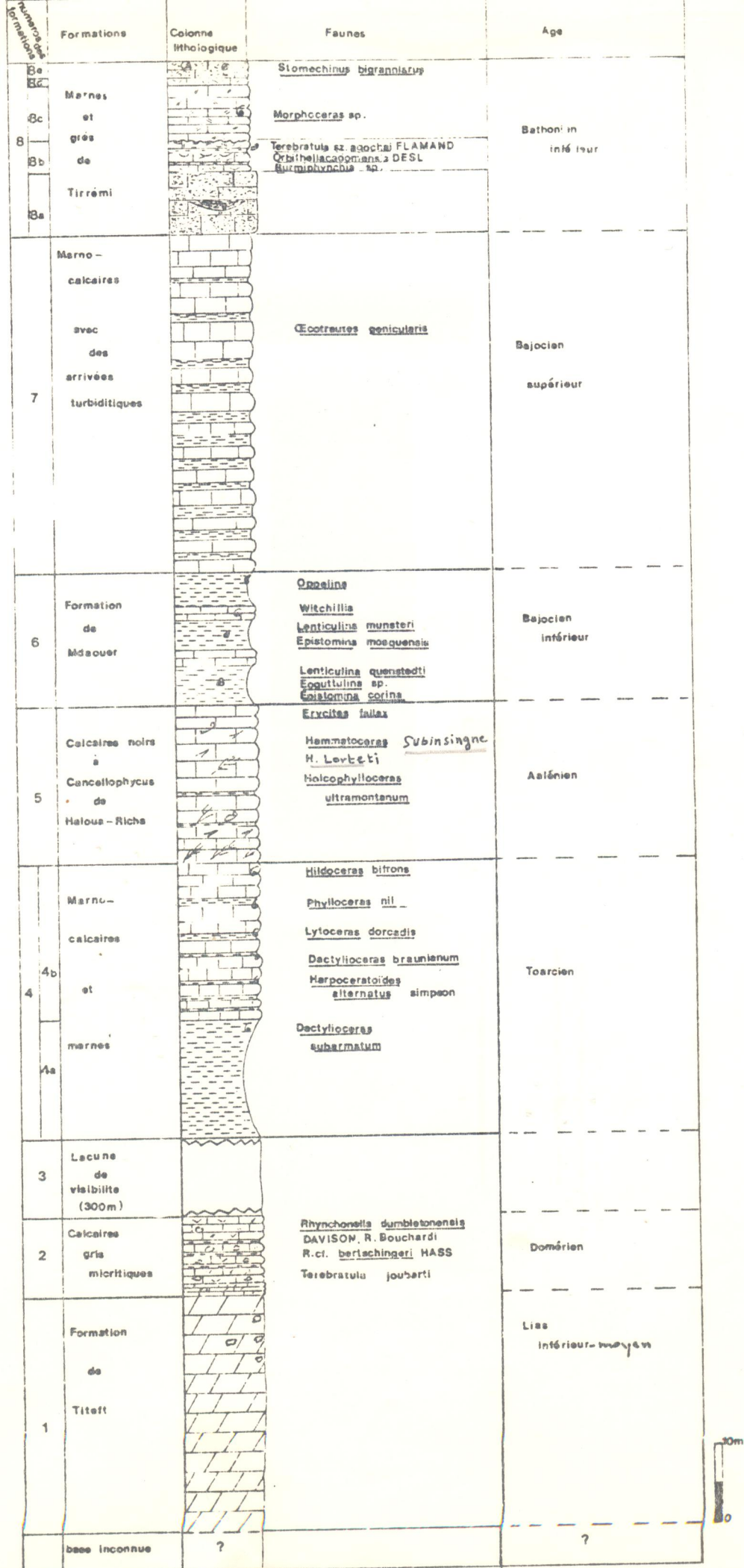


Fig.27 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen du

libel Tirrémi

fig.28 Coupe schématique du Lias et du Dogger inférieur de la série du Jbel Tirremi.

NE

SW

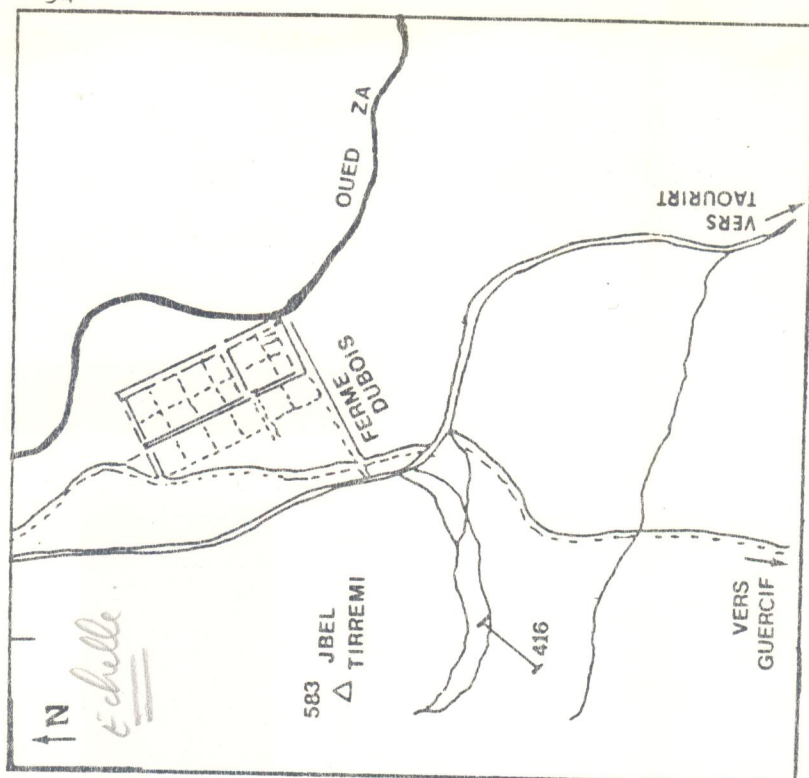
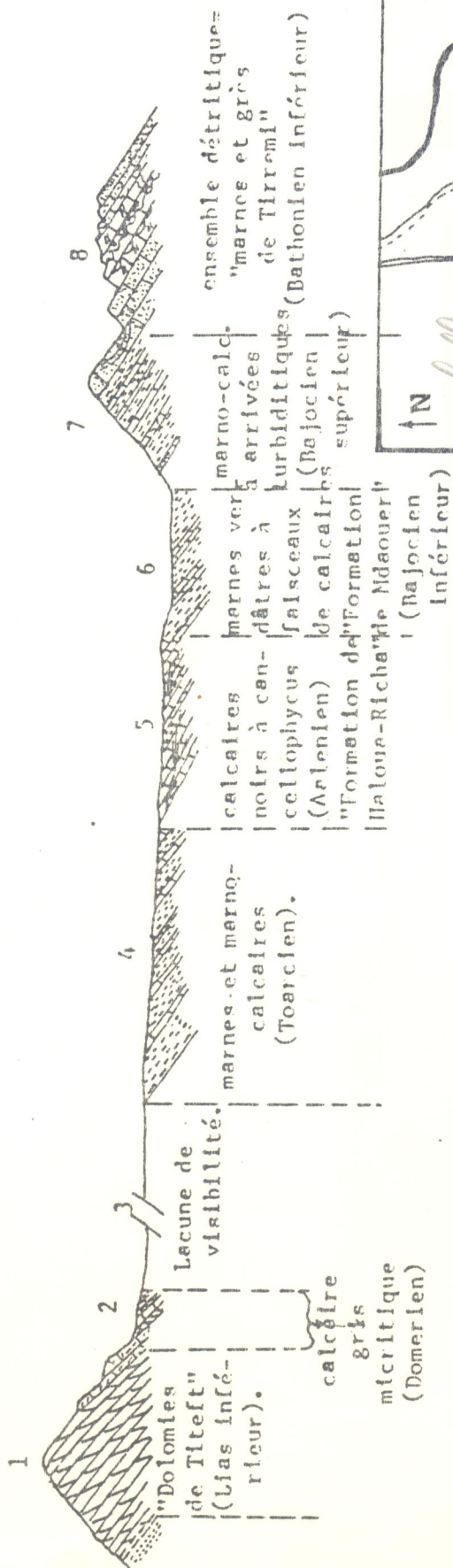


Fig.29 Itinéraire de la coupe de Tirremi.

4 - Coupe de Mesgout Narguechoum (fig.30 à 32)

Elle se situe au Nord du Jbel Narguechoum. La coupe commence à 1 km au Sud de Dar Tahar Dib (A: $X = 738,4$
 $Y = 421,85$) et se termine près du Douar Sehraoua (B: $X = 738,4$
 $Y = 421,15$). Le contact entre les argilites rouges triasiques et la formation suivante (formation de Koudiat Titeft) est invisible. Il est masqué par des éboulis. Cette coupe montre une succession lithologique allant du Lias inférieur jusqu'au Bajocien moyen. De bas en haut on observe :

1) 90 m de dolomies : formation de Koudiat Titeft. Ce sont des dolomies cristallines à patine brune et à cassure grise. Elles se présentent sous forme d'une grande masse dont la stratification est indistincte. Dans la moitié supérieure, on peut noter 10 à 12 enclaves non dolomitisées ; épaisses de 0,70 m et larges de 0,50 m au plus, formées de calcaires à patine grise et à cassure gris-clair, micritiques, à rares bioclastes (tests de bivalves). De même qu'à Gouttitir l'âge de cette formation est considéré comme Lias inférieur et moyen.

2) 42 m d'une alternance marne-calcaire. Les bancs calcaires à patine rousse et à cassure noire, sont épais de 0,30 à 0,50 m à la base et se rapprochent peu à peu vers le sommet où ils peuvent atteindre 0,80 m d'épaisseur. Les calcaires roux renferment des débris d'organismes (surtout des tests de bivalves et des coquilles d'ostracodes) et des ammonites du Toarcien : Hildoceras bifrons. Les interbancs marneux, de couleur vert olive et épais de 0,90 à 1,50 m à la base de la formation deviennent centimétrique à décimétrique au sommet. Ces marnes verdâtres ont fourni une microfaune de foraminifères : Lenticulina sp., L. munsteri et Astacolus sp. (Dét. Ch. Ruget)

3) 5 m de calcaires à patine grise et à cassure noire, micritiques, à empreintes de cancellophycus : formation de Haloua-Richa. Ils se présentent en un faisceau de bancs de 0,40 à 0,80 m d'épaisseur, renfermant ^{des} débris d'organismes (tests de bivalves).

La formation est considérée comme aalénienne par analogie de faciès avec les formations représentées au même niveau dans les coupes de Gouttitir et Tirremi.

4) 400 à 600 m environ de marnes et calcaires

4a) 300 à 350 m environ de marnes verdâtres slumpées à rares posidonomyes et des foraminifères (eoguttillines et lenticulines). Ces marnes alternent avec des bancs de calcaires marneux à patine rousse et à cassure noire, décimétriques (0,40 à 0,60 cm) et pouvant former des faisceaux ne dépassant pas 3m

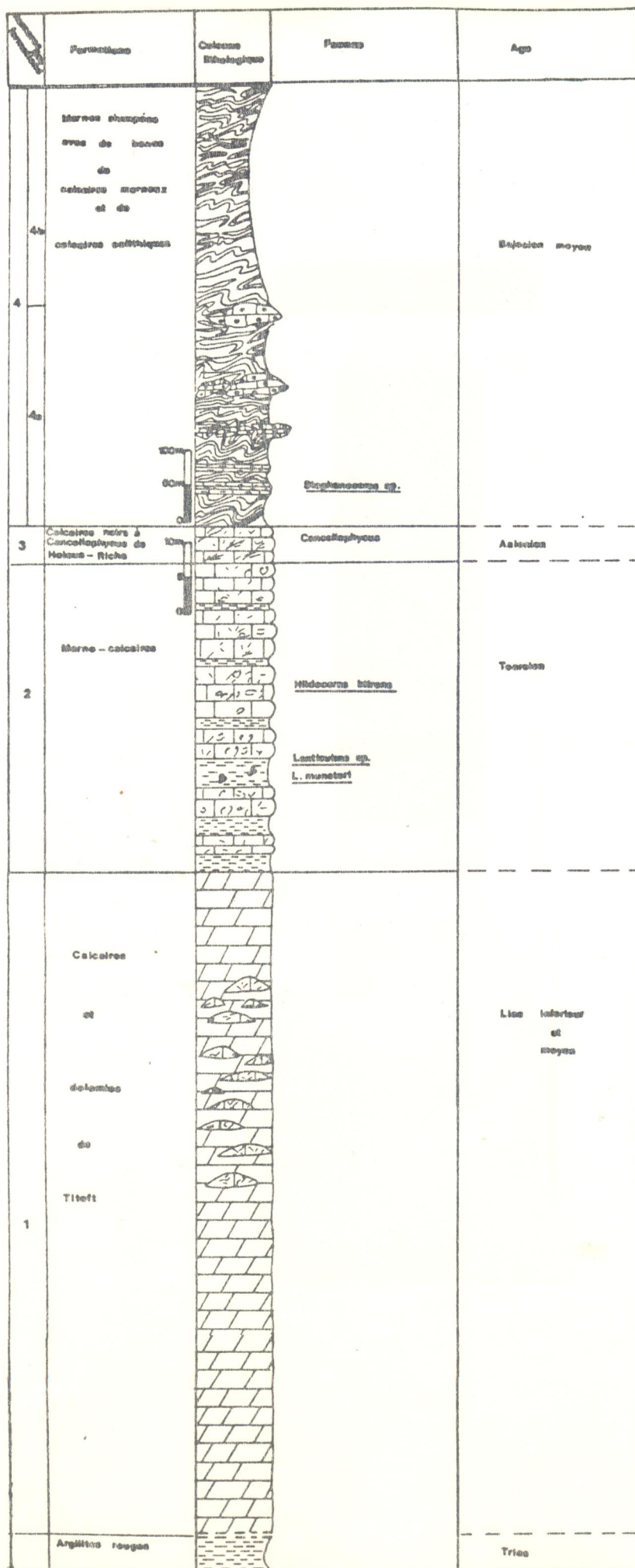


Fig. 30 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Bajocien de Mesgout Narguechoum

Fig.31. Coupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série du Mesgout Narguechoum

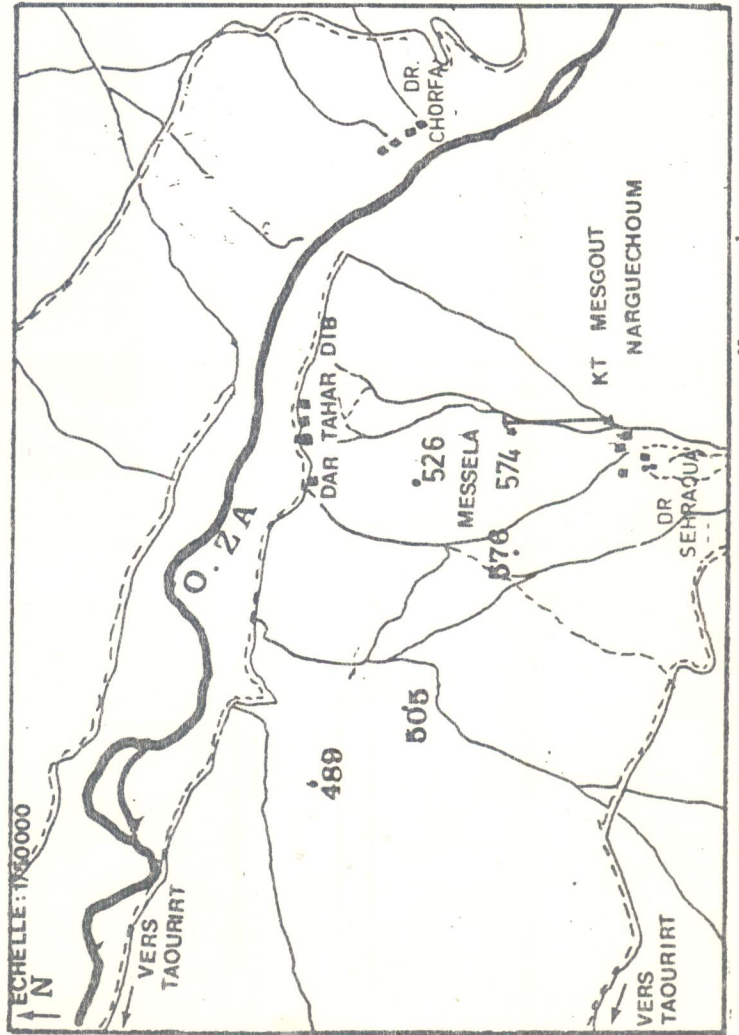
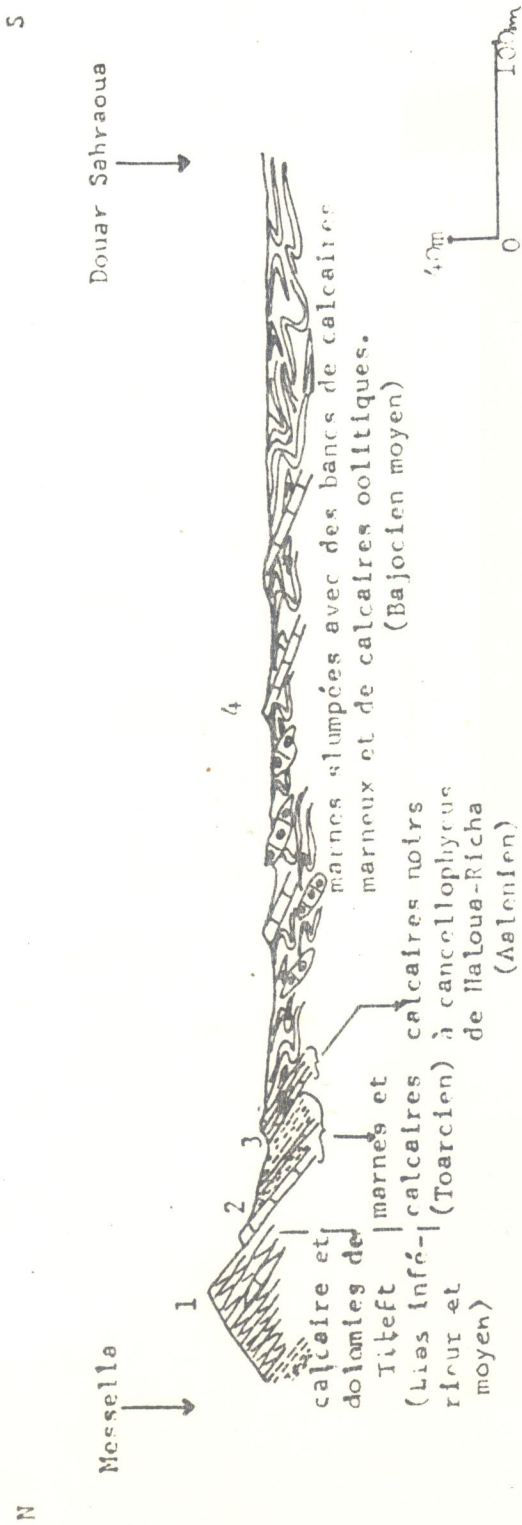


Fig.32 Itinéraire de la coupe de Mesgout Narguechoum.

d'épaisseur. Les calcaires marneux renferment des débris d'organismes et quelques fragments d'ammonites du Bajocien moyen : Stephanoceras sp.

Dans ces mêmes marnes existent de gros bancs roux, de calcaires noirs oolithiques, formant des barres lenticulaires de 10 à 15 m d'épaisseur. Il s'agit certainement de sortes d'olistolites provenant du démantèlement d'une plateforme carbonatée et entraînés dans le bassin. L'âge de ces calcaires noirs oolithiques est du Lias inférieur, car ils se situent entre les calcaires gris du Domérien et les argilites rouges du Trias.

4b) 250 à 300 m de marnes verdâtres slumpées à faisceau de bancs calcaréo-marneux.

Les marnes ont fourni quelques *eguttulines*.

5 - Coupe de Jbel Narguechoum (fig. 33 à 36)

Cette coupe a été levée le long d'un passage permettant l'accès au plateau du Narguechoum, au SE du point culminant 1372 m. La coupe débute au pied de la grande falaise, constituée de bancs massifs, jointifs, et totalisant 130 à 140 m d'épaisseur (A: $X = 738,5$
 $Y = 418,2$). Elle se termine à quelques mètres de ARBA ou ARBAINE OUALI (B: $X = 738,7$
 $Y = 418,2$).

Le contact entre les argilites rouges triasiques et cette grande falaise est masqué par des éboulis.

Cette coupe permet de montrer une succession lithologique, du Lias inférieur jusqu'au Bajocien moyen. De bas en haut on observe :

1) 130 m d'une alternance de calcaire et de dolomie : formation de Narguechoum; surmontant les argilites rouges triasiques avec lesquelles aucun contact n'est visible. Elle comprend :

1a) 30 m d'une dolomie massive. c'est une dolomicrosparite à patine grise et à cassure claire.

1b) 10 m d'un calcaire fin, blanc, oolitique

1c) 10 m d'une dolomie finement cristalline claire

1d) 10 m d'un calcaire blanc compact à débris fins

1e) 10 m d'une dolomie blanche à oncolites.

1f) 30 m d'une dolomie grise plus ou moins cristalline

1g) 10 m d'un grainstone clair oolitique

1h) 10 m de dolomie plus ou moins claire à oncolites de 2 à 3 cm de diamètre.

1i) 10 m de calcaire finement graveleux, à éléments blancs jointifs.

2) 10 m de calcaire noir en bancs décimétriques, renfermant des débris d'organismes et rappelant le Domérien de Koudiat Titeft. Ces calcaires ont fourni une faune de bélémnites et d'ammonites du Domérien : Arietoceras sp. (Dét. S. Elmi). La formation se termine par une surface de discontinuité.

3) 15 m d'une alternance de marnes rouges et de dolomies : formation du jbel Nador (Kergomard, 1971).

Les marnes rouges sont métriques, sans aucune trace de microfaune. Les bancs de calcaires dolomitiques sont décimétriques, à patine jaune clair et à cassure claire, proches des faciès des Hauts Plateaux décrits dans le Toarcien de la coupe de Debdou. (Cette formation est datée du Toarcien par Hildoceras bifrons.) Les faunes d'ammonites toarciennes citées par Sutter et al. (1952) dans le jbel Narguechoum n'ont pas été retrouvées.

4) 3 m de calcaires noirs à Cancellophycus : formation de Haloua-Richa. Ce sont des calcaires micritiques, se présentant en bancs décimétriques, à empreintes de Cancellophycus et renfermant de rares débris d'organismes (tests de bivalves et coquilles d'ostracodes).

5) 15 m de marnes et de calcaires. Les marnes de couleur vert olive, d'épaisseur métrique à la base de la formation et décimétrique au sommet, sont riches en foraminifères (Lenticulina sp.) Astacolus sp. et Lenticulina munsteri (Dét. Ch. Ruget), et en ammonites datant la formation du Bajocien moyen : Otoites sp. (Dét. S. Elmi).

Les bancs calcaires, à patine grise à cassure gris clair sont décimétriques à la base de la formation et de plus en plus rapprochés en direction du sommet.

Ils ne contiennent que quelques débris de tests de bivalves.

5 - Conclusion stratigraphique concernant la région de Taourirt

Le tableau 2 résume les conclusions sur les âges et les corrélations entre les différentes formations de la région de Taourirt.

Le Lias inférieur et moyen est représenté par des formations carbonatées. Il s'agit essentiellement de la formation de Titeft, massive, se rencontrant à la base de chaque coupe, et qui reste néanmoins mal datée. On la place habituellement dans le Lias inférieur.

W. h. li = Comparaison

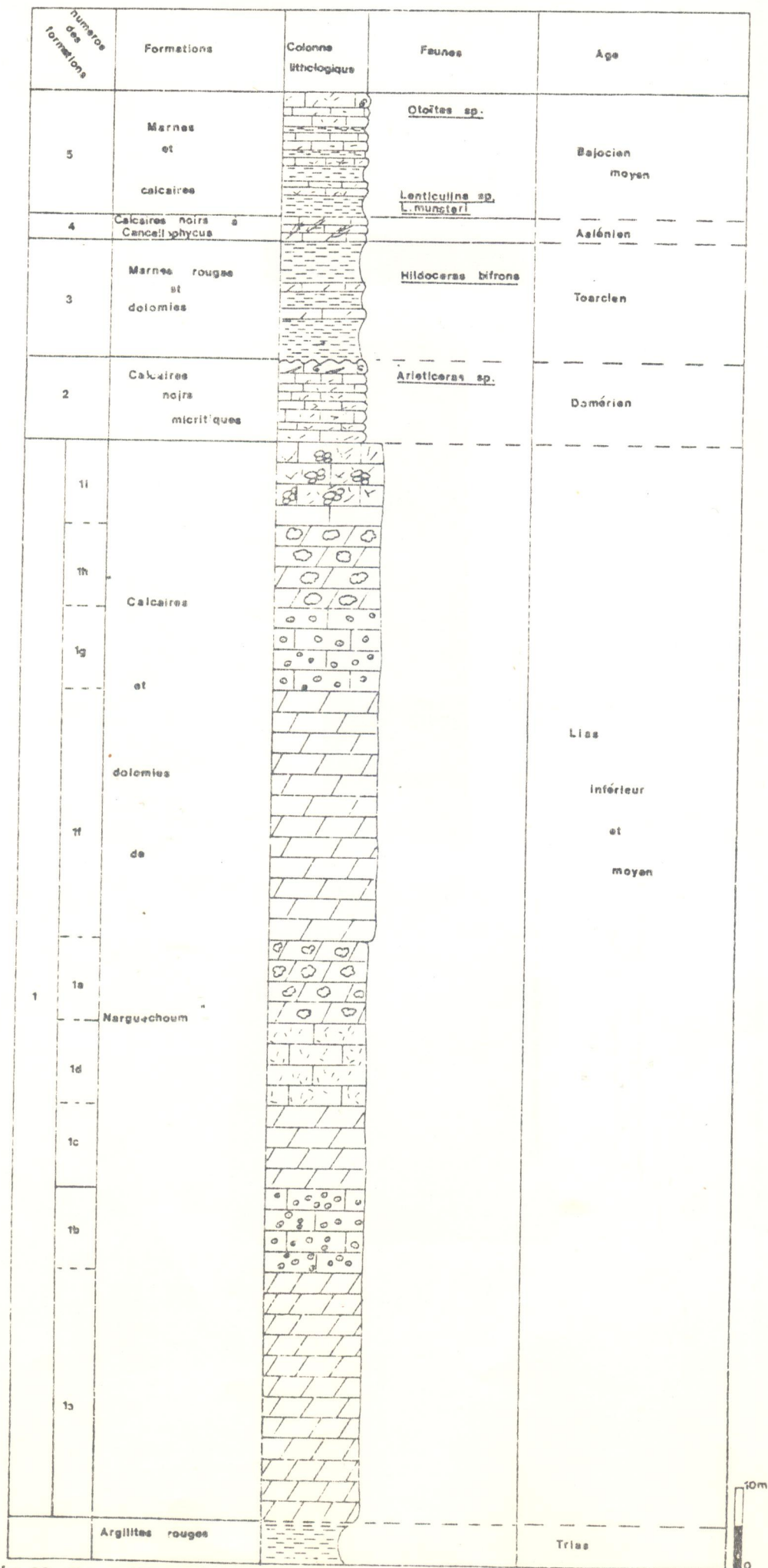


Fig.33 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen, du Jbel

Fig. 34 Coupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série du jbel Narguechoum.

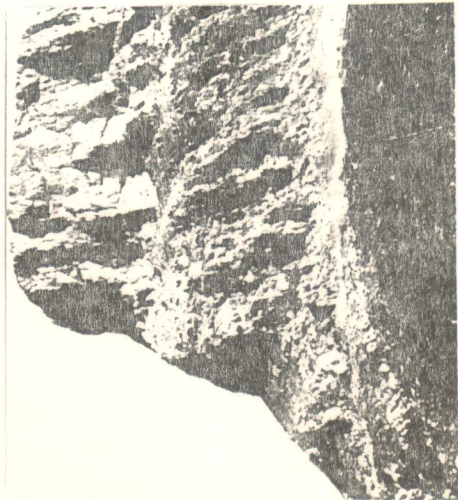
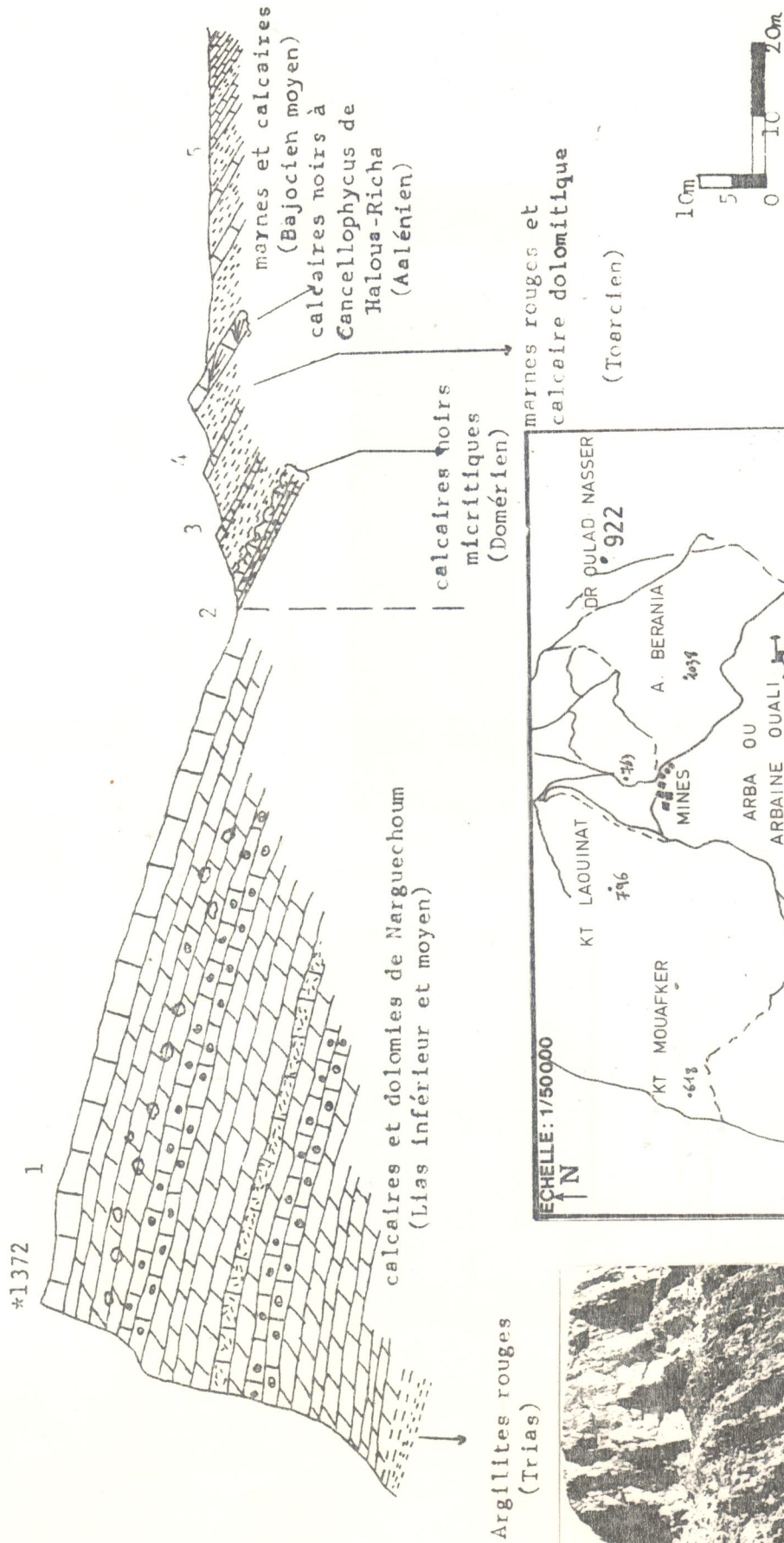


Fig. 35-Calcaires et dolomies de la falaise de Narguechoum (Lias inférieur et moyen).

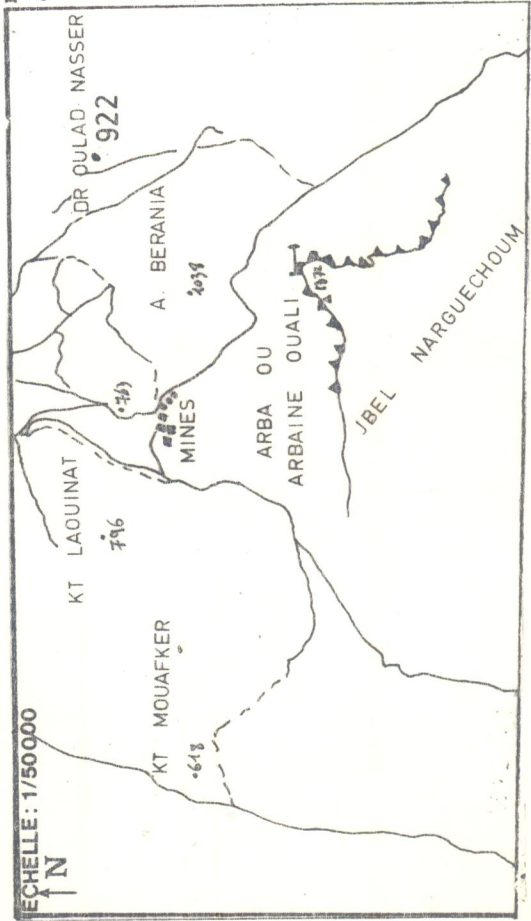


Fig. 36 Itinéraire de la coupe de jbel Narguechoum.

Coupes	Titeft Mdaouer	Mesgout Narguechoum	Narguechoum	Tirrêmi	Gouttitir
Étages Bathonien	Formation de Mdaouer	marnes "slumpées" avec des bancs de calcaires marneux et de lentilles de calcaires oolithiques	marno-calcaire	marnes et grès de Tirrêmi	Formation de Mdaouer
Bathonien inférieur					
Bajocien supérieur					
Bajocien moyen					
Bajocien inférieur					
Alénien supérieur	calcaires noirs à cancellophycus de Haloua-Richa				
Alénien moyen	marno-calcaire	marno-calcaire	marnes rouges et dolomies du jbel Nador	marnes et marno-calcaire	marnes et marno-calcaire
Alénien inférieur					
Toarcien			calcaire noir micritique	calcaire gris micritique	calcaires et dolomies de Titeft
Lias moyen			calcaires et dolomies de Titeft	calcaire noir micritique	calcaires et dolomies de Titeft
Lias inférieur			calcaires et dolomies de Titeft	calcaires et dolomies de Narguechoum	calcaires et dolomies de Titeft
Trias	argillites rouges triasiques				

Tableau 2 Corrélations stratigraphiques entre les différentes formations
du Lias et du Dogger inférieur de la région de Taourirt



non visibilité
par recouvrement

hard ground

A partir du Toarcien, une sédimentation marno-calcaire s'installe. Elle s'accroît au Dogger inférieur avec des formations plus puissantes que dans le Toarcien.

Au Bathonien inférieur on assiste à une arrivée de produits terrigènes plus grossiers, formant des bancs gréseux ou pélitiques intercalés dans le faciès marno-calcaire.

B-ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER INFERIEUR
DE LA REGION DE MHIRIJA

3 coupes ont été levées dans les environs des jbel Kébibicha et Haloua-Richa et près de la localité de Bouyacoubat (fig.37).

1 - Coupe du Jebel Kébibicha

Le Jbel Kébibicha, situé au Sud de Guercif, correspond au pli le plus oriental du Moyen-Atlas (fig.38-39). Ce pointement jurassique montre du Lias inférieur et moyen dont la succession stratigraphique suivante est en contact non visible avec les argilites rouges triasiques. La coupe a été levée entre les points (A : $X = 684,3$; $Y = 372,5$, situé à 100 m du point coté 902) et (B : $X = 684$; $Y = 372,25$, situé dans une petite vallée). (fig.40).

De bas en haut on observe :

1 - Une barre d'une trentaine de mètres, broyée et plissottée : formation de Koudiat Titeft.

Elle est constituée de bancs réguliers décimétriques de dolomies grises alternant dans la partie inférieure avec des calcaires grainstones à éléments de grès ou de quartzites paléozoïques, et des fragments de polypiers. En outre la base de cette barre contient des brèches polygéniques à éléments de quartz et de quartzites. J'ai récolté quelques exemplaires de brachiopodes dans les niveaux dolomitiques de base datant cette barre du Lias inférieur : Terebratula cf. moreti.

2 - 10 à 12 m de calcaires noirs, grainstones, en bancs décimétriques renfermant quelques brachiopodes : (Rhynchonelles) et une faune d'ammonites datant cette formation du Domérien moyen par Arietoceras amalthei Oppel (groupe algovianum, Dét. R. Mouterde).

3 - 35 m de marnes schisteuses bleu-vert formant des niveaux de 5 à 9 m d'épaisseur admettant des petits bancs centimétriques de calcaires argileux gris.

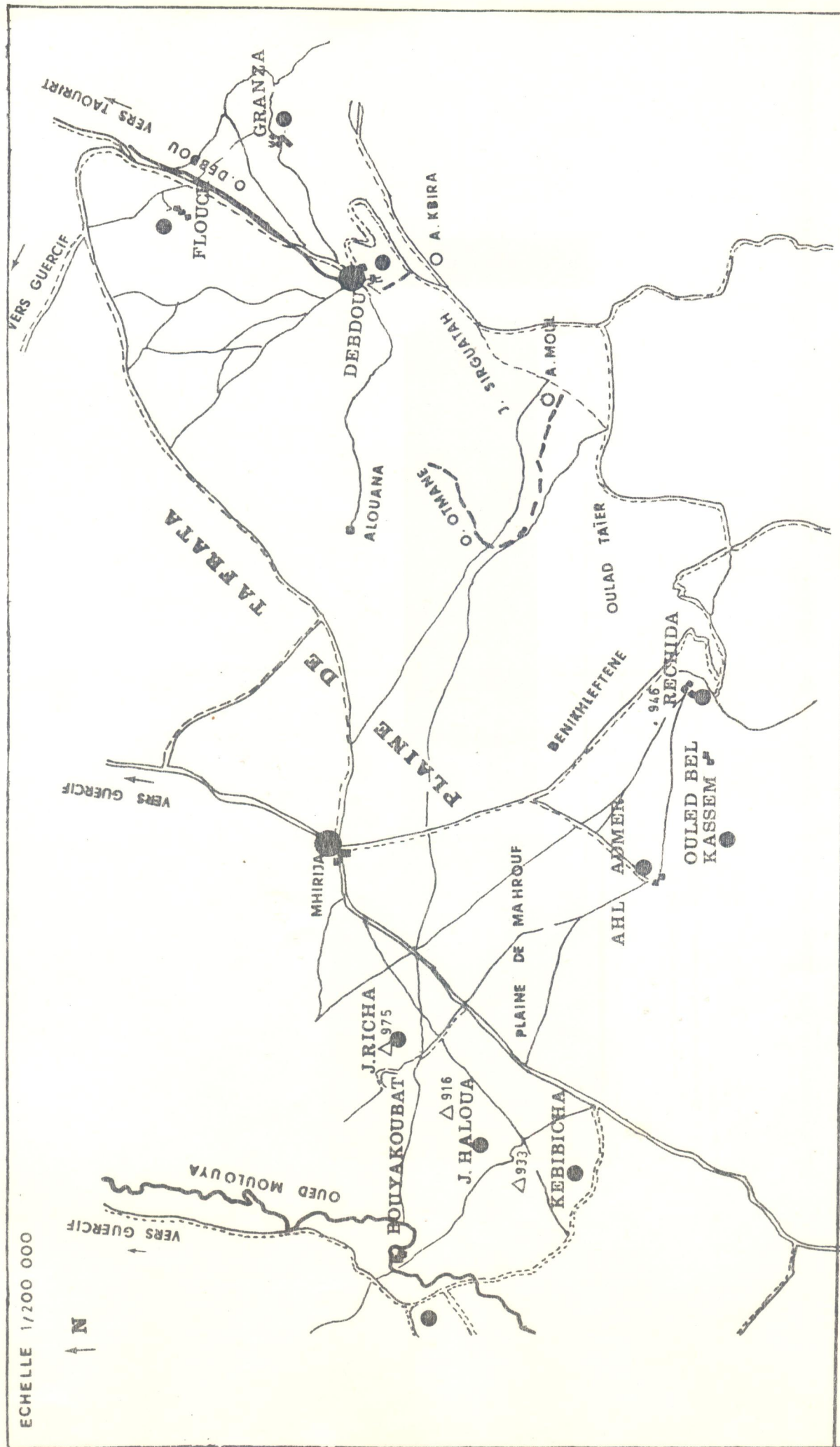


Fig.37 EMLACEMENT DES COUPES DANS LA REGION DE DEBDOU ET MHIRIJA

Ces derniers deviennent de plus en plus rapprochés vers le sommet de la formation. Ces marnes ont fourni à la base, une faune d'ammonites du Toarcien moyen ; il s'agit d'Hildoceras bifrons et Merlaïtes sp. (Dét. S. Elmi). Les calcaires argileux de la partie supérieure contiennent une faune d'ammonites d'âge Toarcien supérieur et comprenant : Pseudogrammoceras cf. subfallaciosum Buckm., Pseudogrammoceras sp., et Phlyseogrammoceras sp. (Dét. S. Elmi).

4 - 50 à 55 m de calcaires et dolomies : formation de Haloua-Richa. Il s'agit d'une succession assez monotone, constituée d'abord de calcaires noirs micritiques, en bancs décimétriques plus ou moins lités à pâte fine et à empreintes de Cancelllophycus. Puis viennent des calcaires dolomitiques gris sombre en bancs de 0,40 à 0,60 m, enfin des dolomies microgrenues grises ou gris-noir en gros bancs métriques (1,5 à 2 m) à fragments de brachiopodes et lamellibranches.

2 - Coupe de Haloua-Richa (fig. 41 à 43)

Elle se situe à 7 km au SW du Jbel Kébibicha, à 500 m à l'Ouest de l'Oued Lahloua. La coupe débute (A: $X = 377,6$
 $Y = 688,9$) juste au début de la piste menant vers une ancienne mine et où on observe un contact anormal entre les argilites rouges triasiques et la formation aalénienne de Haloua-Richa. Elle se termine au point (B: $X = 377,5$
 $Y = 688$) coté 891 (fig. 44). Elle permet de montrer une évolution lithologique depuis l'Aalénien jusqu'au Bajocien supérieur. De bas en haut on observe :

1 - Formation de Haloua-Richa. Elle est représentée par 40 à 45 m de calcaires noirs et de calcaires plus ou moins bioclastiques. Dans sa partie inférieure, les bancs (0,40 à 0,90 m) sont hémimétriques à métriques, jointifs, micritiques et montrent de fines laminations. Dans sa partie supérieure les bancs sont décimétriques, moins bioclastiques et oolitiques. Les débris de bioclastes sont surtout des tests de bivalves et des coquilles d'ostracodes. Ces calcaires noirs renferment des empreintes de Cancelllophycus. Aucune dolomitisation n'existe dans cette formation contrairement à ce qui a été observé à Kébibicha.

2 - 6 m d'une alternance de marno-calcaires et de calcaires marneux. La base de cette formation a livré une faune du Bajocien basal : Reynesella sp. (sous-zone à Discites : base de la zone à Sowerbyi (Dét. S. Elmi)).

La partie supérieure, épaisse de 4 m, constituée de bancs décimétriques de calcaires marneux vert olive, a fourni une faune d'ammonites du Bajocien inférieur : Otoïtes sp., Sonninidae, Stephanoceratidae, de la zone à Sauzei (Dét. S. Elmi).

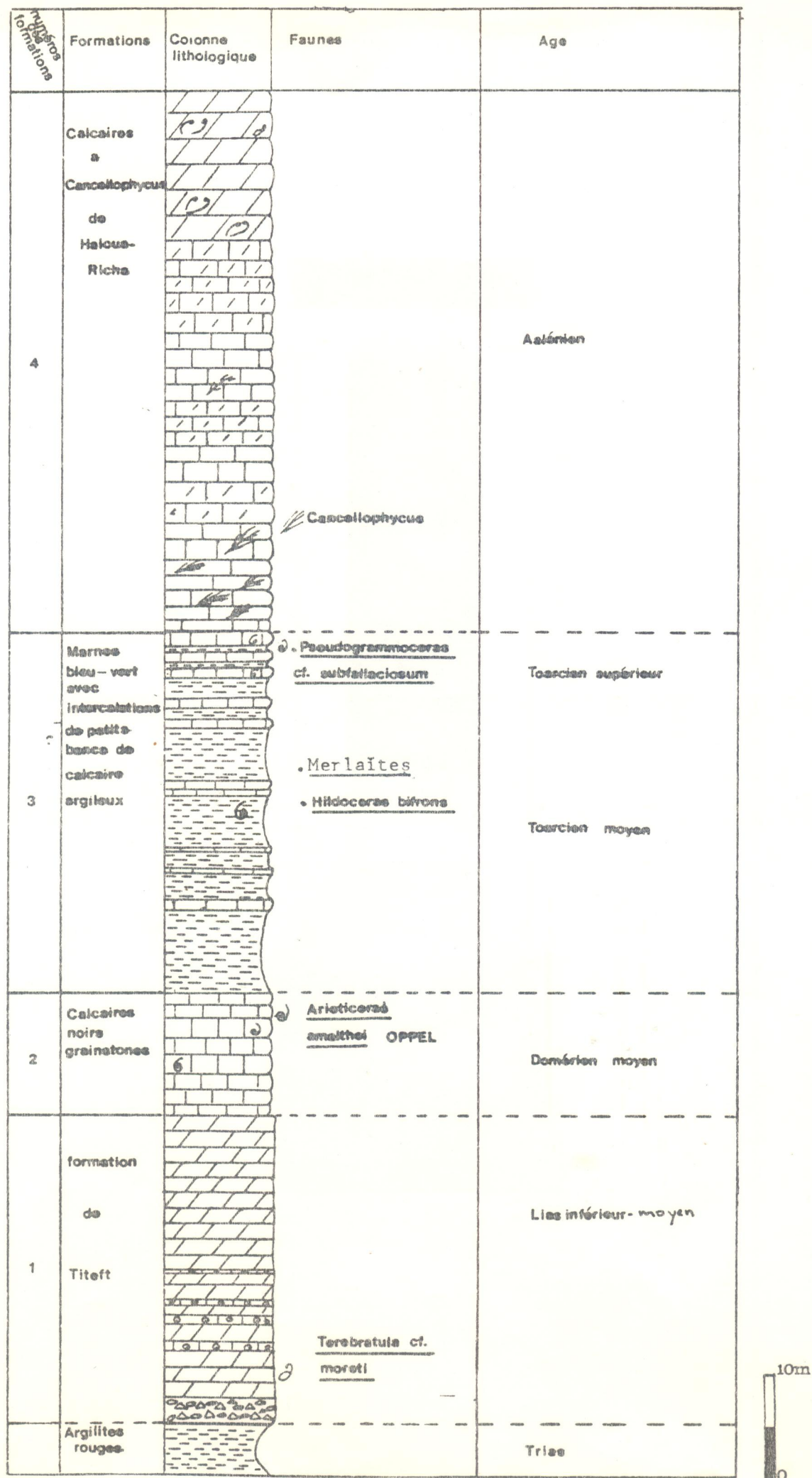


Fig. 38 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen du bel Kabbicha

Fig.39 Coupe schématique du Jurassique moyen de la série du Jbel Kébibicha

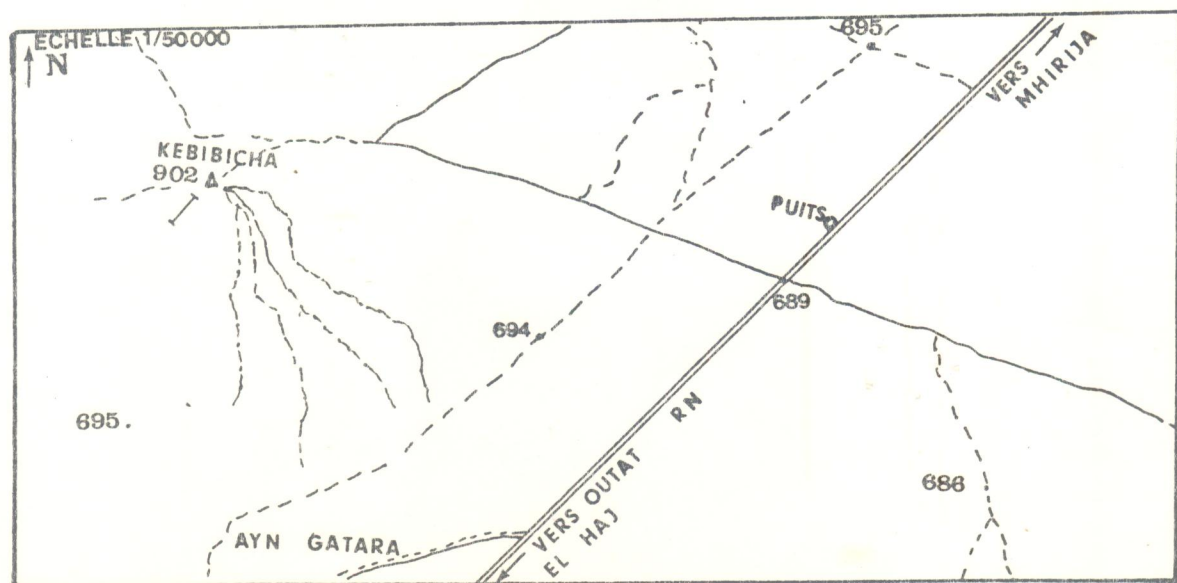
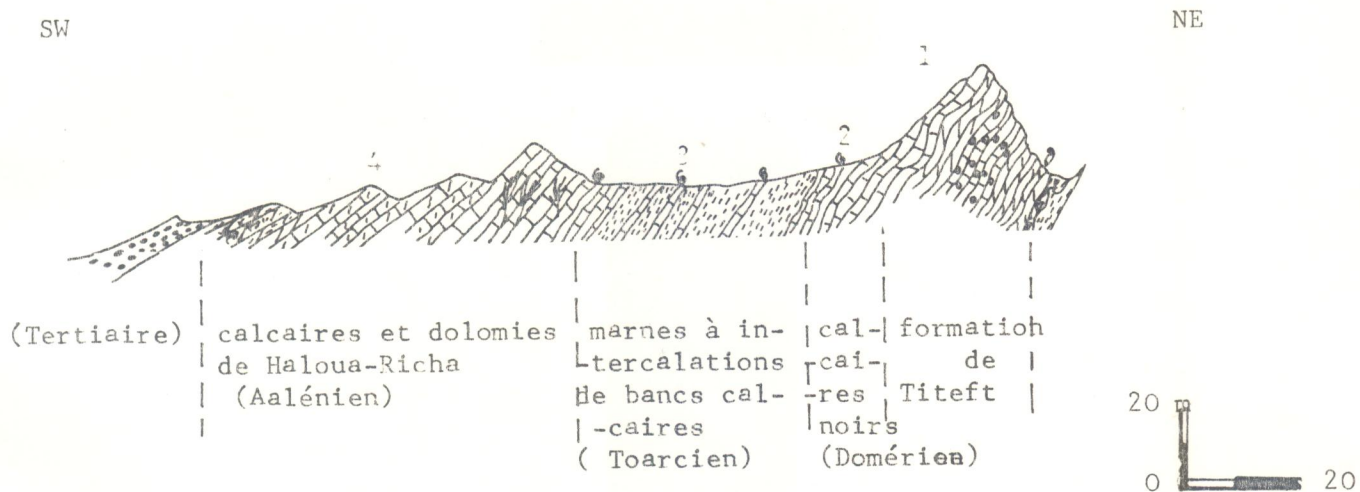


Fig.40 Itinéraire de la coupe de Kébibicha.

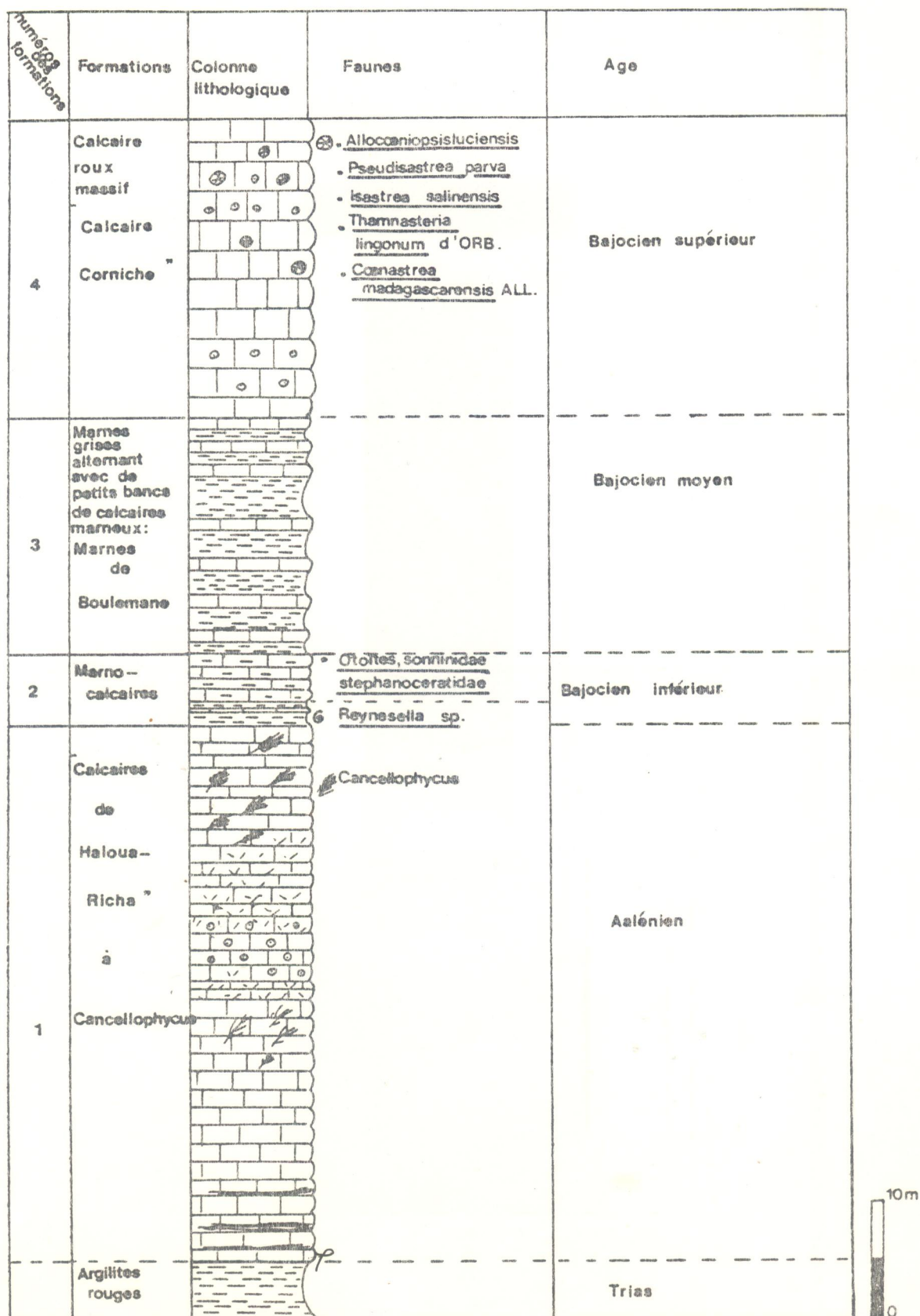


Fig.41 Coupe lithostratigraphique du Jurassique moyen du jbel
Haloua - Richa

3 - 15 à 20 m de marnes de Boulmane. Cette formation est constituée d'une alternance de marnes grises avec des petits bancs centimétriques calcaréo-marneux et de faisceaux de bancs de 0,20 à 0,30 m de plus en plus jointifs vers le sommet. Les marnes, de couleur vert olive sont plus ou moins riches en posidonomyes, en fragments d'ammonites indéterminables, en débris de gastéropodes et en brachiopodes du genre Gigantothiris.

Cette formation est caractéristique des zones synclinales du Moyen-Atlas. Elle a été datée du Bajocien moyen par Cadomites. Elle débute généralement avec le Bajocien moyen (Zone à Humphriesianum).

4 - 25 m de calcaire corniche de Haloua-Richa. Il s'agit d'un calcaire massif, à patine rousse et à cassure noire, plus ou moins riche en oolites à la base. Ce calcaire est riche en polypiers silicifiés, en radioles d'oursins et en fragments de brachiopodes. Cet ensemble est analogue au "calcaire corniche" du Moyen-Atlas dont le faciès est néritique, je l'appelle donc calcaire corniche de Haloua-Richa. Son âge Bajocien supérieur lui est conféré par la faune de madréporaires déterminée par L. Beauvais et comprenant : Allocoeniopsis luciensis d'ORB., Pseudisasrea parva GREG., Coenastrea madagascarensis ALL., Isastrea salinensis, et Thamnasteria lingonund d'ORB.

3 - Coupe de Bouyacoubat (Fig. 46 et 47)

Elle se situe à 4 km au SW de Bouyacoubat et débute à 50 m du village Chbikat (A : $X = 376,4$
 $Y = 677,6$) et se termine près du point coté 634 (B : $X = 376,3$
 $Y = 677,5$), (fig. 45). En contact anormal avec les argilites rouges triasiques on observe de bas en haut :

1 - 30 m de calcaire corniche, rappelant tout à fait par l'allure d'ensemble et le faciès, les calcaires corniches de Haloua-Richa. Ils ont également fourni des madréporaires du Bajocien supérieur.

4 - Conclusion stratigraphique pour la région de Mhirija (tab. 3)

Le Lias inférieur et moyen est bien individualisé dans la région de Mhirija, contrairement à ce qui a été observé dans la région de Taourirt. L'ensemble est une formation carbonatée fournissant une faune de brachiopodes dans la partie dolomitique appartenant au Lias inférieur (Lotharingien), et d'ammonites dans les calcaires noirs, du Lias moyen (Domérien). Ces nouvelles découvertes paléontologiques ont permis de réduire les incertitudes stratigraphiques qui existaient jusqu'alors.

Comme à Taourirt, le Toarcien débute par une sédimentation marno-calcaire, cette dernière se prolonge au Dogger inférieur avec des formations proches de

Fig. 42 Coupe schématique du Jurassique moyen de la série de Haloua-Richa

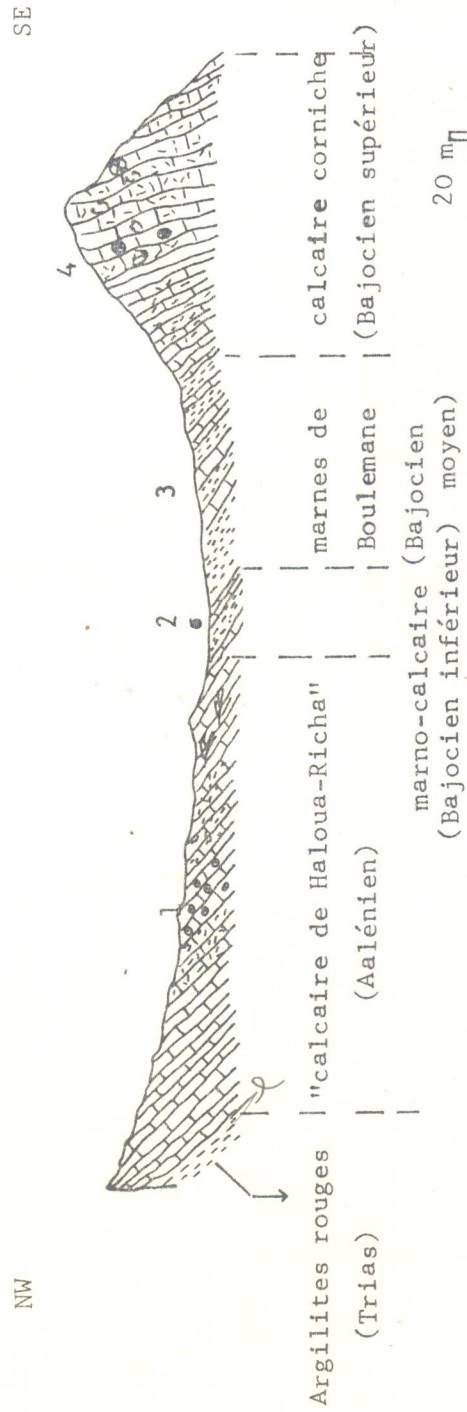


Fig. 43 -Vue panoramique du Jbel Haloua-Richa.

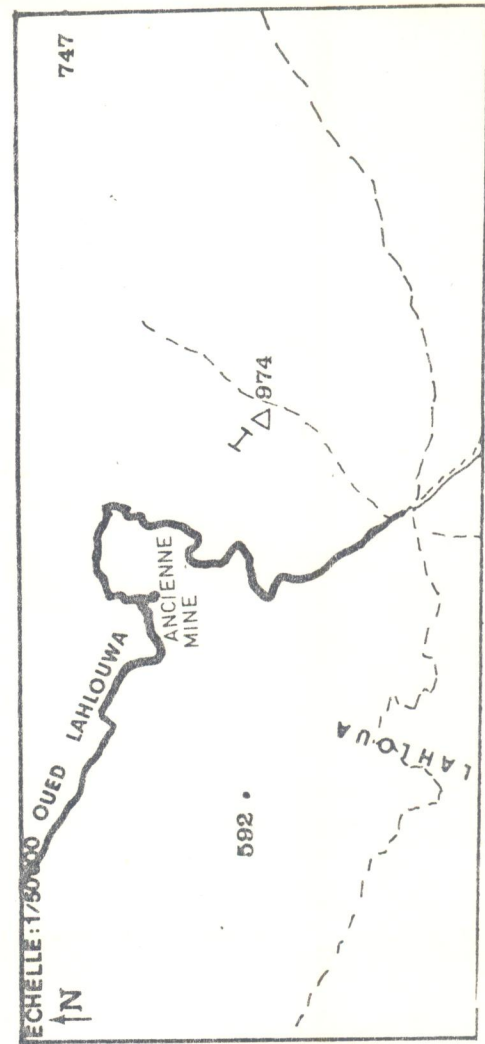


Fig. 44 Itinéraire de la coupe de Haloua-Richa.

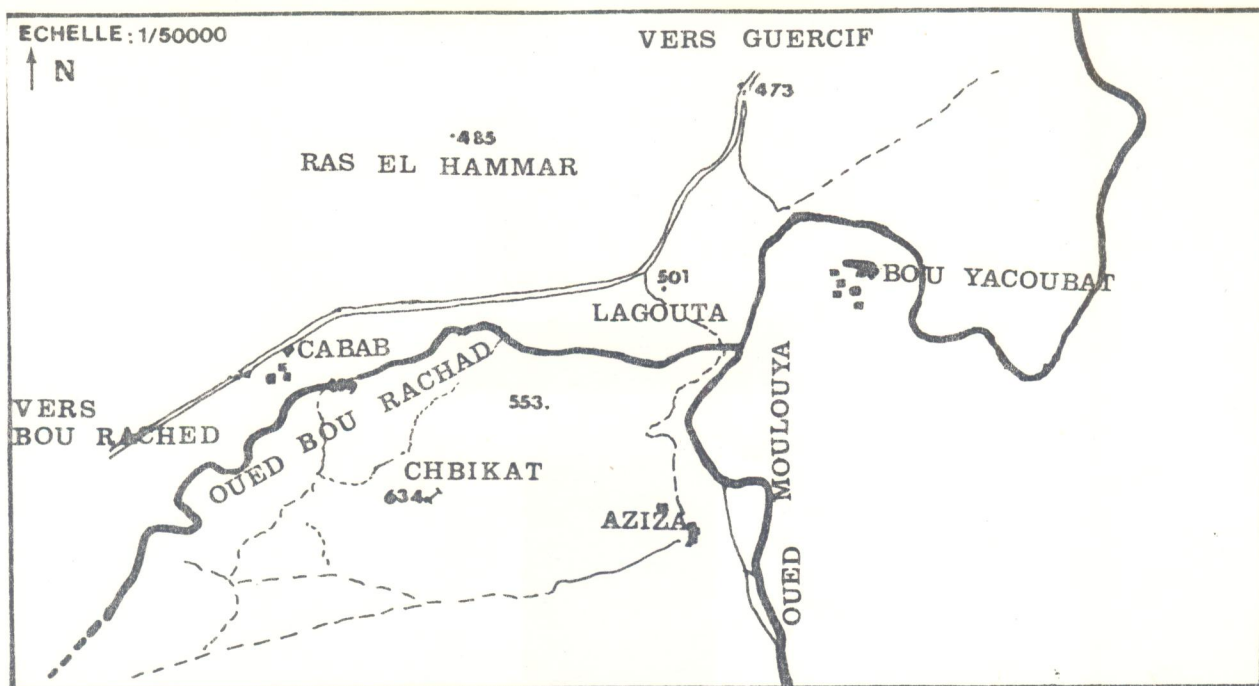


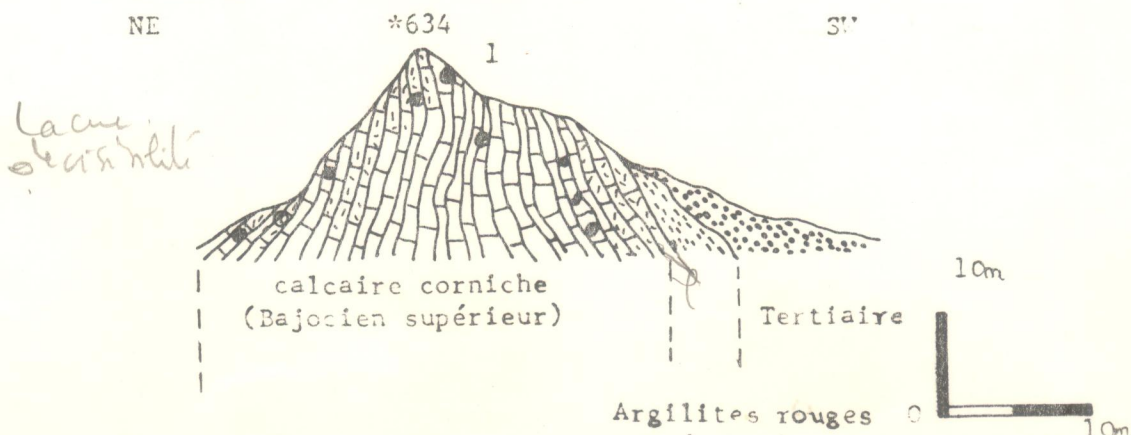
Fig.45 Itinéraire de la coupe de Bouyacoubat.

numéros des formations	Formations	Colonne lithologique	Faunes	Age
1	Calcaire		<u>Leastrea salinensis</u>	Bajocien supérieur
	Corniche		<u>Conostrea</u> <u>madagascarensis</u> ALL.	
	Argilites rouges			Trias



Fig.46 Coupe lithostratigraphique du Bajocien supérieur de Bouyacoubat

Fig.47 Coupe schématique de la série de Bouyacoubat.



laisser un vide

Etages ↓	Coupes ↓	Bouyacoubat	Kébibicha	Haloua-Richa
Bathonien				
Bajocien supérieur		"calcaire corniche"		"calcaire corniche"
Bajocien moyen				"marnes de Boulmane"
Bajocien inférieur				marno-calcaire
Aalénien			calcaire noir à Cancellophycus de Haloua-Richa	
Toartien			marno-calcaires	
Lias moyen Domérien			calcaire noir micritique	
Lias inférieur Lotharingien			formation de Titeft	
Trias		Argilites rouges		

Tableau 3 Corrélations stratigraphiques des différentes formations du Lias et du Dogger inférieur de la région de Mhirija.



*non visibilité par recouvrement technique.
- formations non observées*

celles du Moyen-Atlas, et marquant l'intégration de cette région dans le domaine occidental.

C-ETUDE DES FORMATIONS DU LIAS ET DU DOGGER

DE LA REGION DE DEBDOU

Des coupes ont été levées près des localités de Debdou, de Flouch, de Granza, de Rechida, d'ouled Bel Kassem et d'Ahl admer. (fig. 37).

1 - Coupe de Debdou (fig. 48 à 51).

A : X = 718,5
Y = 378,75

B : X = 718,3
Y = 378,6

Cette coupe a été levée le long de la route de Debdou jusqu'à la maison forestière de Ain Kébira. Le contact avec les argilites rouges triasiques à éléments grossiers, n'a pas été observé. Viennent de bas en haut (Coupe A, fig. 48)

1a3: Formation des Oulad Amor, avec successivement:

1 - 25 à 30 m d'une barre dédoublée de dolomie gréseuse. Elle comprend :

1a - 5 à 6 m de dolomie gréseuse, se présentant en bancs massifs, métriques, à patine rose et à cassure rose clair. Cette dolomie forme une unité inférieure microconglomératique à la base ; les éléments détritiques sont polygéniques (quartzite, schiste, argile rouge, etc...) et hétérométriques (taille variant entre 1 mm et 1 cm). La forme des grains est anguleuse, arrondie ou quelconque. La disposition des éléments en de nombreux lits parallèles évoque une structure de tempestite, pourtant aucun granoclassement n'est visible. Ces matériaux sont hérités du Paléozoïque et du Trias.

1b - Lacune de visibilité de 12 m environ.

1c - 10 à 12 m d'une 2ème unité ayant le même faciès dolomitique gréseux, composée de bancs métriques, massifs, à éléments triasiques, moins grossiers que précédemment (diamètre moyen 2 mm).

2 - Calcaires de Debdou

2a - 5 à 6 m de calcaires en bancs de 0,30 à 0,50 m bien distincts, séparés par des interbancs centimétriques de marnes verdâtres. Sur les deux premiers mètres, les bancs contiennent encore des éléments fins détritiques et dolomitiques et ne renferment aucune trace d'organismes. Au-dessus les bancs deviennent des grainstones à oolites avec de rares débris de tests de bivalves.

Une deuxième coupe peut être faite à 300 m de là environ, au niveau d'un ravin déterminant une courbe de la route. On observe à nouveau des argilites rouges à éléments détritiques grossiers suivies d'une lacune de visibilité sur 5 à 6 m d'épaisseur. A ce niveau on constate la disparition de la lère barre dolomitique gréseuse. On recoupe ensuite le long du ravin : (coupe B, fig. 48).

2b - 30 m de calcaires en bancs épais (0,70 à 1m) discontinus, à patine grise et à cassure gris clair. A la base de la formation, les bancs sont oolithiques et passent progressivement à des calcaires micritiques à structures fenestrées et terriers ouverts remplis de calcaire jaunâtre. Des réseaux polygonaux de fentes de dessiccation marquent certains toits de bancs. Au sein de cette formation existent des intercalations centimétriques, marneuses, rougeâtres ou verdâtres plus ou moins ravinantes, emballant des morceaux de bancs désagrégés et même des galets noirs évoquant les séquences de marées des calcaires blancs à argiles vertes jurassico-crétacées du SE de la France. (Cotillon, 1975) Ces marnes ont livré Lituosepta et Pseudocyclamina du Lias moyen

De 2a à 2b on remarque un passage de faciès de plate-forme externe à oolithes à des faciès internes à birds eyes et surfaces de dessiccation.

En reprenant la route qui mène à la maison forestière de Aïn Kebira, on observe : (coupe c, fig. 48)

2c - 5 m environ d'une alternance de marnes rougeâtres et de bancs gréseux d'épaisseur décimétrique, à patine plus ou moins rousse et à cassure gris clair. Les interbancs marneux rougeâtres n'ont livré aucune trace de microfossile. Ce faciès se poursuit sur 5 à 6 m d'épaisseur, le long de la route. On y observe des interbancs marneux verdâtres plus ou moins ravinants, d'épaisseur décimétrique.

Puis à quelques mètres d'une barre calcaire supérieure, on note de bas en haut :

2d - une séquence de 3,5 à 4 m composée de:

2d-1- 1 m de calcaire oolithique à patine plus ou moins rousse et à cassure grise, en bancs massifs à laminations entrecroisées.

2d-2- 0,50 à 0,70 m d'une intercalation marneuse verdâtre, à petits galets siliceux.

2d-3- 2 m d'une dolomicrite à structures fenestrées et stylolites, en petits bancs (6 à 8 cm), à patine jaune clair et à cassure rose-violacé.

2e - 4 m d'une dolomie à patine jaune clair et à cassure gris clair, en bancs décimétriques. Les interlits argileux deviennent rares et même absents au contact de la barre calcaire susjacente (3).

Dans cette formation on note la présence de grains de quartz et d'un petit niveau centimétrique de microconglomérat.

3 - Calcaire de Aïn Kebira

Au niveau de la maison forestière de Aïn Kebira, 10 à 12 m d'une barre dolomitique très légèrement gréseuse, massive, en gros bancs clairs renfermant des fantômes d'oolithes. Elle présente des laminations et des stratifications entrecroisées.

4 - Marnes rouges et dolomies du jbel Nador

4a - 30 m de niveaux marneux très épais (6 à 8m) de teinte rouge, séparés par des bancs (0,60 à 0,90m) de calcaires dolomitiques plus ou moins argileux, à patine et cassure jaune. Cette formation a été datée par analogie avec une formation semblable, décrite dans le bassin de Djerada (région d'Oujda), et renfermant Hildoceras bifrons.

4b - 6 m de dolomicrite fine, claire, à intercalations centimétriques de marnes rouges à violacées.

Cette formation dolomitique se présente en bancs épais, massifs, montrant des marques d'un milieu de dépôt intertidal : structures fenestrées alignées, laminites planes ou ondulées (stromatolites), structures en tee pee et quelques niveaux grumeleux bioturbés. Les niveaux à marnes verdâtres ou rouge violacé reposent souvent sur des surfaces de discontinuités et emballent des éléments de taille variable, qui sont le produit d'une désagrégation de bancs. Les niveaux désagrégés sont limités par des surfaces de ravinement. Des courants de tempêtes ou de marées, ont pu être à l'origine de cette érosion.

5 - 44 m de dolomie des Hauts Plateaux.

Il s'agit d'une dolomie fine, claire, massive, dont les intercalations argileuses vertes et rouges deviennent rares et beaucoup plus minces (0,10 à 0,20m).

Ce sont des dolomies en bancs décimétriques à hémimétriques, présentant des laminations horizontales et des structures fenestrées. Elles ont fourni dans leur partie supérieure une population monospécifique d'échinodermes de l'Alénien-Bajocien inférieur: Acrosalenia cf. Spinosa Agassiz (Dét. B. Clavel).

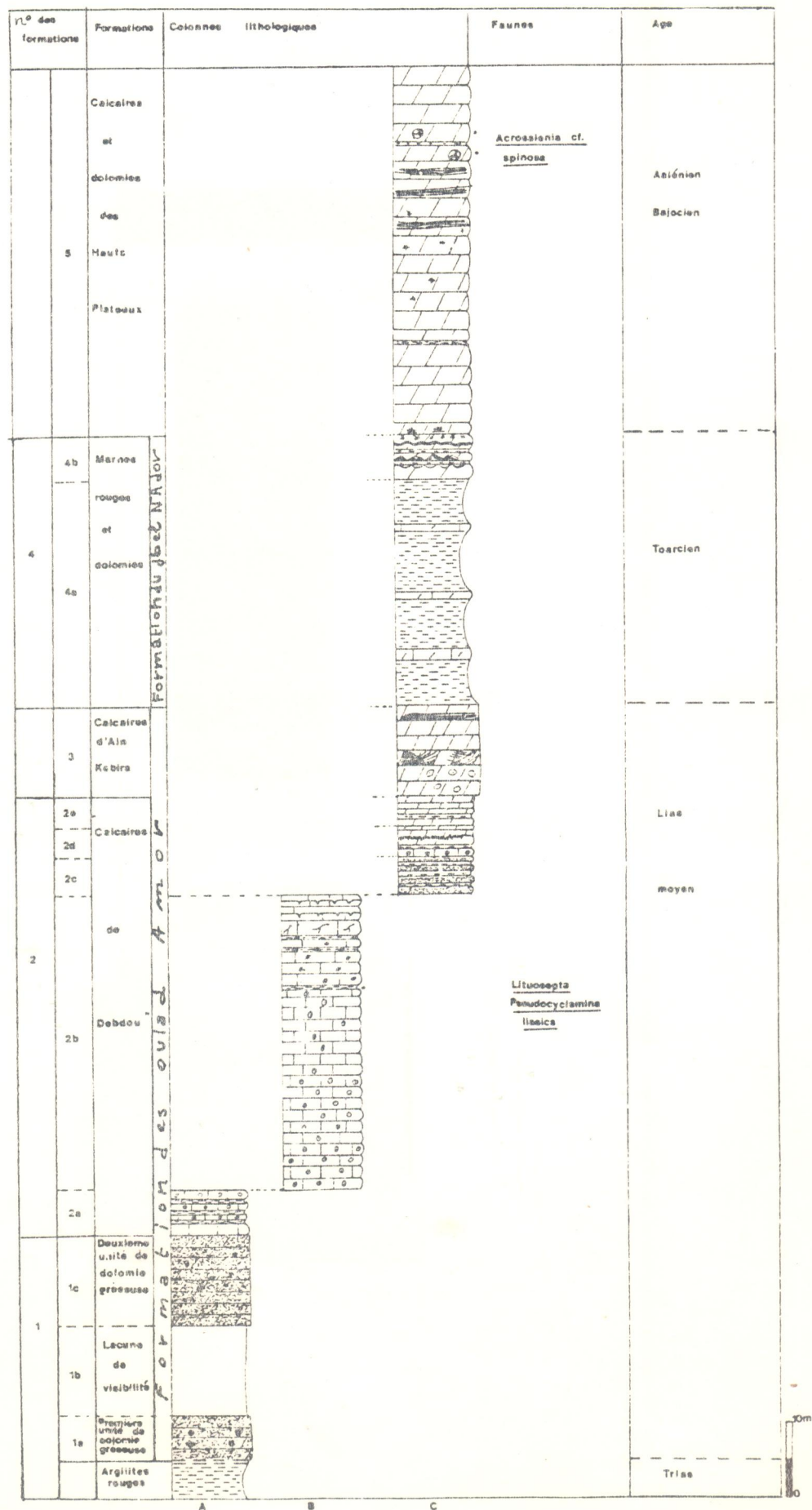


Fig.48

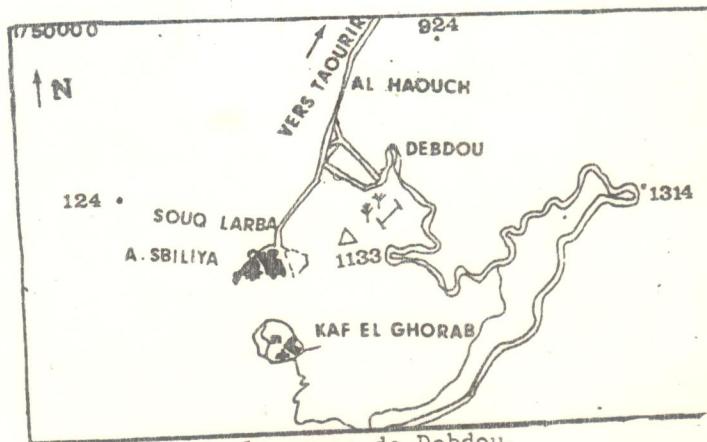
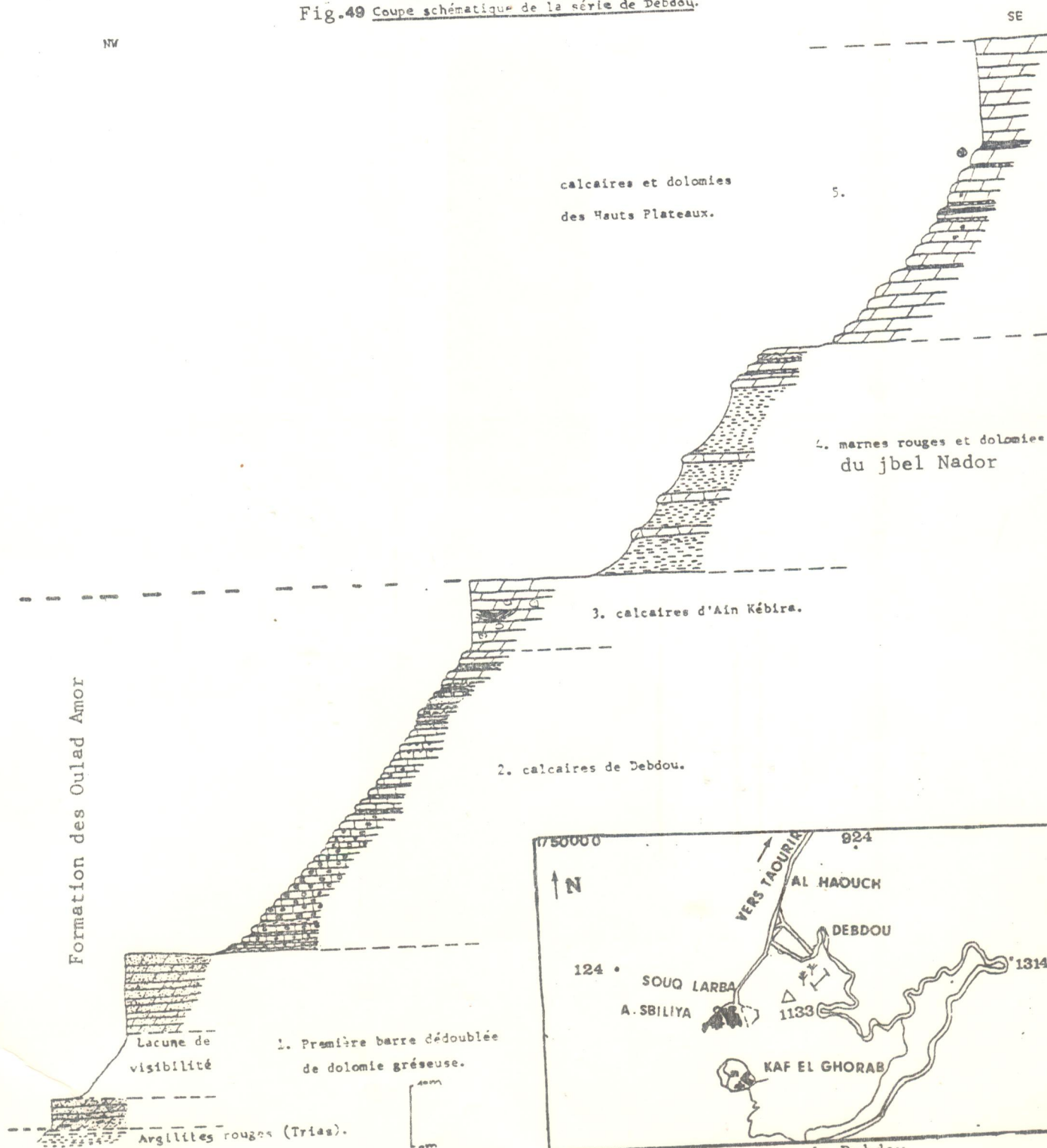
Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Dehdou

A: le long de la route en montant vers la maison forestière

B: coupe après un virage dans un ravin au dessus des argillites rouges

C: en reprenant la route vers la maison forestière de Dehdou

Fig.49 Coupe schématique de la série de Debdou.



Cette espèce n'a pas de valeur stratigraphique précise, car elle est connue de l'Aalénien moyen au Callovien inférieur. Ainsi dans la région de Debdou, les dolomies des Hauts Plateaux se situent dans un intervalle stratigraphique allant de la zone à *murchisonae* à la zone à *sowerbyi*. Il est difficile, étant donné la mauvaise qualité des affleurements de savoir s'il existe des lacunes de sédimentation dans cet ensemble.

2.- Coupe de Flouch (fig. 52)

Elle se situe à 7 km au Nord de Debdou. La coupe a été levée juste au-dessus du Douar Flouch, et commence au point (A : $X = 720$
 $Y = 383,5$), situé au pied de la première falaise, en bordure d'un champ cultivé clos, et se termine au point (B : $X : 719$
 $Y : 384$), au-dessus de la grande barre aaléno-bajocienne (fig. 53 et 54). Il n'existe aucune continuité entre les argilites rouges triasiques à graviers et éléments siliceux, et les calcaires liasiques. De bas en haut on observe :

1a3: Formation des Oulad Amor, avec successivement:

1 - 10 m de calcaires dolomitiques, à patine jaune clair et à cassure grise, présentant par niveaux une texture boundstone. Ils forment une falaise à bancs épais, massifs, au-dessus d'un champ cultivé enclos dominant le village. Les calcaires dolomitiques sont riches en macrofaune flottant dans une matrice bioclastique, (coquilles d'ostracodes, tests de bivalves et foraminifères) et en gros graviers siliceux. La macrofaune est constituée par des polypiers isolés et branchus, des brachiopodes et des lamellibranches.

Les exemplaires de polypiers recueillis dans cette formation indiquent un âge Domérien ; ils appartiennent au genre Paropleurosmilla sp. (Dét. L. Beauvais)

2 - 20 m de calcaires plus ou moins dolomitiques à la base, devenant ensuite franchement calcaires et finement bioclastiques. Ils se présentent en bancs décimétriques, se terminant par un niveau de marne verte, ravinante, emballant des éléments bréchiques calcaires et quelques graviers siliceux triasiques.

3 - Première grande falaise dominant le village de Flouch épaisse de 10 à 12 m. C'est une dolomie à patine jaunâtre et à cassure grise, constituée de bancs massifs.

4 - Au-dessus une pente moins raide permet d'observer :

4a - 10 m de bancs dolomitiques, décimétriques, à patine grise et à cassure gris clair, entrecoupés par des surfaces de discontinuité. Ces dernières

sont parsemées de débris de tests de bivalves, de gastéropodes et d'ostracodes. Au sein de cette formation existent des niveaux centimétriques d'argiles vertes conglomératiques ravinantes.

L'ensemble se termine par une petite falaise de 2,5 à 3 m d'épaisseur, en bancs jointifs de dolomicrosparite.

4b - 30 m de calcaires oolitiques en bancs parallèles bien distincts, d'épaisseur décimétrique. Ce sont des grainstones contenant quelques bioclastes (foraminifères et tests de bivalves). A la base de la formation, il existe un banc d'une dolomie à graviers de quartz et à gros débris de lamellibranches.

5 - 20 m de calcaires oolithiques plus ou moins dolomitisés, formant une deuxième falaise. Ce sont des grainstones à patine jaune clair et à cassure gris clair, en bancs massifs. Vers le sommet de la falaise, ils se chargent d'oncolites qui atteignent 1 à 2 cm de diamètre dans le dernier banc.

6 - Dolomies des Hauts-Plateaux - 6 à 10 m d'une dolomie massive, claire, micritique, rappelant celle des Hauts Plateaux.

6b - 10 à 12 m d'un calcaire oolithique gris, à intraclastes et structures fenestrées. Au sommet on note quelques passées de calcaires micritiques avec un niveau à galets emballés d'argile verte évoquant celle de la formation des Hauts Plateaux.

3 - Coupe de Granza (fig. 55 et 56)

La coupe se situe à 4 km à l'Est de Debdou. Elle débute juste au-dessus du Douar Granza au point $\left(A : \begin{matrix} X : 382,20 \\ Y : 724 \end{matrix} \right)$ et s'achève au point $\left(B : \begin{matrix} X : 381,4 \\ Y : 724,40 \end{matrix} \right)$, situé au sommet de la dalle des Hauts Plateaux.

La coupe montre une évolution lithologique depuis le Lias inférieur dont le contact avec les argilites rouges triasiques n'est pas visible, jusqu'à l'Aalénien-Bajocien. De bas en haut on observe :

là4: Formation des Oulad Amor, avec successivement:

1 - 10 m de calcaire à patine grise et à cassure gris clair. Les bancs décimétriques, micritiques, renferment des débris de gastéropodes, des tests de bivalves, de rares polypiers isolés, quelques foraminifères (Textularidés et Lituolidés) et des brachiopodes.

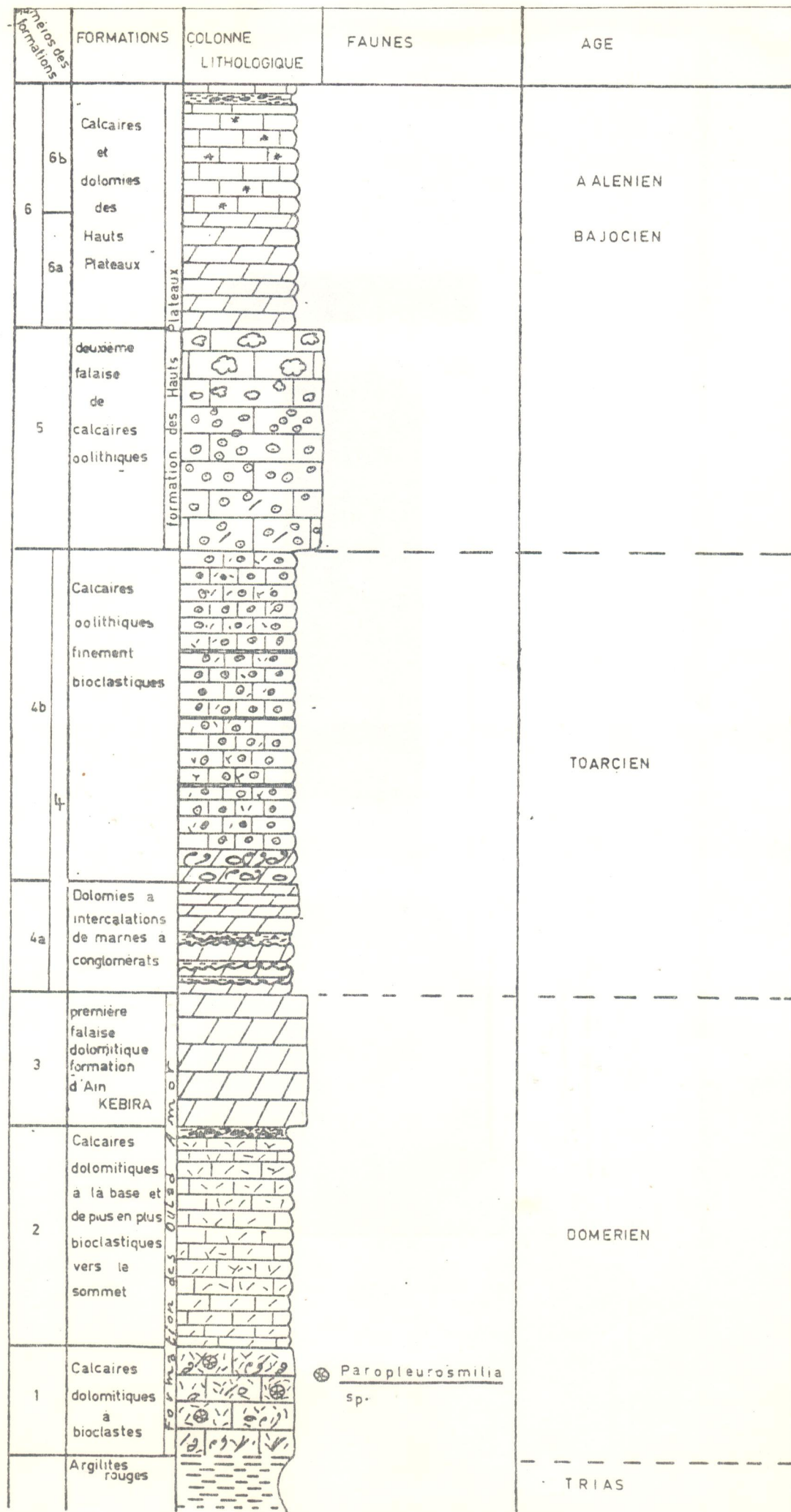


Fig.52 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Dogger inférieur de Flouich

Fig. 53 Coupe schématique de la série de Flouch.

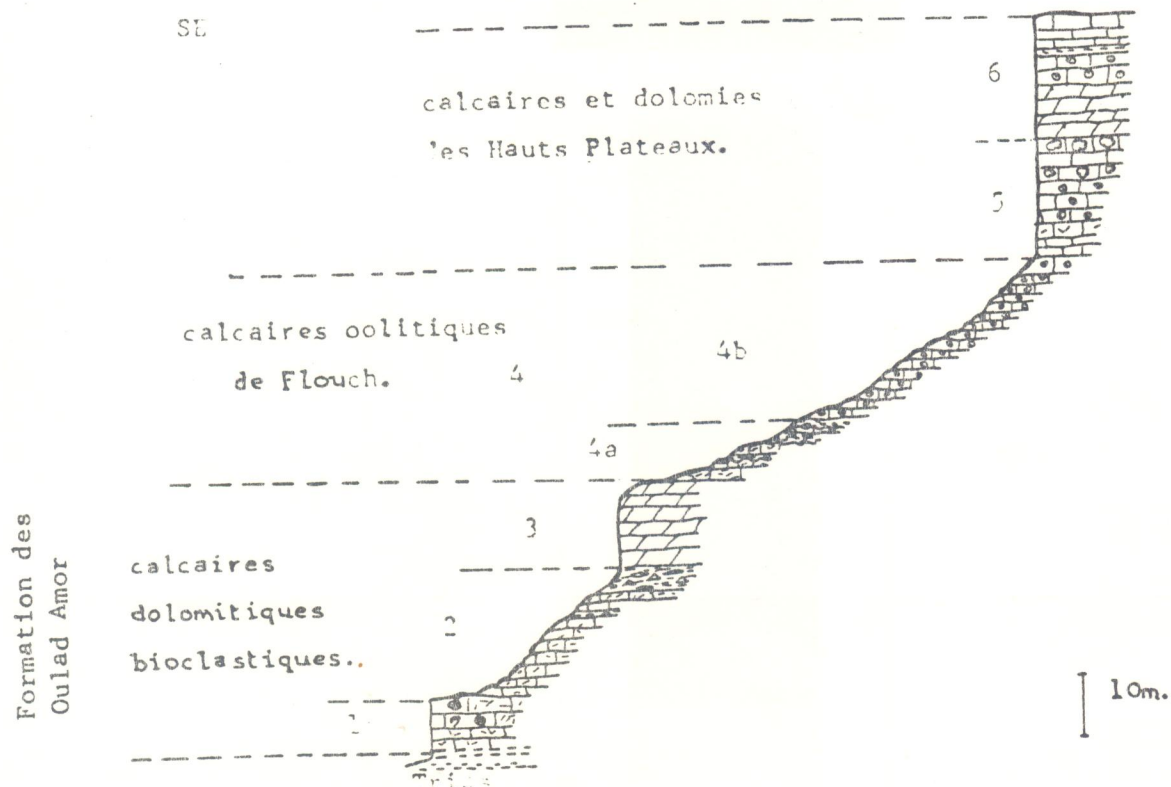


Fig. 54-Vue panoramique de la coupe de Flouch.

Les intercalations marneuses verdâtres sont azoïques et ne dépassent pas 5 cm d'épaisseur.

Ce faciès, non représenté dans la coupe de Debdou, prend place ici, entre le Trias rouge et l'équivalent de la 1ère barre dolomitique gréseuse (formation 1) de la série de Debdou

2 - 30 m d'une barre dolomitique gréseuse, en bancs jointifs, massifs, à patine rose et à cassure rose clair. A la base de celle-ci, des éléments détritiques, hétérométriques, généralement siliceux, flottent dans une matrice sablo-dolomitique. Ils deviennent plus rares au sommet de la formation. L'ensemble évoque les niveaux de tempestites déjà observés dans la formation 1 de la coupe de Debdou.

3 - Calcaires de Debdou - Ils sont représentés ici par 40 m d'un calcaire en bancs distincts, (0,40 à 0,80 m) séparés par des intercalations marneuses verdâtres centimétriques.

A la base de la formation, ces calcaires sont plus ou moins dolomitiques et deviennent de plus en plus finement oolithiques et bioclastiques vers le sommet. Les bioclastes sont souvent des tests de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinodermes. 0,60 m de conglomérats terminent la formation.

4 - Calcaires de Aïn Kebira - Une 2ème barre dolomitique (12 à 15 m), massive, à patine gris clair et à cassure rose clair est gréseuse, ce qui n'a pas été observé à Debdou. La roche renferme en outre des fantômes d'oolithes ou d'oncolites millimétriques.

5 - Marnes rouges et dolomies du jbel Nador. Il s'agit d'une formation épaisse de 40 m, composée de marnes rouges avec bancs dolomitiques intercalés. Elle comprend :

5a - 25 m de marnes de teinte rouge, azoïques, formant des niveaux pouvant atteindre 5 à 6 m d'épaisseur, alternant avec des bancs de calcaire dolomitique plus ou moins argileux, à patine jaune ou rousse et à cassure jaune clair. Ces bancs décimétriques n'ont fourni aucune trace de fossile.

5b - 15 m de dolomie fine (dolomicrite), en bancs métriques, massifs, à patine rose et à cassure rose clair, présentant des stratifications entrecroisées et

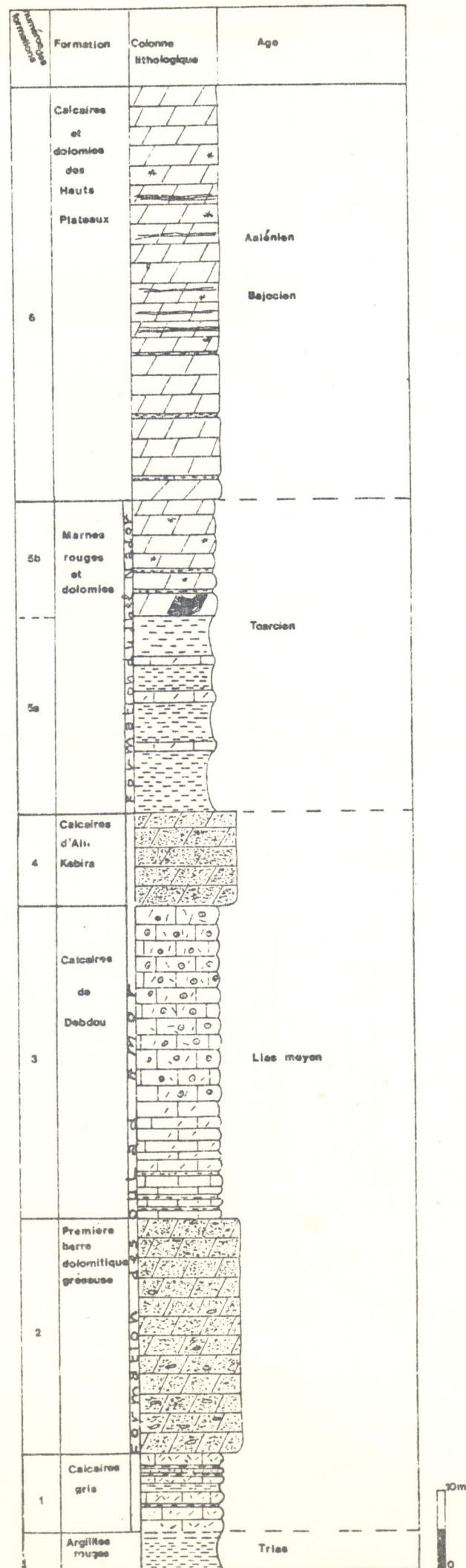
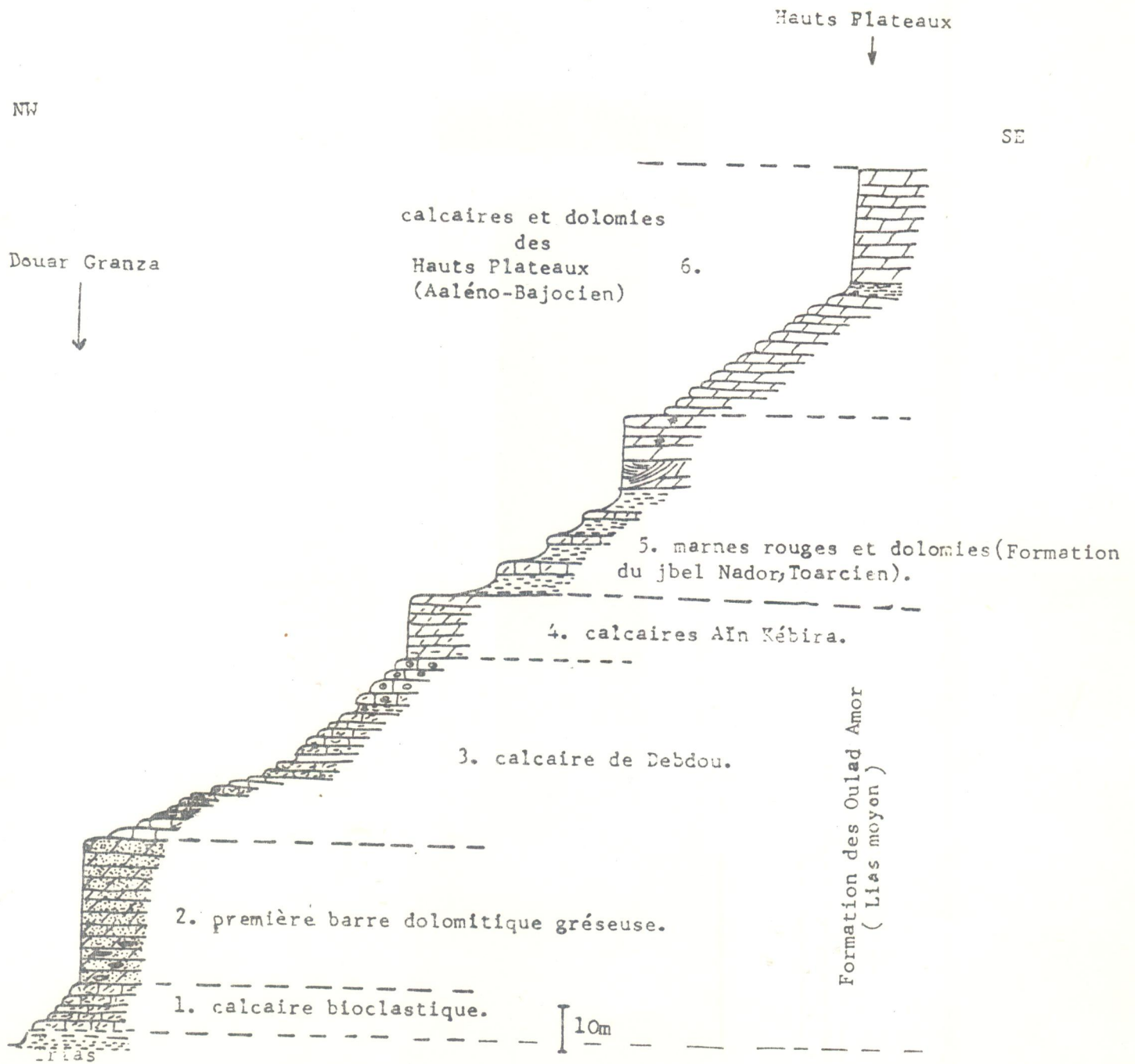


Fig. 55 Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Granza

Fig.56 Coupe schématique de la série de Granza



des structures fenestrées. Les niveaux de marnes rouges, intercalés dans cette formation, sont centimétriques et deviennent de plus en plus rares vers le sommet.

6 - 53 m de dolomies des Hauts Plateaux. - Dolomicrites à dolomicrosparites formant une grande barre massive à patine rosâtre et à cassure blanche. On retrouve dans ces dolomies les indices de milieu intertidal déjà signalés dans la coupe de Debdou : laminations horizontales, structures fenestrées et niveaux marneux rouges ou verts, centimétriques, plus ou moins ravinants.

4 - Coupe de Rechida (fig. 57)

Elle se situe à 30 km au SW de Debdou, et a été levée au-dessus du village de Rechida. Elle débute au point (A : $X = 364,75$; $Y = 701,55$) à 50 m de Aïn Rechida et se termine au point (B : $X = 364,7$; $Y = 701,55$) situé au sommet de la dalle des Hauts Plateaux (fig. 60). Cette coupe ne montre que les deux dernières formations de Granza (depuis le Toarcien jusqu'à l'Aalénien-Bajocien). Le contact entre les argilites rouges triasiques et la formation de Granza est invisible. De bas en haut on observe :

1 - marnes rouges et dolomies du jbel Nador. Cette formation comprend :

la - 10 à 12 m de marnes rouges azoïques dépourvues d'éléments détritiques grossiers, ce qui les différencie des argilites triasiques. Elles forment des niveaux de 1 à 2,5 m alternant avec des bancs de calcaires dolomitiques plus ou moins argileux, décimétriques, à patine et à cassure jaunâtre, ayant le même faciès qu'à Debdou.

lb - 4 m de dolomie fine, claire, en bancs décimétriques, à rares laminations planes, alternant avec des niveaux de marnes rouges ou vertes d'épaisseur centimétrique.

2 - 30 m de dolomie des Hauts Plateaux. - Microsparites en bancs massifs, admettant des passées de marnes verdâtres, centimétriques.

Les unités 1 et 2 sont très semblables à leurs homologues 4 et 5 de la coupe de Debdou. Ici cependant, les dolomies des Hauts Plateaux sont microdolomites et non dolomicritiques comme à Debdou.

5 - Coupe d'ouled Bel Kassem (fig.58)

La coupe se situe à 2 km à l'Ouest de Rechida. Elle débute au-dessus du Douar ouled Bel Kassem aux points : $X = 700$
 $Y = 364,45$ (fig.60)

Au-dessus des argilites rouges du Trias, viennent en contact anormal :

1 - Marnes rouges et dolomies du jbel Nador

1a - 6 à 7 m de marnes rouges, azoïques, formant des niveaux décimétriques à métriques (1 à 1,5 m) alternant avec des bancs décimétriques de calcaires dolomitiques jaunes.

1b - 3 m de dolomicrites fines, claires, massives. Quelques intercalations de marnes verdâtres ou rougeâtres deviennent de plus en plus rares vers le haut.

2 - 20 à 25 m de dolomies des Hauts plateaux, dolomicrosparitiques, en bancs massifs, avec de rares intercalations marneuses verdâtres.

6 - Coupe d'Ahl Admer (fig.59)

Elle se trouve à 5 km à l'Ouest du Douar ouled Bel Kassem (fig.60)
aux points $X = 366,5$
 $Y = 695$

Au-dessus des argilites rouges triasiques, en contact anormal :

1 - 15 m de dolomies des Hauts Plateaux, dolomicrosparitiques, massives, sans intercalations marneuses.

Attributions chronostratigraphiques des formations du Lias et du Dogger inférieur dans la région de Debdou.

Malgré la très regrettable pauvreté en macrofaune du Lias inférieur et moyen de la région de Debdou, cet ensemble peut être daté, soit par analogie avec des faciès semblables (déjà datés), soit par une microfaune du Lias inférieur et moyen. A Flouch (en face de Granza et de l'autre côté de l'oued Debdou), dans les boundstones^{da} calcaires dolomitiques (Formation 1) occupant apparemment la même position

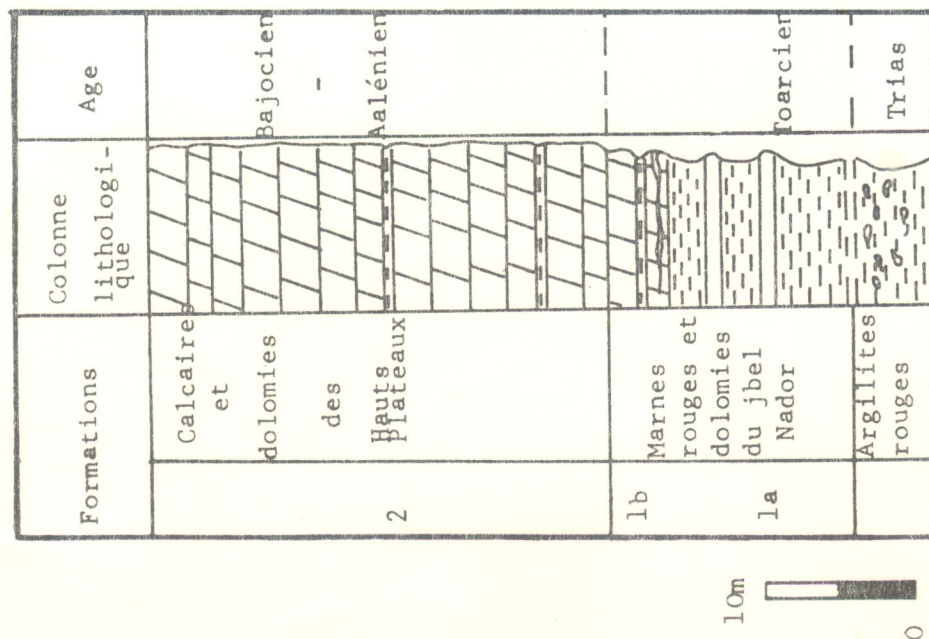


Fig.57 Coupe lithostratigraphique de la série de Rechida (Toarcien-Aalénien-Bajocien)

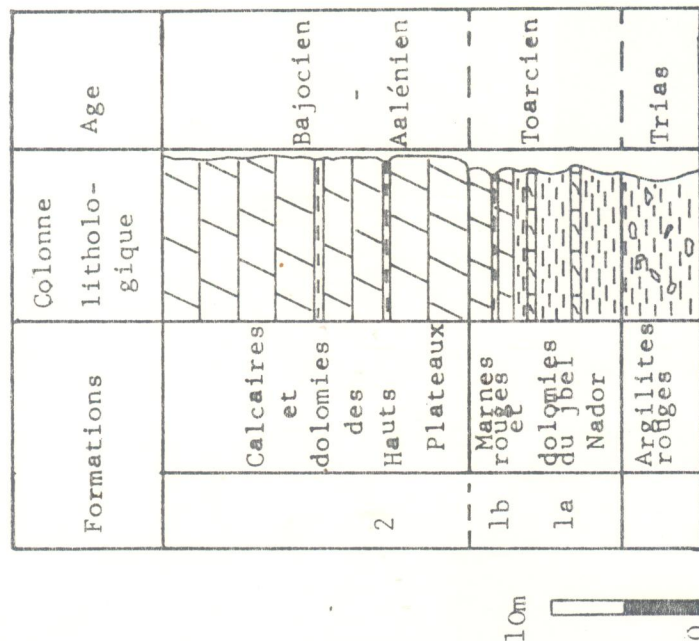


Fig.58 Coupe lithostratigraphique de la série d'Oulad Bel Kassem (Toarcien Aalénien- Bajocien)

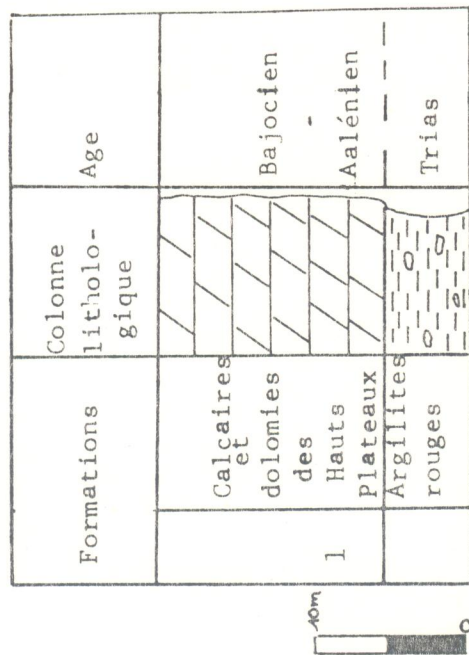


Fig.59 Coupe lithostratigraphique de l'Aalénien-Bajocien de la série de Ahl Admer

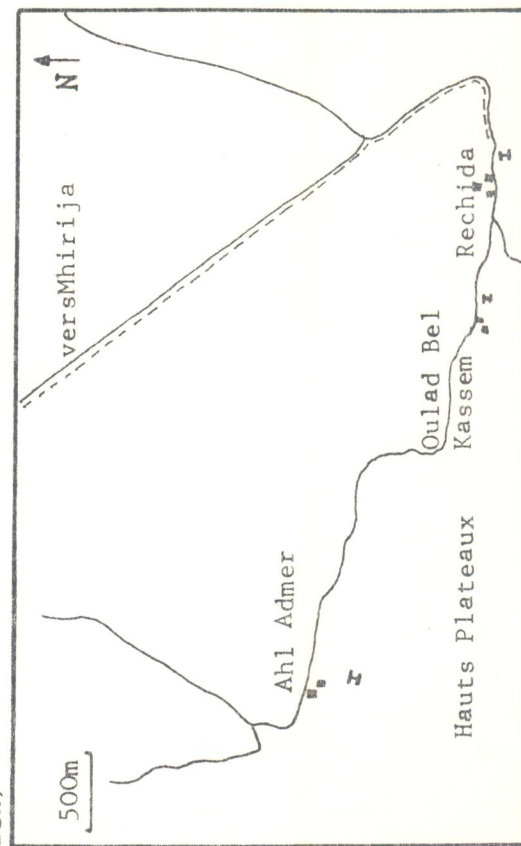


Fig.60 Emplacement des coupes de: Rechida, O.B.Kassem et A.Ahmer

stratigraphique que les calcaires gris plus ou moins bioclastiques de Granza (Formation 1), G. Choubert (1935) a récolté une faune de térébratules multiplissées d'âge Pliensbachien. Dans cette même formation, j'ai récolté des exemplaires de polypiers du genre Paropleurosmilia sp. du Domérien (Dét. L. Beauvais). La formation de Granza est caractérisée par la présence de marnes rouges en couches épaisses et de dolomies, sauf dans la coupe de Flouch où dominant des dolomies et des calcaires oolithiques, mais où les marnes rouges, vertes, à conglomérats, sont relativement peu représentées.

Cette unité a été rangée dans le Toarcien par analogie avec une formation semblable dans le bassin de Djerada (région d'Oujda) ayant fourni Hildoceras bifrons (Owodenko 1946).

La série étudiée se termine par les dolomies des Hauts Plateaux, formation monotone, typique de la meseta orientale, attribuée à l'Aalénien-Bajocien par la découverte d'Acrosalenia cf. spinosa Agassiz.

Cette formation massive caractérise toutes les coupes de la région de Debdou.

7 - Conclusion stratigraphique relative aux coupes de la région de Debdou (Tab.4)

Dans la région de Debdou, le Lias inférieur et moyen est caractérisé par un milieu nettement néritique, parfois périrécifal. Ce régime de plate-forme est illustré par les calcaires et dolomies de Debdou, montrant à la base des faciès externes puis des faciès internes de milieu intertidal.

La tendance à l'émersion se poursuit au Toarcien, (formation du jbel Nador) puis au Dogger inférieur (Calcaires et dolomies des Hauts Plateaux) dont les dépôts portent partout les marques d'un milieu très peu profond soumis à l'action des marées et des tempêtes.

D-CONCLUSIONS STRATIGRAPHIQUE DES TRIOS ETUDIEES:

DEBDOU, TAOURIRT ET MHIRIJA

Le Lias inférieur et moyen est représenté par des formations exclusivement carbonatées. De nouvelles découvertes paléontologiques ont permis de réduire certaines incertitudes stratigraphiques, surtout dans les régions de Debdou et Mhirija. Par contre dans les environs de Taourirt, la grande masse dolomitique basale reste toujours mal datée. Les faciès du Lias inférieur et surtout du Lias moyen conduisent à distinguer deux domaines sédimentaires :

- un domaine occidental, caractérisé au début par un régime généralement stable, où se sont déposées les formations calcaréo-dolomitiques massives de plate-forme externe occupant la base des séries.

A partir du Domérien, le milieu s'ouvre largement vers la mer ; des calcaires noirs à céphalopodes se déposent.

- un domaine oriental, caractérisé par un milieu nettement plus néritique, parfois périrécifal. Ce milieu de plate-forme en général interne est illustré par les calcaires et dolomies de Debdou.

Le Lias supérieur est marqué par des arrivées terrigènes fines donnant lieu à une sédimentation marneuse et marno-calcaire qui s'oppose au faciès carbonaté du Lias inférieur et moyen.

Le milieu s'est approfondi sauf dans la région de Debdou^{et de Ng.} où une série de marnes rouges et de dolomies traduit toujours des tendances à l'émersion.

La sédimentation détritique instaurée dès le Toarcien s'accroît au Dogger inférieur, avec le dépôt dans le bassin de puissantes formations marno-calcaires, dans la région de Taourirt et de Mhirija. La région de Debdou reste toujours à fleur d'eau avec une formation néritique intertidale, typique de la meseta orientale : les calcaires et dolomies des Hauts Plateaux. Le Bathonien inférieur est représenté uniquement dans la région de Taourirt ; il est marqué par l'arrivée de coulées de sables ou de turbidites silteuses.

Le tableau 5 résume les corrélations stratigraphiques proposées entre les différentes formations étudiées.

Coupes
→
Étages

	Flouch	Granza	Debdou	Rechida	Ouled Bel Kassim	Ahl Admer
Bathonien						
Inférieur						
Bajocien						
moyen						
supérieur						
Bajocien						
inférieur						
Alémien						
Toarcien	calc. oolith. et dolomie intercalée de marnes, à conglomérat	marnes rouges et dolomies du jbel Nador				
Lias	calcaire bioclastique					
		2 barres dolo- mitiques grê- seuses sépa- rées par les calcaires	2 barres dolo- mitiques sépa- rées par les calcaires			
		calcaire de Debdou	calcaire de Debdou			
Lias		calcaire gris				
inférieur						
Trias						

calcaires et dolomies

des

Hauts Plateaux



non visibilité
par recouvrement

formations non
observées

Tableau 4

Corrélations des

différentes formations du

Lias et du Dogger inférieur

de la région de Debdou

supplémentaire
à la carte

Coupes Etages	Titeff à Mdaour	Mesgout Nargue - -choum	Nargue - -choum	Tirremi	Gouttiffin	Flouch	Granza	Debbou	Rechida	O. B. Kassem	Ahl Admer	Haloua - R cha	Kebibi - -cha	Bouya - -coubet	
Bathonien inférieur	formation de Mdaour	marnes à limpides avec des bancs de calcaires mureux et de calcaires noirs oolitiques	marno- calcaire	marnes et grès de Tirremi	formation de Mdaour	calcaires et dolomies des Hauts Plateaux								calcaire corrosif	
Bajocien supérieur															
Bajocien moyen				"calcaire stirrichen"		marnes de Boulmane	marno- calcaire								
Bajocien inférieur															
Aalénien	calcaires noirs à cancellophycus de Haloua - Richa					formation de Mdaour	calcaires noirs à cancellophycus de Haloua-Richa								
Toarcien	marno - calcaire	marno - calcaire	marnes rouges et dolomies du jbel Nador	marnes et marno- calcaires	calcaire oolitique et dolomie intercalée de marnes à conglomérat	marnes rouges et dolomies du jbel Nador						marno- calcaire			
Lias moyen (Domérien)	calcaire noir micritique	calcaires et dolomies	calcaire noir micritique	calcaire gris micritique	calcaires et dolomies de Titeff							calcaire bioclasti- que	2 barres dolomitiques gréseuses séparées par des calc. de Debbou		calcaire noir micritique
Lias inférieur	dolomies et calcaire de Titeff	de Titeff	calcaires et dolomies de Marguechoum	formation de Titeff	de Titeff	formation des oulad Amor	calcaire gris						formation de Titeff		
Trias	Argillites rouges					calcaire gris	Argillites rouges								

Tableau 5 Corrélation stratigraphiques des différentes formations du Lias
et du Dogger inférieur des régions de : Mhirlia, Debbou et Taurirt.

 Formations non observées
 hard ground

E- CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DANS LA REGION DE DEBDYOU

Dominant la plaine de Guercif, la Gada de Debdou permet d'observer des formations liasiques qui viennent se biseauter sur un socle paléozoïque, constitué de schistes très plissés, légèrement métamorphiques, attribués au Dévonien.

Ces derniers sont traversés par une intrusion granitique (granite d'Alouana) (fig. 61). Vers l'extrémité nord-est de cette série (formant une corniche), à la hauteur du Douar Granza, on peut observer de bas en haut la succession suivante au-dessus des couches rouges rapportées au Trias :

- A - 10 m de calcaires bioclastiques d'âge Pliensbachien,
- B - 30 m d'une première barre gréseuse en bancs massifs,
- C - 40 m de calcaires en bancs décimétriques : formation de Debdou,
- D - 15 m de calcaires dessinant une 2ème barre : formation d'Aïn Kébira
- E - 40 m de marnes rouges et dolomies : formation de Nador attribuée au Toarcien,
- F - 53 m de dolomies des Hauts Plateaux d'âge Aaléno-Bajocien.

En suivant la corniche du NE vers le SW, on observe une diminution de l'épaisseur totale de la série due à la disparition par biseautage des termes de A à E et à la réduction du terme F correspondant aux dolomies des Hauts Plateaux (fig. 62) A Debdou, le terme basal A (calcaires bioclastiques) a disparu, l'ensemble B constituant une première barre dolomitique gréseuse chargée d'éléments détritiques (hérités du Trias et du Paléozoïque) repose directement sur les argilites rouges triasiques.

A Réchida et ouled bel Kassem, on observe la disparition des ensembles B, C et D, tandis qu'en note en même temps une diminution d'épaisseur du terme E (marnes rouges et dolomies de Granza) et du terme F (dolomies des Hauts Plateaux). Enfin, plus au SW (à Ahl Admer), on note l'absence des termes A à E, le terme F (Dolomies des Hauts Plateaux) surmonte directement le Trias rouge.

La diminution progressive, ainsi que la disparition de certaines formations (d'abord A, puis successivement B, C, D et E) en allant de Granza vers Ahl Admer, semblent être liées à des mouvements positifs (du petit massif granitique d'Alouana,

*indiquent une transgression sur
énergie à l'époque.*

*Les représenter par les hauts
ou au milieu.*

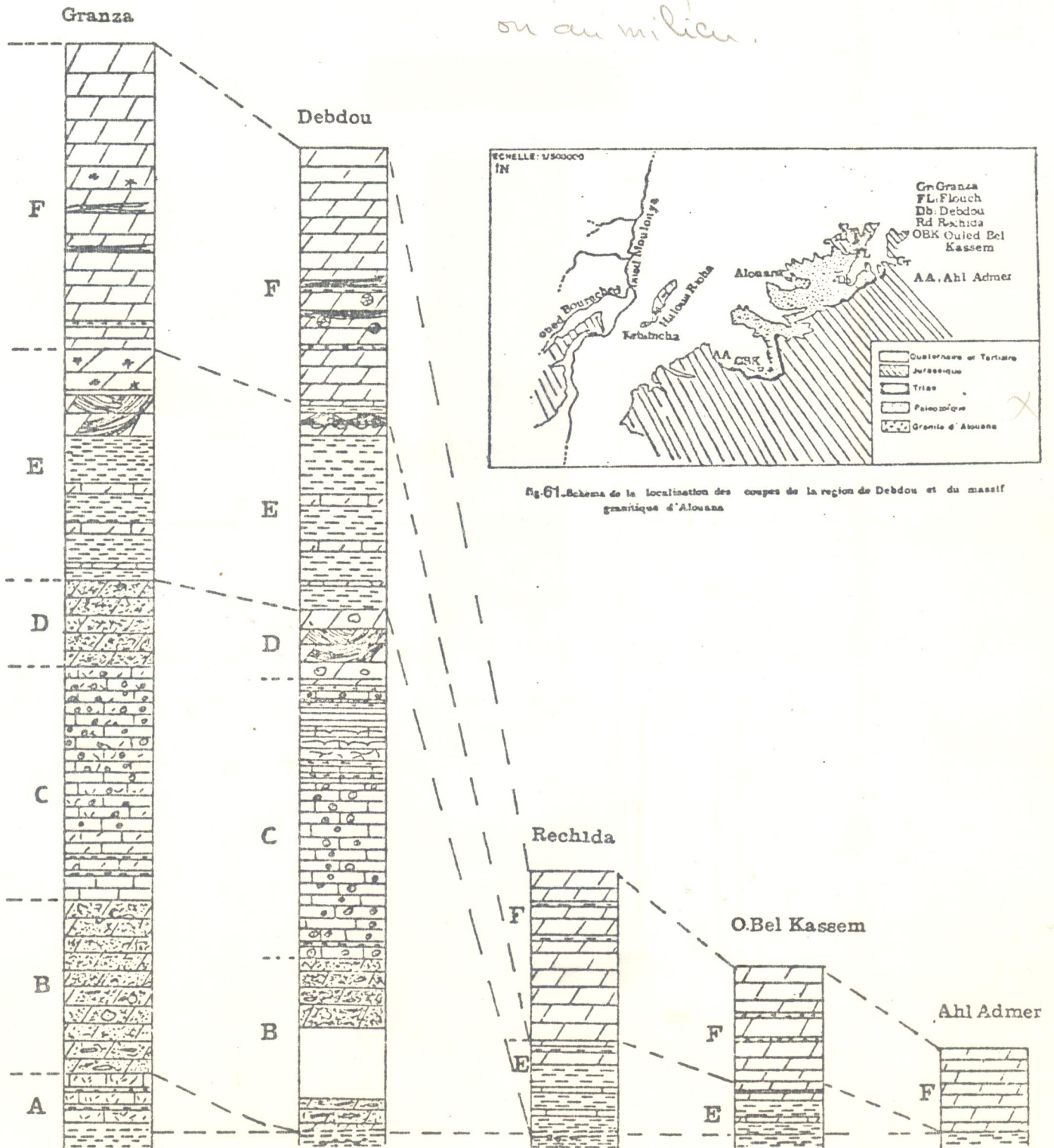


Fig. 62 Corrélations stratigraphiques des coupes
de la région de Debdou au Lias et au Dogger inférieur



F- LE LIAS ET LE DOGGER DE LA PARTIE OUEST DU BASSIN DE GUERCIF ET DE L'OUEST ALGERIEN (MONTS DES TRARAS)-COMPARAISON.

1 - Situation de la région du bassin de Guercif (fig.63)

Le bassin de Guercif est subdivisé en 2 domaines :

- un domaine "occidental" instable, subsident, montrant de puissantes séries jurassiques et présentant de grandes similitudes avec la partie occidentale de l'Algérie (Monts des Traras.):c'est le bassin de Guercif.

- un domaine "oriental" rigide présentant une série plus réduite, incomplète, avec des faciès nettement méritiques:c'est le domaine des Hauts Plateaux de l'Est marocain.

Le domaine occidental peut être considéré comme le prolongement Nord oriental du Moyen-Atlas ; celui-ci s'ennoie sous le Tertiaire de la plaine de Guercif-Taourirt, au milieu de laquelle surgissent des structures jurassiques, telles que les chaînons de la région de Taourirt, les massifs de Beni-Bou yahi et des Benissassen au Nord. Par ailleurs les faciès des formations jurassiques affleurantes sont bien plus proches de ceux du Moyen-Atlas, que de ceux des Hauts Plateaux appartenant à un domaine de plate-forme. Le Dogger en particulier y conserve un faciès marneux et marno-calcaire.

2 - Situation des Monts des Traras (fig.64)

En Algérie occidentale, le massif des Traras constitue la partie la plus septentrionale du domaine tlemcenien. Il est prolongé vers l'Ouest par le domaine occidental du bassin de Guercif. Dans les Traras, le style atlasique se reconnaît par la discontinuité des structures anticlinales qui s'individualisent et s'ennoient rapidement, ce qui aboutit à une disposition "en chenilles processionnaires" (P. Guardia,1975).

L'ensemble des Traras est fait d'une succession de pli-failles, parallèles, généralement orientés SW-NE, disymétriques, renversés ou déversés vers le N ou le NW.

3 - Sédimentaire commun aux deux régions

Il existe de grandes similitudes entre le NW de la partie occidentale de l'Algérie et le NE marocain, en particulier par le style et par les directions de

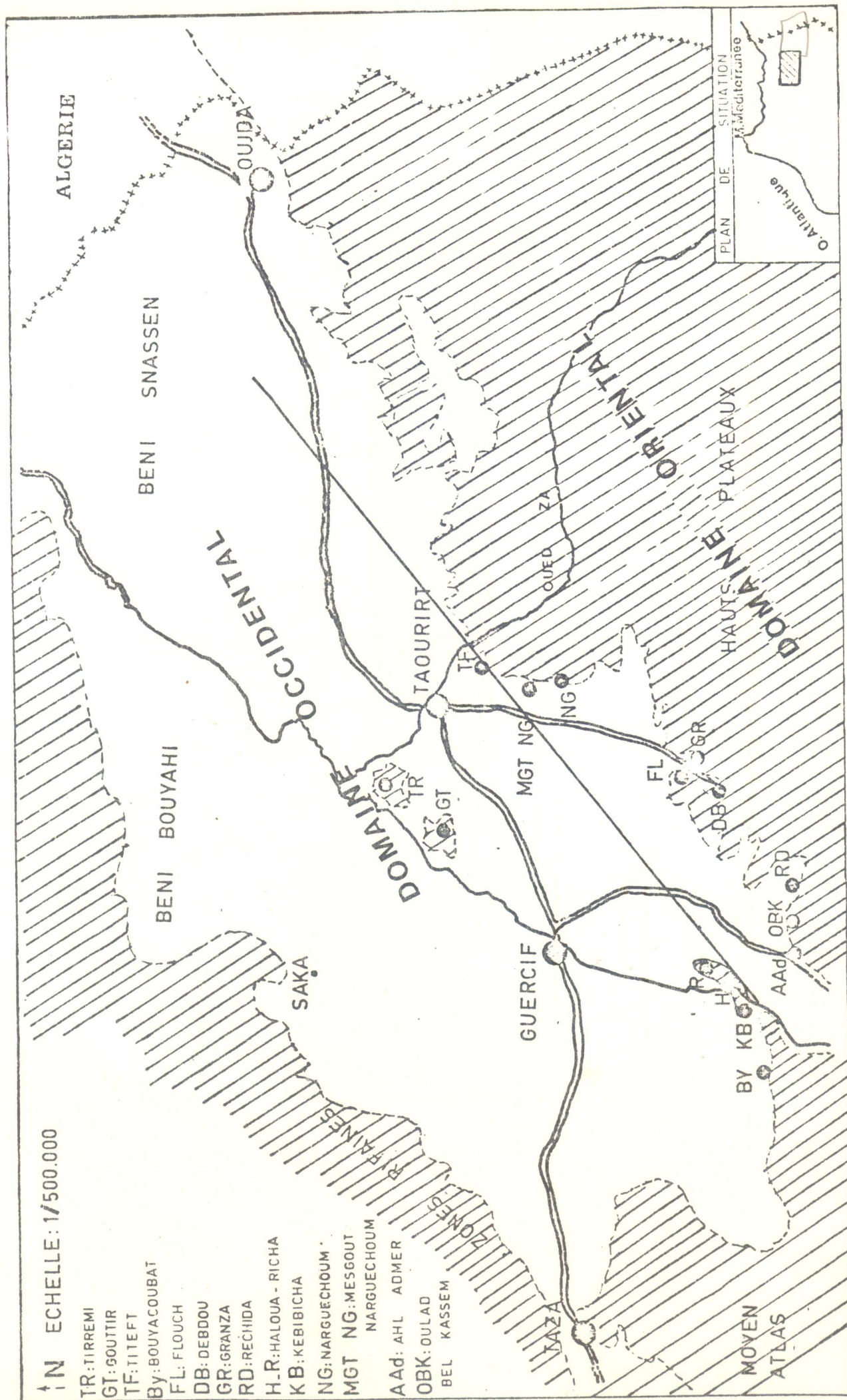


Fig. 63 Localisation géographique des domaines occidental et oriental du bassin de Guercif .

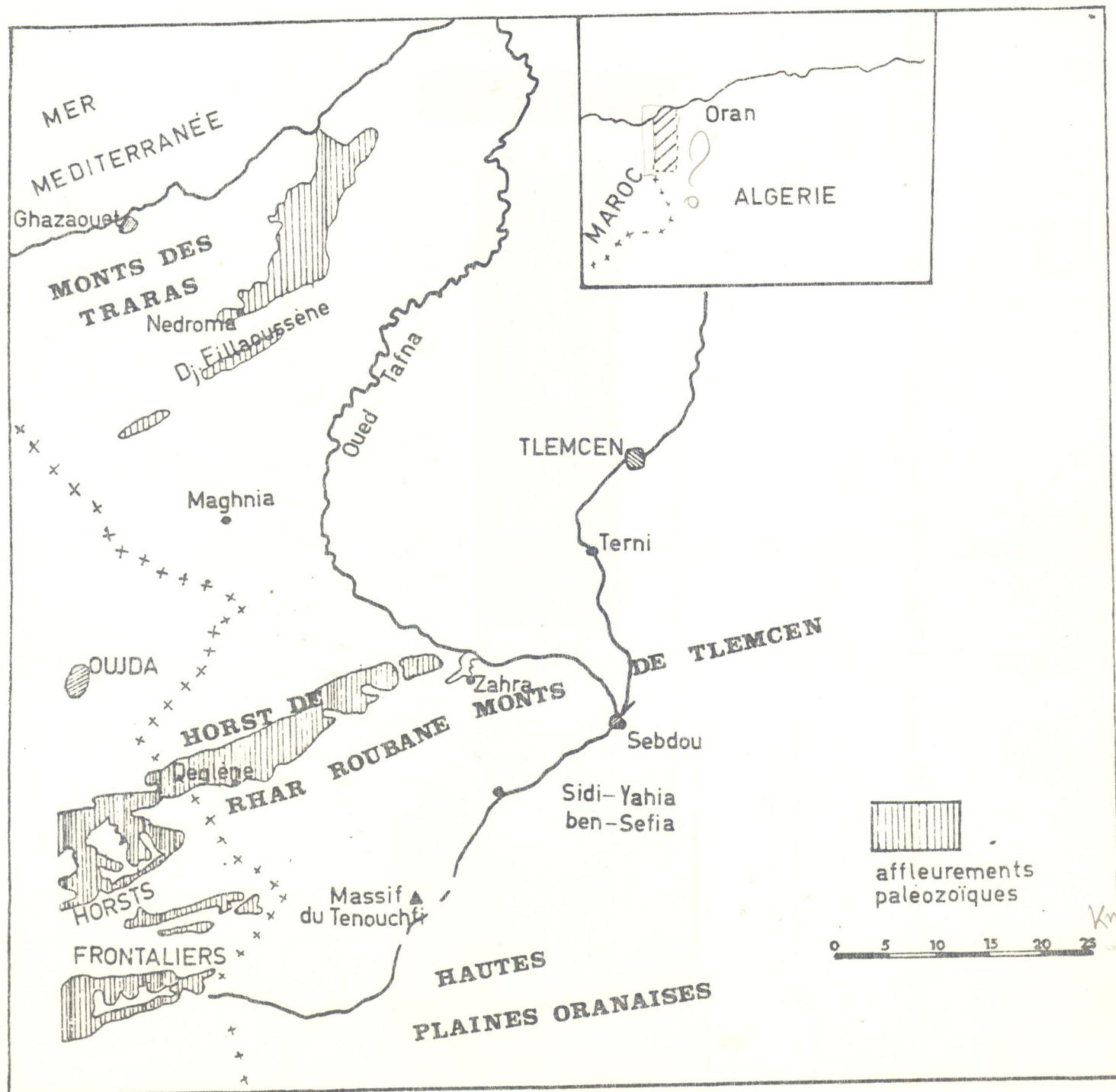


Fig. 64 SITUATION GEOGRAPHIQUE DES MONTES DES TRARAS ET DU HORST DE RHAR ROUBANE

déformation de la couverture (G. Cattaneo, 1980).

L'évolution paléogéographique est contrôlée par le rejeu en distension d'accidents tardi-hercyniens (R. Du Dresnay, 1975 ; A. Michard, 1976 ; S. Elmi, 1978). Ce rejeu conduit à l'ouverture d'un sillon subsident, peu profond, parsemé d'îles et de hauts-fonds, s'étendant entre les Hauts Plateaux et le domaine rifain. Du Lias inférieur au Bajocien, cette zone mobile relie le sillon moyen-atlasique au SW au sillon tlemcenien à l'Est. Ce dernier est différencié à partir du Lias moyen et se ferme au début du Jurassique supérieur (S. Elmi et M. Benest, 1978).

4 - Résumé des successions lithologiques rencontrées dans les Monts des Traras et dans le domaine occidental du bassin de Guercif du Lias inférieur au Bathonien.

4.1 - Succession-type, théorique, du Jurassique inférieur et moyen des zones subsidentes des monts des Traras, d'après Benhamou (1983):

Bathonien	marnes de Sekika	
Aaléno-Bajocien	calcaire des Traras	
Toarcien	Ammonitico-Rosso	
Domérien	Calcaire de Tissedoura	Calcaire graveleux à belémnites
		Calcaire à silex inférieur
		Calcaire graveleux à brachiopodes
Carixien	Calcaire compact de Zaïlou	Calcaire oolitique de Taouia
		Calcaire graveleux de Djerf el Kebir

4.2 - Succession lithologique dans le domaine occidental du bassin de Guercif:

Bathonien inférieur	marnes et grès de Tirrémi
Bajocien	marne et marno-calcaire formation de Mdaouer
Aalénien	Calcaire à Cancellophycus de Haloua-Richa
Toarcien	marno-calcaire
Domérien	calcaire noir plus ou moins bien lité
Lias inférieur et moyen	Calcaire et dolomie de Titeft

5 - Rapport entre les deux successions.

A la fin du Lias inférieur et au début du Lias moyen les monts des Traras et le domaine occidental du bassin de Guercif appartiennent à une plate-forme carbonatée. Les calcaires et dolomies de Titeft sont caractérisés par des laminites, des birds eyes, des oolithes; les calcaires compacts de Zailou par des oncolites, des gravelles, des oolithes et des birds eyes.

A partir du Domérien, il se produit une déstabilisation de la plate-forme carbonatée, dont certaines parties subissent un approfondissement important, ce qui se traduit dans le domaine occidental du bassin de Guercif, par une sédimentation de calcaire micritique plus ou moins bien lité à ammonites et bélemnites. Dans les monts des Traras, ^{et le Rhar Roubane} le Domérien est représenté par les calcaires du Tissedoura marquant également un net approfondissement du milieu avec le développement de faciès de mer ouverte et l'apparition de bélemnites et de brachiopodes. Les ammonites sont connues dans les zones les plus subsidentes des Traras (P. Guardia, 1975). Au cours du Toarcien, la tendance amorcée dès le Domérien dans le bassin de Guercif s'accroît avec une sédimentation marno-calcaire, se signalant par des bancs ondulés à la base de la formation de Titeft.

Ces bancs sont riches en ammonites bien conservées, évoquant les faciès des marnes et calcaires de Bayada (Ameur 1978). Dans les Traras se dépose une alternance de marnes et de calcaires bien développée dans les zones subsidentes

bordées par des pentes occupées par le faciès Ammonitico-Rosso. Dans les monts des Traras et de Rhar Roubane, l'Aalénien est caractérisé par des jeux de subsidence différentielle qui accentuent le contraste entre les hauts-fonds et les zones subsidentes (S. Elmi, 1972-1978). Les calcaires à Cancellolophycus des Traras se formeraient en bas de pente, dans un environnement qui correspondrait à la retombée du plateau continental (G. Lucas, 1942). Cette interprétation peut s'appliquer aussi à la formation de Haloua-Richa, représentée, pareillement, par des calcaires à Cancellolophycus. Ces derniers marquent un net approfondissement, conduisant à un milieu calme où pullulent les Zoophycos. Au Bajocien l'enfoncement se généralise dans cette même région, ^{en la faveur d'un sursaut de} ~~par une sédimentation de marnes et~~ ^{Rhar Roubane} de marno-calcaire (formation de Mdaouer); dans les monts de se déposent les marnes de Zahra (Beni Behdel au SW de Tlemcen et Sidi Yahya ben Sfia à l'Ouest de Sebdou ; S. Elmi 1971). Au Bathonien cet apport abondant de matériel argileux s'accroît ; il est complété par des arrivées de matériel silteux et gréseux (marnes de Sekika, calcaires microgréseux de Rhar Roubane et Beni Bahdel; marnes et grès de Tirrémi dans le domaine occidental du bassin de Guercif).

6. Conclusion

Dès le Lias moyen, la remobilisation en régime distensif des accidents du socle hercynien entraîne la dislocation d'une plate-forme et conduit à l'ouverture d'un sillon subsident favorisant l'installation d'une sédimentation profonde : calcaires de Tissejoura dans les Traras et calcaires plus ou moins lités à ammonites à Titeft.

Au Dogger s'amorce un approfondissement et une sédimentation terrigène généralisée. Au cours du Bathonien, on note le début d'arrivées de produits terrigènes gréseux.

II- SEDIMENTOLOGIE

II- SEDIMENTOLOGIE

A - PRINCIPE DE LA CLASSIFICATION DES FACIES (tabl.6)

Elle tient compte de l'analyse des macrofaciès et des microfaciès qui dans le détail peuvent être variés pour un même niveau bathymétrique bien que dans l'ensemble ils soient liés à la profondeur du dépôt.

B - DEFINITIONS DE LA PROFONDEUR DES MILIEUX

1. Milieu supratidal :

situé en bord de mer, il est envahi sporadiquement à l'occasion des tempêtes. Ses dépôts sont caractérisés par un ensemble de structures particulières (exemple : dolomies à laminites des Hauts Plateaux d'âge Aalénien -Bajocien).

2. Milieu intertidal :

c'est la zone de balancement de marées. Ses dépôts ont des caractéristiques constantes quel que soit l'âge de la formation considérée (exemple : calcaire dolomitique plus ou moins argileux du Lias moyen de la région de Debdou).

3. Milieu infratidal élevé :

il est situé en contrebas du milieu intertidal. Ses dépôts sont caractérisés par l'absence complète d'indices d'émersions. *X à développer*

4. Milieu infratidal inférieur :

il diffère de tous les milieux précédents par une association faunique à ammonites. Il peut subsister des débris d'organismes (spicules de spongiaires, restes de bivalves) et des traces de type *Cancellophycus* (calcaire noir de Haloua-Richa).

 bathonien grés chert chert 	Plate-forme interne	Plate-forme externe	Bassin (sens large)
Supratidal	● Calcaire micritique à structures fenestrées (Titeft et Granza; Lias inférieur et moyen) ● Dolomies à laminites des Haute Plateaux; Aalénien-Bajocien)		
Intertidal	● Calcaire dolomitique plus ou moins argileux (région de Debdou; Toarcien) ● Dolomies à oncolites (Flouch, Aalénien; Narguetchoum, Lias inférieur) ● Dolomies gréseuses (région de Debdou, Lias moyen)	● Calcaire à oolites micritiques (Flouch, Aalénien) ● Calcaire à oolites à structure radiaire (Debdou, Lias moyen) ● Calcaire dolomitique bioclastique (Flouch, Lias moyen) ● Calcaire bioclastique (Gouttitir, Lias moyen)	
Infratidal élevé			● Calcaire gréseux (région de Taourirt, Bathonien inférieur) ● Calcaire bioclastique à gros grains (Titeft, Bajocien) ● Calcaire à Cancellophycus (région de Mhirija et Taourirt, Aalénien) ● Marno-calcaire et calcaire argileux à grains fins (Titeft, Bajocien) ● Marnes verdâtres (région de Mhirija-Taourirt, Bajocien)
Infratidal inférieur			

Tableau 6 Classification des faciès des régions de Debdou, Mhirija et de Taourirt.

C - ETUDE DES MACROFACIES ET DES MICROFACIES

Cette étude comporte deux aspects, le premier descriptif (données de terrain et de laboratoire), le second relevant de l'interprétation.

1. La description

X Pour une meilleure caractérisation des milieux de dépôt, l'étude descriptive s'appuie sur plusieurs éléments :

- l'aspect à l'affleurement, donnant des renseignements sur la couleur, le litage, le mode d'altération...

- la description des surfaces polies et des lames minces, permettant de définir la structure et la texture du sédiment (avec l'utilisation des terminologies de Folk et Dunham), la taille moyenne des éléments, la composition minéralogique approximative et les associations biologiques qu'il renferme (reconnaissance des débris d'organismes et de la microfaune).

2. L'interprétation

X ? Elle consiste à replacer le faciès décrit dans son contexte sédimentologique et à le situer par rapport aux faciès qui l'encadrent. En effet d'après Lombard (1956), une série sédimentaire ne doit pas être considérée comme une superposition de termes lithologiques mais comme un enchainement de termes, déposés selon une certaine logique. Ainsi chaque terme est à étudier en fonction de celui qui le précède et de celui qui le suit.

3. Modèle sédimentaire proposé

X L'analyse sédimentologique des dépôts du Lias et du Dogger inférieur va permettre de définir plusieurs faciès qui peuvent se rassembler en 3 groupes.

- 3.1. Les faciès de la plateforme interne
- 3.2. Les faciès de la plateforme externe
- 3.3. Les faciès de bassin (sens large)

3.1. Les faciès de la plateforme interne

Ils sont représentés dans la région de Debdou (série de Flouch) et dans la région de Taourirt (série de Narguechoum), par les faciès suivants :

- 3.1.1. Les dolomies des Hauts Plateaux
- 3.1.2. Les calcaires dolomitiques plus ou moins argileux du Toarcien (région de Debdou)
- 3.1.3. Les dolomies gréseuses du Lias moyen (région de Debdou)
- 3.1.4. Les dolomies et les calcaires dolomitiques à oncolites (Lias inférieur et moyen au Narguechoum et Bajocien à Flouch).

3.1.1. Les dolomies des Hauts Plateaux (et de la région Taourirt) ?

Ce faciès se présente soit en bancs métriques massifs, à patine rose clair et à cassure blanche (dolomies aaléno-bajociennes des Hauts Plateaux des séries de Debdou et Granza), soit en masses mal stratifiées à patine grise et à cassure gris foncé, rangées dans le Lias inférieur et moyen (séries de Titeft, de Gouttitir, de Narguechoum, de Tirrémî et de Mesgout Narguechoum).

X A Debdou et Granza les bancs comportent des structures en tee pee, des structures fenestrées, dont la taille varie de 1 à 3 mm, des laminites planes ou ondulées (stromatolithes) ; on observe en outre des bancs X lenticulaires limités par des surfaces de ravinement, indices de courants de marées ou de tempêtes (fig. 3, Pl. 1). Les dolomies massives sont elles aussi laminées et localement bréchiques. Il s'agit de brèches monogéniques ou polygéniques constituées d'éléments dont la taille moyenne est de 5 mm et dont le contour, souligné par un liseré ferrugineux, n'est pas affecté par la dolomilisation. Ce faciès dolomitique bréchique est un grainstone à gros extraclastes anguleux ou arrondis. La matrice est constituée par des cristaux de dolosparite ou de dolomicrosparite de remplacement secondaire. Les dolomies des Hauts Plateaux (Aalénien-Bajocien) sont des dolomicrites à structures fenestrées (Pl. 2, fig. 3 et 4). Le remplissage de ces dernières consiste généralement en un silt vadose. Elles sont peu allongées et non reliées entre elles et par conséquent ne forment pas un réseau continu (HAM, 1954).

Dans ce faciès, j'ai rencontré deux types de structures: le type stromatactis et le type birds'eyes (fig. 65 et 66) Wolf K.H. (1965), Deelman (1972) et Bechstädt (1974) ont utilisé les critères suivants pour différencier les stromatactis des birds'eyes . Les birds'eyes sont de petites cavités de forme sphérique, ovale, peu allongées, remplies de sparite. Leur taille varie de 1 à 3 mm, leur orientation est quelconque, mais elles peuvent se disposer parallèlement aux laminations horizontales. Les stromatactis présentent des digitations irrégulières à leur partie supérieure et sont relativement plats dans leur partie inférieure. Leur remplissage se fait souvent par des sédiments internes fins (silts vadoses) qui occupent leurs parties basses, tandis que leurs parties hautes sont comblées par des ciments de calcite sparitique. La taille des stromatactis est plus grande que celle des birds'eyes et peut aller du mm au cm. Leur orientation est souvent concordante avec la stratification. L'origine de ces structures fenestrées a suscité beaucoup de discussions. Les birds'eyes sont dus à des bulles de gaz d'origine biochimique (Shinn E.H., 1968b), ou à la bioturbation d'organismes endobiontes (Fruth I. et Schereiks R., 1975) ou encore à une exposition assez longue dans une zone temporairement émergée (Deelman J.C., 1972).

Quant aux stromatactis, leur origine est variée. La forme finale de leurs parois est liée à la circulation d'eaux vadoses. Selon Bathurst (1980), le remplissage de ces cavités se fait dans un milieu intertidal à subtidal, par une cimentation et par un sédiment interne fin. Les birds'eyes sont considérés, comme des indices de milieu inter- et supratidaux.

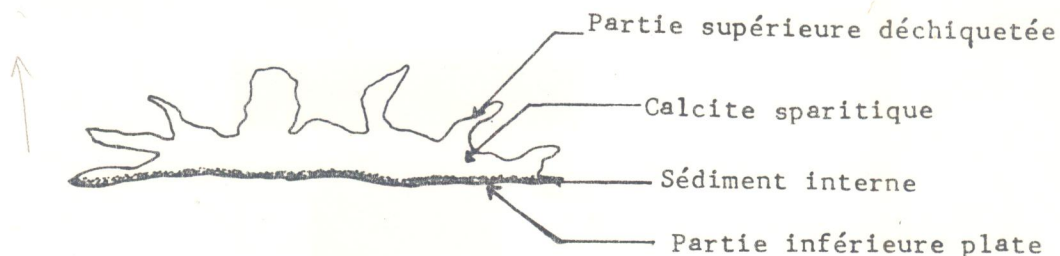


Fig. 65 Schéma d'une structure fenestrée de type Stromatactis



Fig. 66 Schéma d'une structure fenestrée de type Birds'eyes

Associées à ces structures fenestrées, il existe des structures en *tepee*, (fig. 4, Pl. 1). Ces dernières n'avaient pas été signalées jusqu'ici dans les dolomies des Hauts Plateaux de la région de Debdou. Elles sont formées en bordure du domaine marin, dans une zone temporairement émergée, sous un climat chaud et aride (Du Dresnay R., 1976). C'est ce que l'on peut déduire d'une comparaison avec des structures analogues connues dans les sédiments actuels ou récents. Les interprétations concernant leur genèse sont diverses. Kendall et Assento (1977) ont fait état de beaucoup d'hypothèses ; entre autres : compressions tectoniques ou écoulements de sédiments non consolidés, fluage de matériaux évaporitiques, force de cristallisation de l'aragonite, croûtes pédologiques, expansions et contractions thermiques répétées. D'autres interprétations basées sur l'observation de l'environnement de *tepee* actuels ou récents montrent que ces structures se forment dans un milieu exposé à l'air (émersion) pouvant être chaud et très sec.

A ces structures en *tepee*, évoquant une sédimentation littorale, sont associées des laminations planes et parallèles (fig. 1, Pl. 1) à la stratification. Ces dernières sont parfois sinueuses (stromatolithes), constituées de dolomicrites très sombres, alternant avec des lits de dolomicrosparite blanche. Ces laminations sont souvent séparées par de petites fentes horizontales (sheet cracks) indiquant une dessiccation en milieu émergé. Aucune structure algale n'a été identifiée dans les lamines. Au sein de ce faciès dolomitique existent des bancs lenticulaires et des bancs complètement désagregés en éléments de taille variable. Il semble que des courants de tempêtes ou de marées aient été à l'origine de cette érosion.

Toutes ces observations prouvent un milieu de sédimentation très peu profond, littoral, soumis à des émergences plus ou moins longues et caractérisant la zone intertidale à supratidale élevée.

3.1.2. Calcaire dolomitique toarcien

Ce sont des bancs décimétriques jaune clair, alternant avec des niveaux métriques de marnes rouges observés dans les séries de Granza, Debdou, Rechida, et Ouled Bel Kassem (région de Debdou).

A Debdou, il s'agit d'une dolomicrosparite à structures fenestrées de type stromatactis, sans aucune trace de fossile. A Granza, Rechida et Ouled Bel Kassem, la roche est constituée de cristaux de dolomite xénomorphes (30 μm), subxénomorphes (90 μm) ou bien automorphes (200 à 300 μm). Ces cristaux renferment des impuretés localisées soit au centre, sous forme de "rhomboèdres noyaux" (Cayeux, 1935) soit en zonations concentriques.

Les impuretés sont le résidu de la roche originelle secondairement dolomitisée ; les inclusions qu'elles constituent permettent de distinguer plusieurs variétés de rhomboèdres dolomitiques.

- Rhomboédres à inclusions centrales .



Fig.67 Schéma de 3 cristaux de dolomite montrant des inclusions centrales plus ou moins denses, en fonction de la quantité d'impuretés.

- Rhomboédres zonés .

Ils comprennent des bandes concentriques alternantes de dolomite claire et de dolomite plus sombre chargée d'inclusions. Le nombre de ces dernières peut aller de 1 à 4, selon la quantité d'impuretés contenues, notamment d'oxyde de fer (fig.68).

- Cristaux en croix .

Ils résultent d'une croissance cristalline répartie sur les côtés seulement. Ces types de cristaux ont été déjà décrits par D.K. Richter (fig.69).

- Dolomite baroque .

Observée dans les calcaires dolomitiques toarciens de la série de Réchida, cette variété avait été déjà citée dans des dépôts marins de faible profondeur (R. Asserto et R.L. Folk, 1980). Les cristaux renferment de nombreuses inclusions réparties en éventail dans le cristal (fig.70).

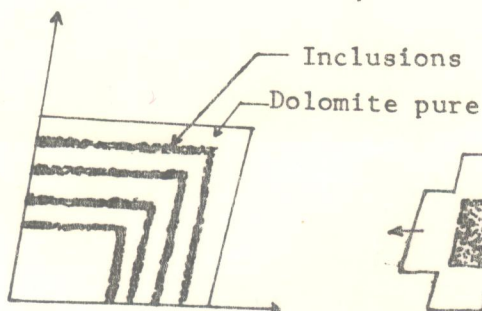


Fig.68 Cristal de dolomite à zonation concentrique

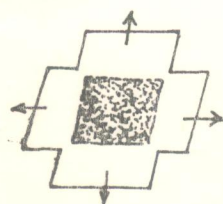


Fig.69 Cristal de dolomite à croissance cristalline répartie sur les côtés

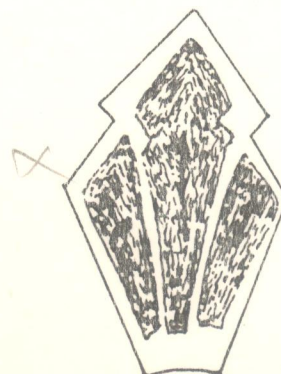


Fig.70 Inclusions réparties en éventail dans un cristal de dolomite

donk baroque

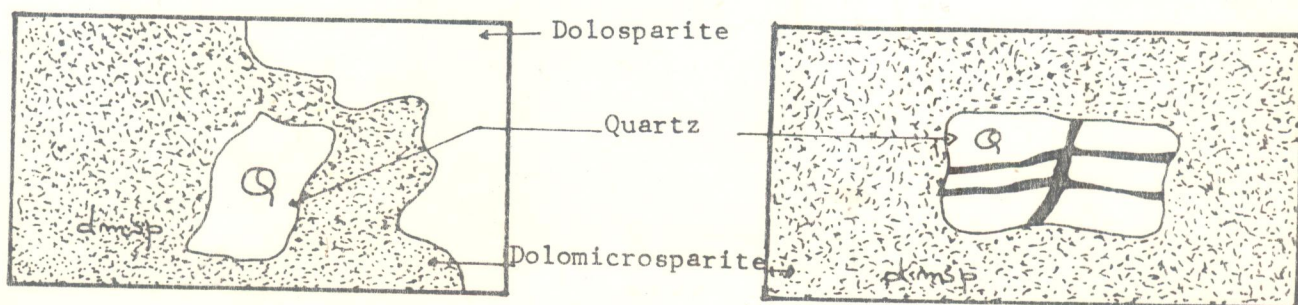
Toutes ces variétés de cristaux dolomitiques impliquent des recristallisations discontinues liées probablement à un milieu chimiquement variable, sans doute proche de l'émersion. La présence de structures fenestrees de type stromatactis confirme ce type de milieu qui devait être intertidal. *exclusif*

3.4.3. - Dolomies gréseuses

Je renvoie à la page 53 pour la description de cette dolomie d'âge Lias moyen observée à la base des séries de Debdou et de Granza.

Il s'agit d'un packstone à éléments détritiques quartzeux (fig. 5 et 8. Pl. 2) dont le pourcentage diminue de bas en haut dans la formation 1 de la série de Debdou (p. 53). Le ciment est une dolosparite dont les cristaux ont une taille variant entre 10 et 250 μm (fig. 6. Pl. 2). Les cristaux de dolomite renferment des inclusions centrales du type "rhomboèdres noyaux" (Cayeux, 1935) déterminant une structure zonée à leur périphérie.

Dans ce faciès, il semble que la dolomitisation ait affecté la matrice des grains de quartz et non les grains eux-mêmes ce qui n'est pas le cas dans certaines dolomies continentales, comme celles du Trias ardéchois où la dolomitisation s'accompagne d'une altération des grains de quartz (Spy Anderson, 1980).



Quartz non attaqué par la dolomitisation

limite de Debdou.

Quartz fissuré et carrier par la dolomitisation

(Facies ardéchois) d'après Spy. A. 1980.

Fig. 71 Relation entre la dolomitisation et les éléments détritiques quartzeux

Ces grains de quartz sont généralement flottants, dans une matrice dolomitique, ce qui n'est pas sans évoquer certaines textures propres aux dépôts de tempêtes (Ager, 1974 ; Fairchild, 1980).

L'absence ou la rareté des microorganismes et la présence des birdseyes reflètent un milieu peu profond de type intertidal.

3.1.4. Dolomies et calcaires dolomitiques à oncolites

Ils forment les bancs épais, massifs, de couleur blanche du Lias inférieur et moyen de la série de Narguechoum. Les oncolites y représentent souvent les seuls éléments de teinte blanc sale, plus claire que la matrice. Leur forme est généralement ovoïde, et leur taille peut atteindre 5 mm de diamètre. Leur nucléus micritique n'a pas de limites nettes et pourrait correspondre à un pellet ; leur cortex irrégulier semble être vaguement laminé.

Dans la série de Flouch, le faciès à oncolites forme la dalle terminant la deuxième falaise aaléno-bajocienne. Les éléments y montrent une taille de 5 à 10 mm de diamètre dans la partie inférieure, et peuvent atteindre 40 mm dans l'autre. Le cortex irrégulier des oncolites est d'apparence spongieuse et vaguement laminée.

A Narguechoum, le sédiment est un grainstone dont les éléments sont des oncolites (fig. 8, Pl. 3), des encroûtements stromatolitiques, des algues (Dasycladacés), des débris d'entroques, des foraminifères (Textularidés, Lituolidés) (fig. 5, Pl. 4).

ciment de sparite à conserver => littérature

A Flouch, c'est un packstone caractérisé par des oncolites de grande taille. Ceux-ci ont l'aspect de taches blanches à la cassure et présentent un nucléus micritique et un cortex d'apparence spongieuse plus ou moins laminé (fig. 8, Pl. 4). Ces laminations correspondent probablement à des encroûtements de cyanophycées. De tels composants sont décrits par B.W. Logan et al. (1972), comme des cas particuliers d'encroûtements stromatolitiques (type SS) caractérisant un milieu infratidal modérément agité, peu profond. Quant aux grainstones à oncolites, ils témoignent d'un milieu peu profond généralement infratidal.

3.2. Les faciès de plateforme externe

Ils sont représentés dans le tableau 3 par :

- 3.2.1. Les calcaires dolomitiques bioclastiques du Lias moyen à Flouch et Granza
- 3.2.2. Les calcaires bioclastiques de Gouttitir du Lias moyen
- 3.2.3. Les calcaires oolithiques des séries de Flouch, Debdou, et Narguechoum

3.2.1. Calcaire dolomitique bioclastique

Il est représenté dans les séries de Flouch et Granza (région de Debdou). A Flouch, il s'agit du calcaire dolomitique d'âge Domérien à brachiopodes et débris divers décrit antérieurement (p.58).

Le microfaciès (fig. 3 et 7, Pl. 4) révèle une texture packstone avec des bioclastes variés représentant 10 à 40 % du volume total du sédiment, des éléments arrondis micritisés (probablement des pellets) et de rares intraclastes.

Les bioclastes comprennent :

- nubéularidés (15 %). Ils constituent des cortex épais, micritisés, ne présentant aucune structure cellulaire visible,
- des entroques (10 à 15 %),
- des débris de tests de bivalves,
- des débris d'ostracodes (5 %),
- des polypiers branchus et isolés,
- des gastéropodes.

Des recristallisations poussées peuvent empêcher toute identification des bioclastes.

Les polypiers branchus et isolés sont ahermatypiques (Dét. L. Beauvais) donc sans aucun rapport avec un milieu récifal quelconque.

En résumé ces calcaires dolomitiques bioclastiques, par leur aspect massif, leur contenu varié en organismes partiellement ou totalement silicifiés, entiers ou brisés, et par une absence complète d'indices d'émersion, semblent caractériser des dépôts soumis à un hydrodynamisme actif en milieu infratidal élevé.

Les calcaires dolomitiques et bioclastiques de Granza correspondent à des packstones dolomitisés (fig. 4 et 6, Pl. 4) plus ou moins recristallisés où les bioclastes constituent 10 à 40 % du volume total du sédiment. On note en plus des intraclastes (5 à 15 %) et de rares oolithes et pellets. Les bioclastes sont composés de foraminifères, de débris de gastéropodes, d'entrouques et de coquilles d'ostracodes.

La dolomitisation est secondaire (grands rhomboèdres), mais a pu débuter dès les premiers stades de lithification (comme le prouve l'implantation préférentielle des rhomboèdres à la base des structures fenestrées (fig.72)). Le ciment est beaucoup plus perméable au moment où la roche n'est pas totalement lithifiée, ce qui a entraîné une dolomitisation d'un type particulier pouvant être qualifiée de sélective ou préférentielle. Cette dernière, décrite par E. Jautée (1980) dans les Alpes de Haute-Provence, correspond à une dolomite de cimentation à disposition microstalagmitique occupant des structures fenestrées. La dolomitisation est favorisée par la présence de grains micritiques occupant le plancher des cavités (remplissage géotrope), grains qui sont des germes parfaits pour la croissance cristalline, d'où l'épigénisation préférentielle du remplissage basal des cavités.

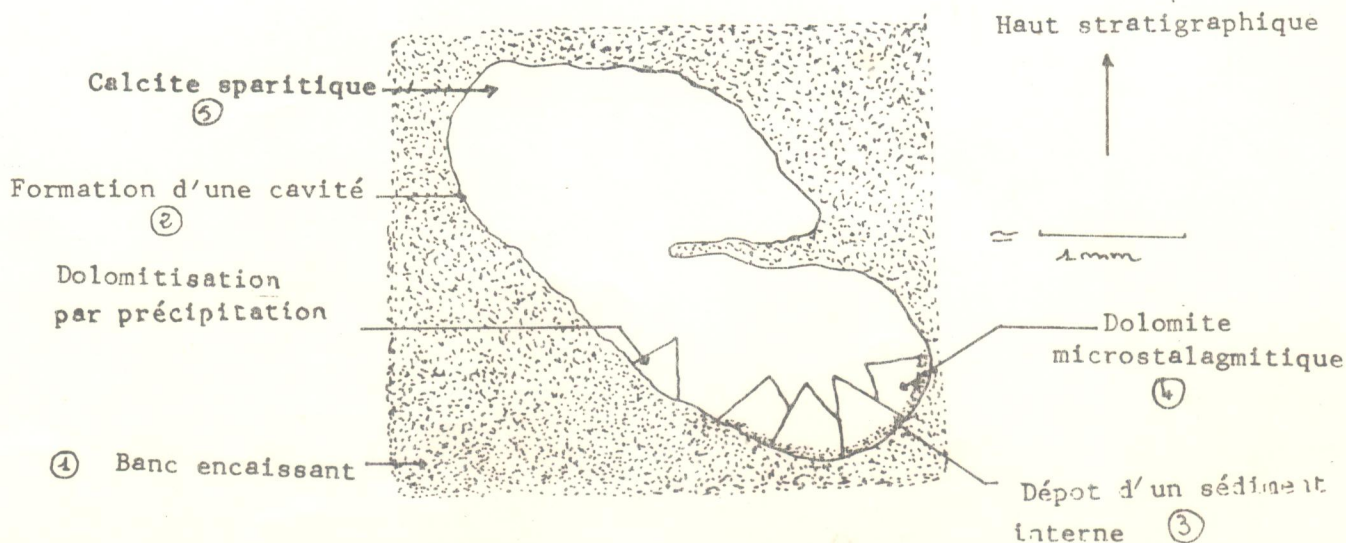


Fig.72 : Dolomitisation sélective d'un sédiment géopète.

La séquence des phénomènes est la suivante :

1. dépôt du banc encaissant ;
2. formation de cavités ;
3. dépôt d'un sédiment interne sur le plancher des cavités ;
4. formation des cristaux stalagmitiques de dolomite ;
5. cimentation finale du vide par de la calcite sparitique .

X Outre cette dolomitisation sélective, il existe une calcitisation sélective de la dolomite, qui s'effectue avant la lithification totale de la roche ; en effet la calcitisation affecte préférentiellement le ciment qui est encore perméable (fig.73).

*inverser
le schéma
fracturé*

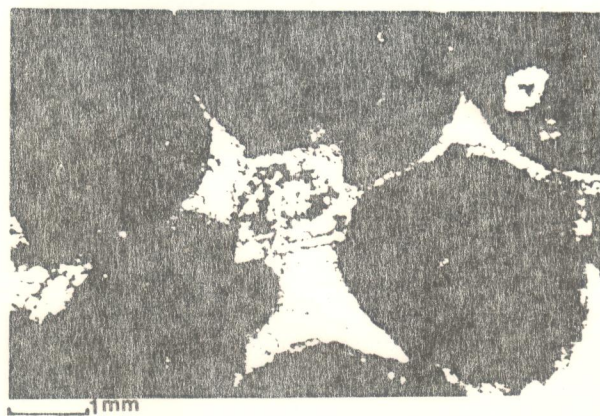
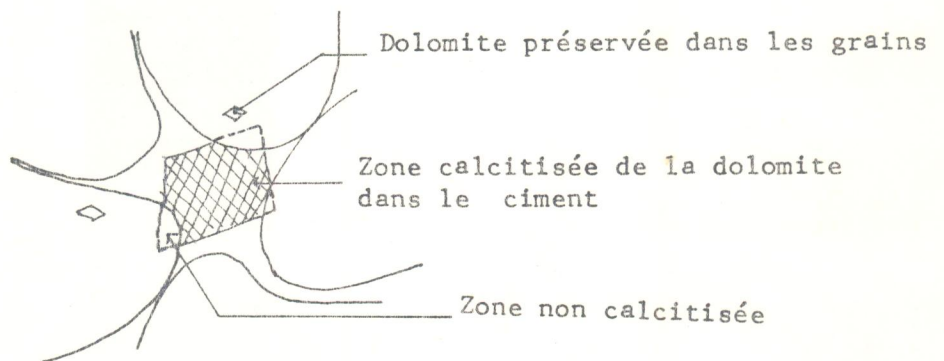


Fig.73 : Calcitisation sélective de la dolomite
(formation 1 de la série de Granza, Lias moyen)

Milieu de dépôt des calcaires dolomitiques et bioclastiques :

La présence des structures fenestrées, la diversité des bioclastes et la dolomitisation reflètent un milieu de sédimentation peu profond de type intertidal.

3.2.2. Calcaire bioclastique de Gouttitir (Lias moyen)

Il forme de grandes masses datées du Lias moyen, à stratification floue ou absente. Ces calcaires contiennent des fragments usés de brachiopodes et de bélemnites. L'examen au microscope (fig. 1 et 2, Pl. 4) révèle un packstone avec 10 à 40 % de bioclastes, des éléments micritisés et des intraclastes (10 à 35 %). Parmi les bioclastes on note :

- des débris de tests de bivalves (10 à 25 %),
- des entroques (2 à 5 %),
- des nubéculaires encroûtants (10 %),
- des débris de gastéropodes et des coquilles d'ostracodes.

Généralement ces bioclastes possèdent une enveloppe micritique, parfois épaisse et un coeur cristallisé. Leur abondance témoigne d'une influence de mer ouverte.

3.2.3. Calcaires oolithiques

Ce faciès existe dans les trois régions étudiées : Debdou, Mhirija et Taourirt. A Flouch, ce sont des calcaires roux d'âge toarcien-aalénien, à Debdou des calcaires gris datés du Lias moyen. A Haloua-Richa, leur âge est aalénien et ils renferment des *Cancelllophycus*. A Narguechoum, ces calcaires oolithiques se présentent soit sous forme d'olistholithes

dans du Dogger argileux slumpé, soit sous forme de bancs massifs clairs faisant partie de la grande falaise de Narguechoum. Ces calcaires oolithiques sont rangés dans le Lias inférieur et moyen. Les variations texturales observées dans le faciès oolithique peuvent avoir une signification sédimentologique et paléogéographique.

. les calcaires oolithiques de la région de Debdou :

A Debdou les calcaires oolithiques du Lias moyen sont des grainstones (oosparite). Les oolithes ont un cortex radiaire enrobant le plus souvent un pellet, plus rarement un bioclaste. Ces oolithes sont bien classées et constituent 60 à 70 % du total de la roche. Elles ont un diamètre moyen de 1 mm, et sont liées par un ciment tardif ayant précipité en deux phases :

La première est représentée par une couche calcitique mince fibroradiée, entourant les grains. *Ciment a (angloaxon)*.

La deuxième phase, sparitique, a comblé les vides intergranulaires ; elle est imprégnée souvent d'impuretés insolubles (oxyde de fer). *Ciment b.*

L'aspect des oolithes, leur abondance et leur bon classement, suggèrent une formation "in situ" dans un milieu de haute énergie (infratidal élevé) de la plateforme externe.

Dans le Toarcien de Flouch, les oolithes ont un cortex calcitique radiaire, montrant des auréoles concentriques. Ces oolithes ont beaucoup d'affinités avec celles de Debdou (fig. 1, Pl. 3), notamment par le nucléus qui est du même type. Dans l'Aalénien-Bajocien de Flouch, elles deviennent micritiques, et possèdent un cortex dépourvu d'auréoles (fig. 4 et 5, Pl. 3). Leur diamètre moyen est de 2 mm. L'absence de structure concentrique peut être expliquée ainsi :

- le cortex s'est formé par précipitation directe de calcite micritique,
- une micritisation secondaire (par une intense activité algale) a détruit les auréoles calcitiques.

+ ciment a calc a ciment sparitique.

Dans les milieux actuels (Golfe Persique, Bahamas) les oolithes micritiques indiquent une énergie faible des eaux, par exemple dans le Golfe Persique, elles se rencontrent dans des lagunes isolées où l'agitation est faible. Aux Bahamas par contre, les oolithes élaborées en milieu fortement agité peuvent être transportées lors des tempêtes dans des zones calmes où une micritisation secondaire efface toute structure **corticale**. Ainsi le faciès à oolithes micritiques est l'indice d'un milieu calme infratidal, soit originel, soit secondaire.

. dans la région de Haloua-Richa , les dépôts oolithiques aaléniens sont représentés soit par une oosparite (grainstone), soit par une oobiosparite (packstone) où les oolithes sont mélangés à des bioclastes et des pellets (fig. 3, Pl. 3). Ces oolithes ont pour nucléus un pellet, quelquefois un bioclaste (débris de foraminifères ou d'échinodermes) et un cortex calcitique radiaire. Une micritisation totale (cortex et nucléus) ou partielle peut affecter une partie des oolithes masquant ainsi leur structure dans les milieux carbonatés actuels. Les oolithes à nucléus centré sont le produit de l'agitation des eaux dans les zones peu profondes, de haute énergie.

Les calcaires oolithiques aaléniens du jbel Haloua-Richa renferment souvent des Cancellophycus, ce qui est incompatible avec un fort degré d'énergie et prouve ainsi l'allochtonie des oolithes. En effet, selon A. Seilacher (1967), les Zoophycos sont des traces de nutrition d'animaux vermiformes, limivores, se situant dans des biotopes plus calmes, moins oxygénés que le milieu où se forment les oolithes. Autrement dit, il semble que l'essentiel du matériel oolithique corresponde à des arrivées de matériel exotique, dans une aire de sédimentation calme.

D'autres observations vont dans le même sens :

- certains packstones et grainstones aaléniens de Haloua-Richa renferment de nombreux bioclastes allongés ; malgré leur apparente fragilité ceux-ci ne sont pas brisés, ce qui est en contradiction avec un milieu de dépôt de forte énergie.

à comparer avec le ciment pour éliminer une des hypothèses

- dans de nombreux cas, ces oolithes sont fragmentées indiquant un transport probable.

En conclusion, les oolithes tout comme les bioclastes sont certainement allochtones.

. dans la série de Narguechoum, les calcaires oolithiques du Lias inférieur et moyen sont totalement micritisés, sans structure visible. La taille moyenne des oolithes est comprise entre 0,20 et 0,25 mm. Celles-ci sont associées à des stromatolites et pellets, évoquant un milieu de sédimentation peu profond situé dans la zone intertidale.

3.3. Les faciès de bassin (sens large)

Ils sont représentés dans toutes les séries de la région de Taourirt (Titeft, Narguechoum, Mesgout, Narguechoum, Tirrémi et Gouttitir) et de la région de Mhirija (Kébibicha et Haloua-Richa). On distingue :

- 3.3.1. Les calcaires noirs domériens
- 3.3.2. Les marno-calcaires
- 3.3.3. Les calcaires noirs à Cancellophycus
- 3.3.4. Les grès et les calcaires gréseux

3.3.1. Les calcaires noirs domériens

Ils se présentent en bancs décimétriques, de couleur noire à Titeft, Narguechoum et Kébibicha, et de couleur grise à Tirrémi. Les calcaires noirs sont micritiques, contiennent de nombreux bioclastes (10 à 40 % du volume de la roche) et quelques débris ferruginisés. La taille moyenne de ces éléments est de 0,15 mm. La nature des bioclastes est la suivante :

- foraminifères
- tests de bivalves
- coquilles d'ostracodes
- spicules de spongiaires

Le sommet des formations de Titeft et Narguechoum se termine par des surfaces de discontinuité parsemées d'ammonites et de bélemnites. L'apparition d'ammonites peut signifier une ouverture de plus en plus marquée vers le large s'accompagnant probablement d'un approfondissement. Quant aux calcaires de Kébibicha et Tirrémi, ils sont finement bioclastiques et renferment une faune d'ammonites et de brachiopodes. Par les restes d'organismes qu'ils renferment, les calcaires domériens caractérisent des milieux ouverts.

3.3.2. Les marno-calcaires

Ils sont représentés dans toutes les séries des régions de Taourirt, Mhirija à partir du Toarcien. Les bancs calcaires ou calcaires marneux (mudstones) qu'ils renferment sont décimétriques, de couleur généralement grise avec des ammonites et de rares débris d'organismes. Les marnes vert olive, centimétriques, témoignent d'un milieu infratidal de basse énergie.

La microfaune (foraminifères et ostracodes) et la macrofaune (ammonites) sont la marque d'un milieu de haute mer. Celui-ci, relativement profond et calme, se poursuit au Bajocien, *caractérise des marnes et des calcaires.* Ainsi à Titeft, nous avons décrit cinq séquences bajociennes (p. 19) où se succèdent des marnes à rares posidonomyes, des calcaires marneux à rares bioclastes et des calcaires compacts beaucoup plus bioclastiques. Dans les calcaires marneux se débitant en aiguilles, on assiste à une recristallisation du sédiment calcaire originel (fig.74), par contre dans les calcaires compacts, il n'y a pas de recristallisation (fig.75).

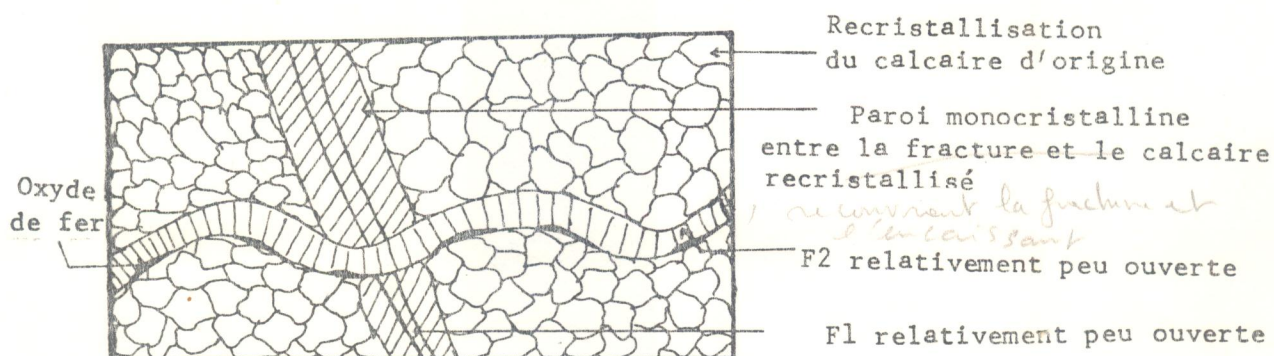


Fig.74 Recristallisation due à une forte circulation d'eau le long de la fracture F1 dans des calcaires marneux bajociens

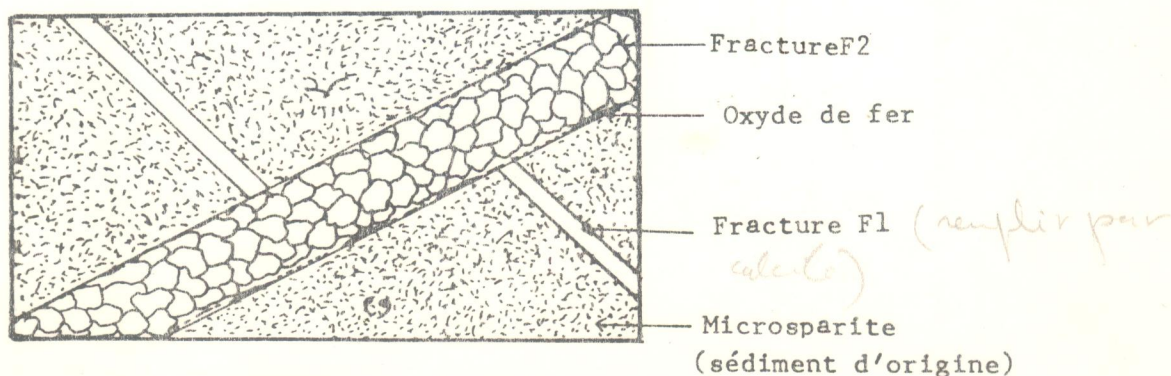


Fig.75 Fracturation sans recristallisation dans des calcaires bajociens

mentionner d'is le
texte le remplissage
de F1

Les fractures F1 sont remplies uniquement par de la calcite pure. Les F2 sont remplies tout d'abord par de l'oxyde de fer puis par de la calcite. L'existence des fractures F1 serait une condition nécessaire, mais pas suffisante pour la recristallisation de la matrice ; il faut en plus une forte circulation le long des fractures F1. Ce qui n'a pas toujours eu lieu dans les calcaires compacts.

Par contre dans les calcaires se débitant en aiguilles, on voit se développer une mosaïque de sparite de recristallisation liée à des circulations de solutions riches en carbonate dissous dans les fractures F1. Les fractures F2 n'entraînent pas de recristallisation du faciès d'origine, mais sont comblées par le remplissage mentionné ci-dessus.

On peut rencontrer un autre type de fracturation (fracturation Fo) dont le remplissage est différent de celui de F1 et F2. Son remplissage commence par une précipitation de dolomite ferrifère, puis de calcite. Enfin, il se produit une calcitisation de la dolomite dont il ne reste que des traces d'oxyde de fer (phénomène de dédolomitisation). Cette calcitisation sélective s'effectue dans un champ de contraintes tectoniques.

A Mesgout Narguechoum, les marnes vert olive prédominent. Nous avons vu qu'elles étaient resédimentées à la faveur de glissements synsédimentaires.

Au Toarcien et au Bajocien, le faciès marno-calcaire représenté par des micrites et biomicrites à rares débris d'organismes et à faune d'ammonites, reflète une sédimentation relativement profonde en milieu calme.

3.3.3. Calcaires noirs à Cancellophycus (fig. 5, Pl. 5)

Ils sont représentés à l'Aalénien et se trouvent uniquement dans la région de Taourirt et Mhirija.

X L Des calcaires noirs à Cancellophycus se présentent en bancs décimétriques pouvant former de petites barres (Titeft, Mesgout Nargouchoum et Narguechoum), en bancs parallèles, jointifs (Tirréri, Halou-Richa et Kébibicha) ou en alternance avec des lits centimétriques de marnes verdâtres (Gouttitir). Les Zoophycos correspondent à des traces nutritionnelles d'animaux vermiformes, limivores (A. Seillacher, 1967) et se situent dans des biotopes calmes, relativement profonds, assez peu oxygénés.

X Le sédiment est micritique et finement bioclastique dans toutes les coupes mentionnées ci-dessus. Il contient des brachiopodes et des fragments de bélemnites ^{a Tirrémi} ~~de Tirrémi~~ et plus généralement des spicules de spongiaires et des tests minces de bivalves. Cette sédimentation s'effectue dans un milieu relativement profond, calme.

3.3.4. Grès et calcaires gréseux

a - Description

La présence de niveaux gréseux dans la région de Taourirt caractérise le passage Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (A. Alem, 1964). Cette sédimentation détritique se rencontre dans les séries de Tirrémi et de Madouer.

X A Tirrémi, les bancs silteux brun roux sont intercalés dans les dépôts marno-calcaires, pélagiques de la formation des marnes et grès de Tirrémi. Ils montrent des pistes de bivalves (*Chevronichnus* ; fig. 8, Pl. 5) et quelques groove casts. Ces bancs silteux à surfaces planes et parallèles sont des mudstones à wackstones, à grains très fins (taille moyenne 15 μ m). Ils renferment des tests de bivalves et de rares coquilles d'ostracodes ferruginisées. Ces bancs peuvent être considérés comme des turbidites distales.

X Au-dessus, il existe des bancs lenticulaires de calcaire gréseux **ravinants**. Ce sont des calcaires à grains de quartz plus ou moins grossiers (taille moyenne 0,29 mm ; fig. 7, Pl. 5). Il s'agit de packstones ou wackstones riches en débris d'échinodermes (5 à 30 % d'entroques et de radioles) auxquels se mêlent rarement des intraclastes et des tests de bivalves. Le ciment non recristallisé est micritique. Un grano-classement existe dans les bancs, plus ou moins détruit par la bioturbation et souvent difficile à percevoir à l'oeil nu.

A Titeft-Mdaouer, les calcaires gréseux roux lenticulaires sont plus fins (taille moyenne 0,11 mm) et plus ou moins laminés. Les bioclastes associés au quartz (30 % du total des grains) sont surtout des entroques et des radioles, généralement auréolées de calcite, plus rarement des débris de bivalves de forme et de taille variées, fréquemment micritisées, et des lithoclastes. Le ciment est par endroits dolomitique. Les cristaux de dolomite xénomorphes ou hexagonaux constituent 10 à 40 % du volume total du sédiment. L'examen microscopique des calcaires gréseux de Tirrémi et de Titeft-Mdaouer a été complété par une analyse granulométrique.

b - analyse granulométrique des lentilles de calcaires
gréseux des séries de Tirremi et Titeft-Mdaouer.

Les analyses granulométriques sont représentées graphiquement au moyen de courbes cumulatives. Le diamètre des grains est porté en abscisse. Par **convention**, les diamètres des grains vont en décroissant de la gauche vers la droite. Sur l'axe des ordonnées sont portés les pourcentages en poids des tamisats cumulés. Pour comparer les différentes courbes entre elles, on utilise les paramètres suivants :

- la médiane Md, ou diamètre du grain, en mm, correspondant à l'ordonnée 50 %.
- les quartiles, Q1 et Q3, ou diamètre des grains, en mm, correspondant aux ordonnées 25 et 75 %.

Ces paramètres permettent de définir :

- X - le coefficient de classement = $S_o = \sqrt{\frac{Q1}{Q3}}$ ou coefficient de tri de Trask. Ce coefficient est d'autant plus grand que le sédiment est moins bien classé.

- . coefficient inférieur à 2,5 : sédiment bien classé
- . coefficient supérieur à 4 : sédiment mal classé.

- X - le coefficient d'assymétrie = $\frac{Q1 \times Q3}{Md^2}$ ou pente de Trask.

Il exprime la symétrie de la courbe par rapport à la médiane :

- . coefficient supérieur à 1 : les gros grains sont moins bien triés que les fins.
- . coefficient inférieur à 1 : les gros grains sont mieux triés que les fins.

- les courbes de fréquence

Les résultats obtenus par tamisage permettent aussi la construction de courbes de fréquence donnant pour chaque diamètre de grain porté en abscisse, le poids de sédiment correspondant. Ce type de diagramme permet de déduire le mode ou dimension des grains les plus abondants.

c - Valeurs (en mm) des indices granulométriques

coupes	Echantillon	Q25	Md	Q75	Asq	So
TIRREMI	8a ₁	0,44	0,30	0,22	1,06	1,41
	8a ₂	0,35	0,24	0,15	1,05	1,50
MDAOUER	1	0,25	0,13	0,17	1,40	1,67
	2	0,09	0,10	0,07	1,19	1,56

- le coefficient So de Trask

Dans les deux coupes, on constate que le coefficient de classement de Trask est inférieur à 2,5 , ce qui indique un bon classement des grains de quartz. Mais on peut remarquer que le coefficient de tri est plus faible à Tirrémi qu'à Titeft. Les calcaires gréseux de Tirrémi sont donc mieux classés que ceux de Titeft-Mdaouer.

✕ - L'assymétrie (coefficient Asq de Trask)

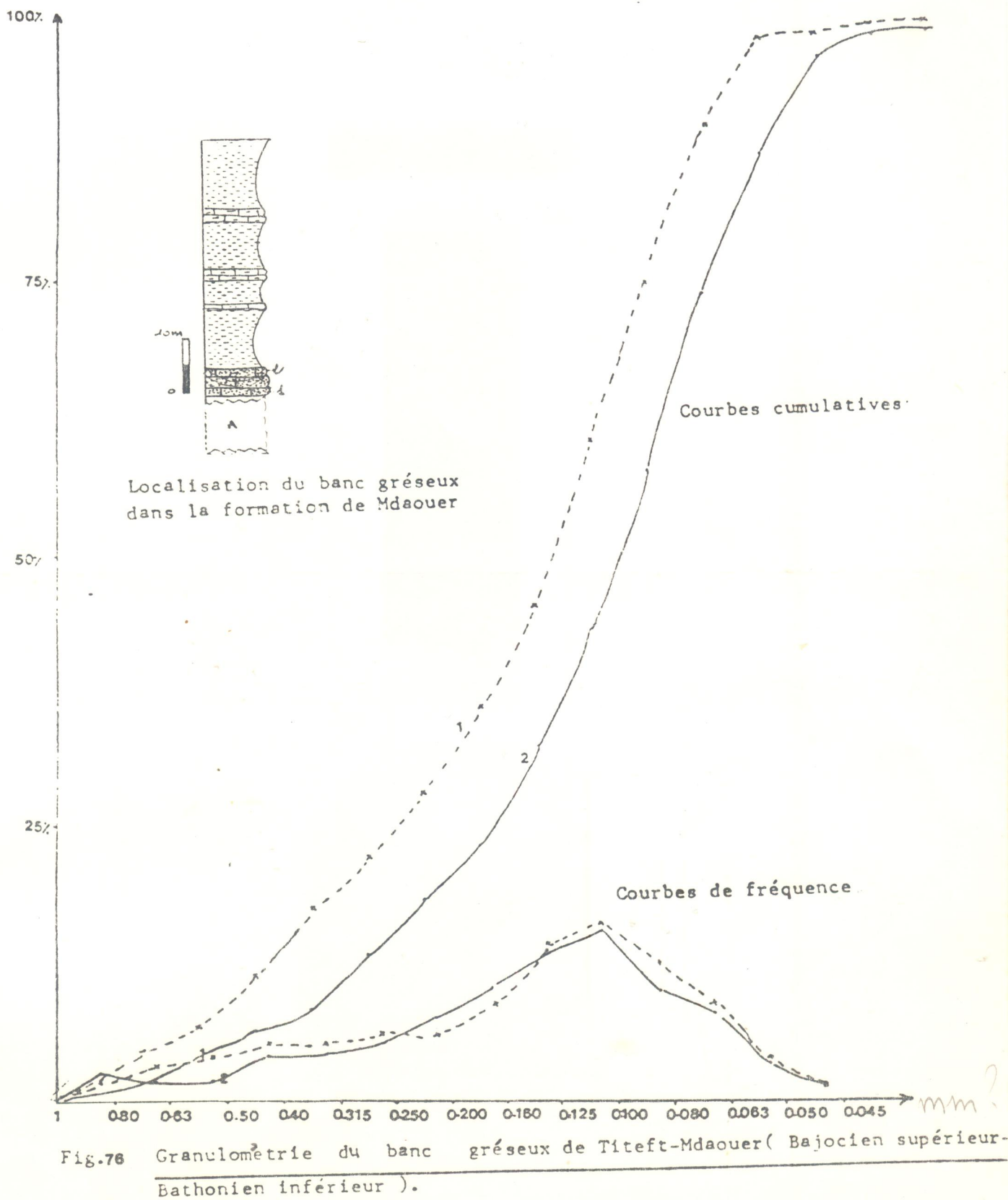
A Titeft-Mdaouer, l'assymétrie est supérieure à 1, ce qui indique un meilleur classement des grains fins. Au contraire, à Tirrémi les grains fins sont moins bien triés.

- Les courbes de fréquence (fig.76 & 77)

Il existe pour les deux secteurs un seul type unimodal de courbes de fréquence. A Mdaouer, le mode correspond à des grains plus fins (0,08 à 0,01 mm) qu'à Tirrémi (0,25 à 0,30 mm).

- Les courbes cumulatives (fig.76 & 77)

Les courbes cumulatives correspondant aux moitiés inférieure et supérieure du banc calcaire gréseux de Mdaouer, indiquent une grano-décroissance de la base vers le sommet.



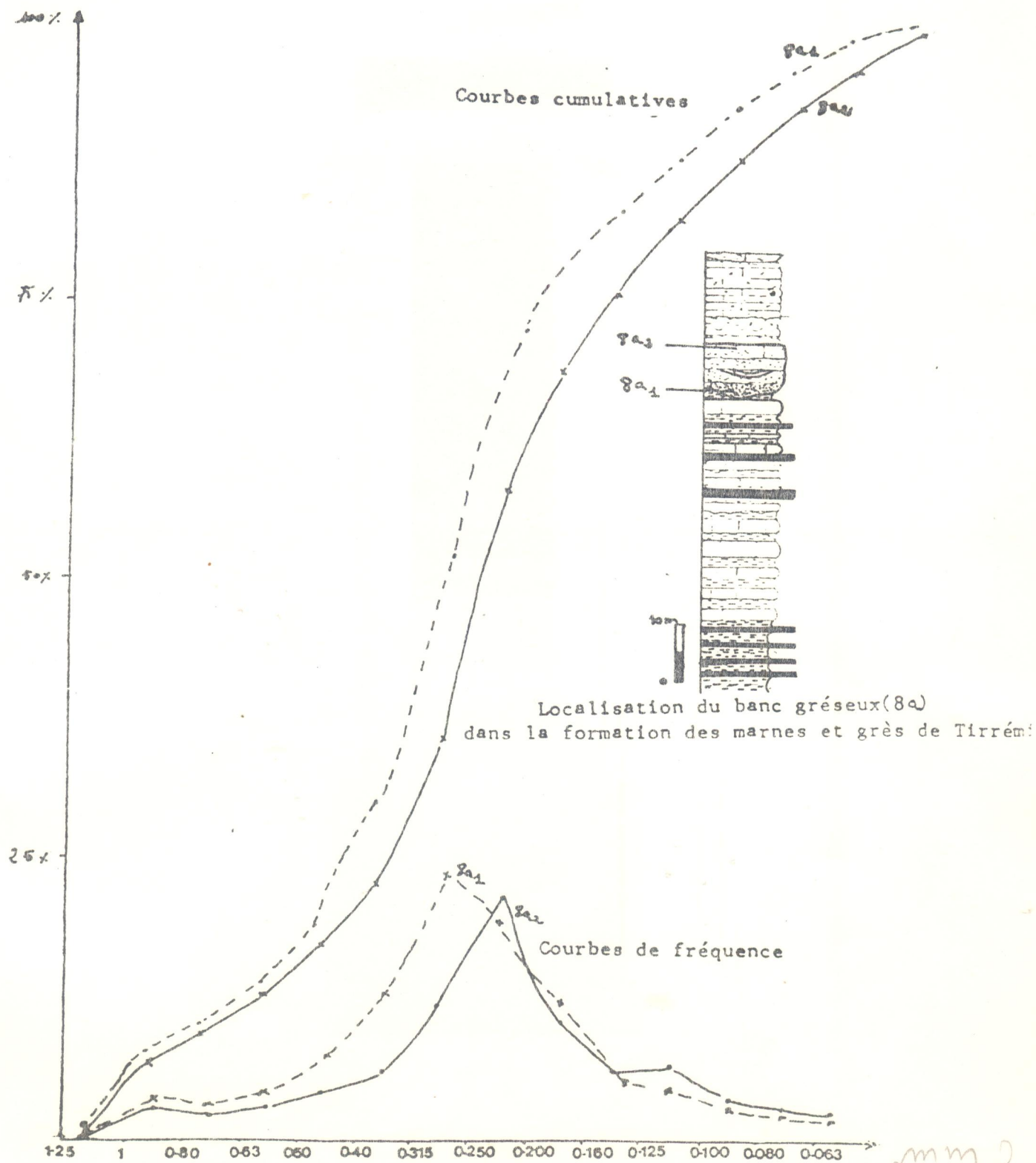


Fig.77 Granulométrie du banc gréseux (8a) de Tírrémi (Bathonien inférieur)

A Tirremi, il apparaît aussi une grano-décroissance de la base du terme gréseux 8a, vers le sommet.

L'aspect sur le terrain de la formation des marnes et des grès de Tirrémi (marnes à turbidites brunes et à calcaires gréseux lenticulaires), la tendance générale vers une décroissance de la taille des grains de la base du terme gréseux lenticulaire (8a) vers le sommet évoque la présence du terme A de la séquence de Bouma. Les mesures des sens de courant à Tirrémi semblent traduire un apport du matériel terrigène de Tirrémi vers Mdaouer. Cependant un classement meilleur à Mdaouer qu'à Tirrémi peut signifier l'adjonction d'apports latéraux entre les deux points. Les grès lenticulaires de Mdaouer et de Tirrémi ne pourraient alors faire partie d'un apport unique.

Les turbidites de la série de Tirrémi, interstratifiées dans des faciès marno-calcaires indiquent bien sûr des milieux nettement plus profonds que les milieux de plate-forme. Elles sont cependant plus proximales que celles observées à Mdaouer dont la taille des grains est nettement moindre.

D - LES DOLOMIES : RECAPITULATION ET COMPARAISON

1. Rappel des connaissances actuelles

1.1. Modèles paléogéographiques (et climatiques)

Dans toutes les séries étudiées, les dépôts carbonatés du Lias inférieur de la région de Taourirt et du Lias moyen au Dogger inférieur de la région de Debdou, ont subi des phases de dolomitisation. Cette dernière est moins importante dans la région de Taourirt et Mhirija que dans la région de Debdou où pratiquement toute la roche est affectée par la dolomitisation.

La genèse des ^{différents types de remembre} dolomies s'est faite dans des milieux peu profonds, selon trois modèles : -celui de "Dorag" (fig. 78, (10)), établie pour des roches anciennes) et que j'ai ajouté sur le profil de A. Michard ;

-le modèle dit "seepage reflux" ;
et-le modèle "Evaporative pumping".

*de la zone fine
(Dogger à l'ouest)
"Dorag"*

On remarquera que les dolomies structurales et les dolomies dites "profondes" sont exclues du schéma de Michard (1969).

Les dolomies étudiées sur les bordures du bassin de Guercif ne montrent aucun indice de milieu hypersalin ; elles ne sont donc pas le résultat d'une précipitation directe par évaporation qui aurait pu conduire également au dépôt de gypse.

L'absence de traces d'évaporites montre qu'il n'y a pas eu de précipitation de gypse. La dolomie résulte en fait d'une diagenèse de remplacement dans des eaux marines plus ou moins diluées par des eaux douces. En effet la dolomite peut se former en milieu saumâtre pour des valeurs du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} beaucoup plus basses qu'en milieu hypersalin (Folk et Land, 1975, fig. 79).

Les faciès dolomitiques observés occupent une place bien déterminée dans le tableau de la classification des faciès:

	Plate-forme interne	Plate-forme externe	Bassin (sens large)
Supratidal	● Calcaire micritique à structures fenestrées (Titeft et Granza; Lias inférieur et moyen) ► Dolomies à laminites des Hauts Plateaux; Aalénien-Bajocien)		
Intertidal	► Calcaire dolomitique plus ou moins argileux (région de Debdou; Toarcien) ► Dolomies à oncolites (Flouch, Aalénien; Narguechoum, Lias inférieur) ► Dolomies gréseuses (région de Debdou, Lias moyen)	→ <i>Plate-forme interne</i>	
Infratidal élevé		● Calcaire à oolites micritiques (Flouch, Aalénien) ● Calcaire à oolites à structure radiaire (Debdou, Lias moyen) ► Calcaire dolomitique bioclastique (Flouch, Lias moyen) ● Calcaire bioclastique (Gouttitir, Lias moyen)	
Infratidal inférieur			● Calcaire gréseux (région de Taourirt, Bathonien inférieur) ● Calcaire bioclastique à gros grains (Titeft, Bajocien) ● Calcaire à Cancellophycus (région de Mhirija et Taourirt, Aalénien) ● Marno-calcaire et calcaire argileux à grains fins (Titeft, Bajocien) ● Marnes verdâtres (région de Mhirija-Taourirt, Bajocien)

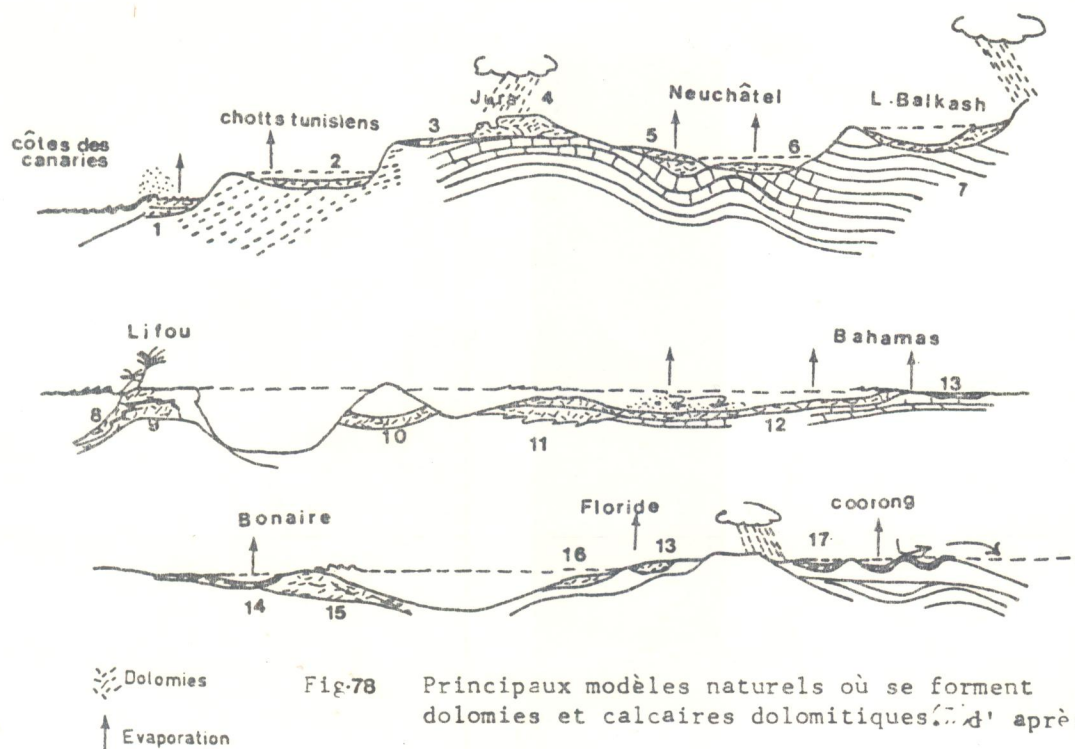


Fig-78 Principaux modèles naturels où se forment dolomies et calcaires dolomitiques. d'après A. MICHARD (1969)

- 1= dolomitisation supra-et intertidale(sur calcarénites aspergées d'embrun).
- 2= dolomies de lacs sub-asséchés.
- 3= sable dolomitique.
- 4= calcaires plus ou moins dolomitiques de ~~dé~~dolomitisation semi-profonde.
- 5= encroûtements pédogénétiques calcaro-dolomitiques.
- 6= calcaires dolomitiques de lacs magnésiens euxiniques.
- 7= calcaires dolomitiques de lacs tièdes.
- 8= brèches dolomitiques de talus périrécifal.
- 9= dolomies récifales, surtout sous les lagons sursalés.
- 10= dolomies formées sous l'interaction entre les eaux marines et les eaux douces.
- 11= dolomies saccharoïdes: dolomitisation à partir de faciès de bassin, de haut-fond, de talus.
- 12= dolomies de bassins confinés à tendance euxinique.
- 13= dolomies de lagunes sursalées, croûtes supratidales.
- 14= dolomies bioclastiques stratifiées.
- 15= calcaires à accidents dolomitiques; diagenèse incomplète souvent sélective en milieux divers.
- 16= dolomies ou calcaires dolomitiques resédimentés.
- 17= dolomies de lacs ou lagunes dessalés.

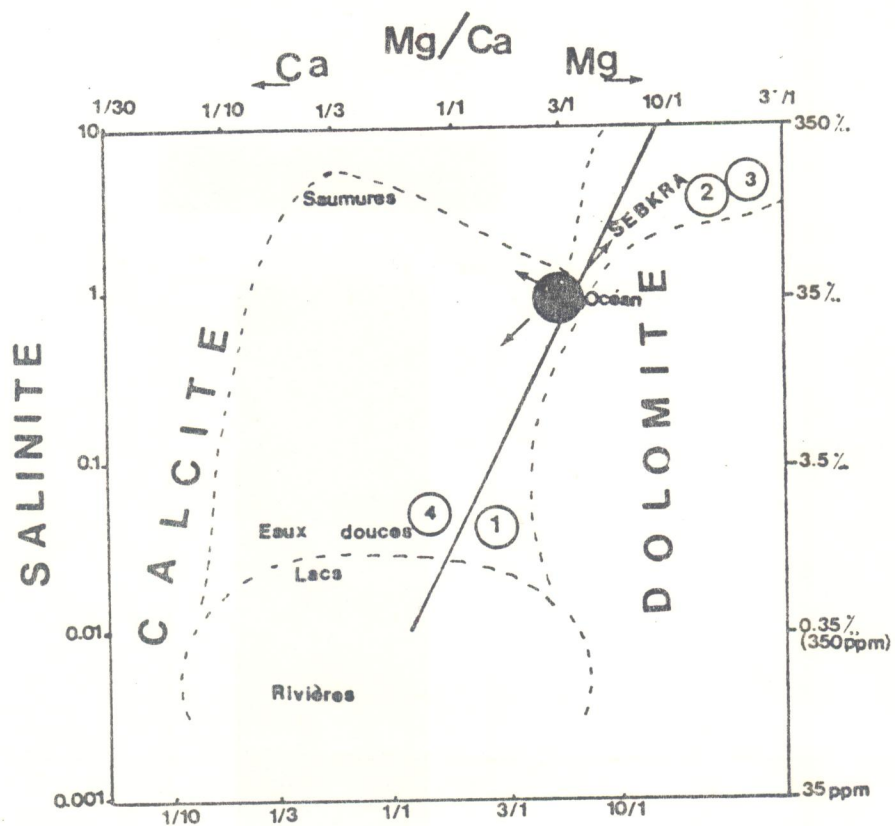


Fig.79 Diagramme montrant le domaine de formation de la dolomite et de la calcite en fonction de la salinité et du rapport Mg/Ca . La limite oblique entre les deux domaines indique que la dolomite ne se forme dans les milieux sursaturés que pour des valeurs élevées de Mg/Ca (de l'ordre de 5 à 10) ; par contre, si la salinité et la vitesse de cristallisation diminuent, la dolomite peut se former pour des valeurs de Mg/Ca beaucoup plus basses (de 1 à 3 en moyenne). (d'après Folk et Land, 1975).

↗ Evaporation

↘ Dilution

- ① modèle "Dorag" Badiozamani K. (1973).
- ② "seepage reflux" Deffeyes et al. (1965).
- ③ "evaporative pumping" Hsu et Siegenthaler, (1969).
- ④ Calcitisation de la dolosparite : dédolomitisation

J'ai distingué deux principaux types de dolomies :

2.1. Les dolomies des Hauts Plateaux

2.2. Les dolomies de la région de Taourirt.

2.1. Les dolomies des Hauts Plateaux sont invariablement des dolomicrites ou des dolosparites. Les cristaux de dolomite sont de formes variées, contiennent souvent des inclusions et sont parfois zonés. Ces dolomies sont représentées dans trois types de faciès;

il s'agit du faciès à laminites de l'Aaléno-Bajocien (série de Debdou), déposé dans un milieu supratidal de plateforme interne ; du faciès plus ou moins argileux du Toarcien (série de Granza) dont le dépôt se situe dans un milieu intertidal de plateforme interne, et du faciès gréseux du Lias moyen (coupe de Debdou). Ce dernier indique un milieu intertidal de plateforme interne.

2.2. Les dolomies de la région de Taourirt

Contrairement aux dolomies des Hauts Plateaux, les dolomies de la région de Taourirt ^{appartiennent} ~~pas~~ ^{appartiennent} ~~à un~~ ^{à un} ~~domaine~~ ^{domaine} de plateforme externe. Elles sont représentées par des faciès de :

calcaire dolomitique bioclastique d'âge Lias moyen (Domérien ; coupe de Flouch et de Granza), calcaire dolomitique à oncolites d'âge Aalénien-Bajocien (coupe de Flouch) et de dolomies très finement bioclastiques et à oncolites d'âge Lias inférieur (coupe de Narguechoum).

3. Comparaison avec les modèles disponibles

Parmi tous les processus de dolomitisation (exceptés ceux des dolomies dites profondes et des dolomies structurales) reconnus grâce aux études des environnements actuels ou anciens, et schématisés sur la figure (A. Michard, 1969), je pense que trois seulement peuvent être évoqués pour expliquer la genèse des dolomies du pourtour du bassin de Guercif.

Ces modèles sont les suivants :

a - modèle "Dorag". Pour beaucoup d'auteurs cités par G.R. DAVIES, 1979 (K. Badiozamani, 1973 ; R.L. Folk et L.S. Land, 1975), une masse importante de dolomies peut être formée ^{par} sous l'interaction entre les eaux douces et les eaux marines (modèle 10, fig. 78).

b - modèle dit "seepage reflux". Il a été défini par Deffeyes et al. (1965). Il suppose une circulation perdescensum de solutions dolomitisantes dans un milieu supratidal (modèle 15, fig. 78).

c - modèle dit "Evaporative pumping". Il a été défini par Hsu et Siegenthaler (1969), à partir d'expériences de laboratoire. La circulation des solutions dolomitisantes se fait cette fois de bas en haut.

3.1. Dans la région de Debdou

(aspect pétrographique) # données pétrographiques

La dominance des dolomitisations partielles ou sporadiques (cas des dolomies à cristaux zonés), des dédolomitisations, la conservation des figures sédimentaires qui témoignent d'un milieu très proche de l'émersion ou même temporairement émergé, permettent de penser que les modèles b et c peuvent s'appliquer au cas des dolomies des Hauts Plateaux.

Une dolomitisation par "seepage reflux" serait envisageable par une évaporation produisant des saumures denses (rapport Mg/Ca élevé) qui pénètrent dans le sédiment perméable et circulent latéralement par gravité vers la pleine mer en dolomitisant le matériel traversé.

Dans le cas d'une genèse par "evaporative pumping", les dolomies des Hauts Plateaux offrent toujours des indices témoignant de la proximité du continent proche (structures en tee pee, structures fenestrées, niveaux marneux de couleur verdâtre à rougeâtre). On ne peut donc choisir entre ces deux modèles parce qu'il n'y a pas de traces du sens précis de la dolomitisation dans les roches étudiées. Cette incertitude est très fréquente si l'on en juge par un grand nombre de publications.

3.2. Dans la région de Taourirt

Les dolomies de Taourirt peuvent être expliquées par une dolomitisation au front d'une nappe d'eaux douces, continentales ou de pluies. Cette interprétation correspond au modèle de K. Badiozamani, 1973 (modèle (10)

actuellement très utilisé pour les dolosparites. Il est moins sujet à critiques que les deux modèles précédents, bien qu'il ne soit pas non plus totalement démontré, faute d'un équivalent actuel certain.

4. Conclusion

L'évolution paléogéographique peut influencer^{sur} la distribution et la genèse des dolomies de Taourirt. Au Lias inférieur, cette évolution est contrôlée par un jeu en distension d'accidents tardihercyniens (R. Du Dresnay, 1975). Ce jeu conduit à l'ouverture d'un sillon (qui sépare les Hauts Plateaux et le domaine rifain) parsemé d'îles et des hauts-fonds qui peuvent être temporairement émergés, favorisant le fonctionnement du modèle de Badiozamani (1973). Par contre dans la région de Debdou, les modèles b et c peuvent s'appliquer dans l'hypothèse où cette région correspond à une aire continentale envahie très progressivement par la mer du Lias moyen à l'Aaléno-Bajocien.

E - LIAISON ENTRE FACIES ET MINERAUX ARGILEUX.

Au Lias inférieur les apports détritiques sont très fins et très peu importants ; ils sont directement hérités des affleurements paléozoïques.

Les associations de minéraux argileux sont surtout composées d'illite et d'interstratifiés ; la kaolinite s'y ajoute rarement. Une sédimentation argileuse débute au Toarcien qui semble correspondre à une accentuation du mouvement transgressif de la mer, en même temps qu'à un changement du régime des apports terrigènes très fins. En effet, ceux-ci sont composés essentiellement d'illite et de chlorite dans la presque totalité du bassin ; la kaolinite ne subsiste que dans la zone des Hauts Plateaux. Le même régime se poursuit à l'Aalénien avec cependant un ralentissement momentané des apports argileux durant le dépôt des calcaires à *Cancellophycus*. Localement, des environnements protégés peuvent réapparaître (Granza et Debdou) ; la phase argileuse y est composée d'illite, de kaolinite et d'interstratifiés. En dehors de ces zones protégées, le régime de mer ouverte subsiste.

A partir du Bajocien, la sédimentation argileuse reprend activement. Seule la zone stable des Hauts Plateaux reste le siège d'une sédimentation carbonatée de plate-forme. La nature des apports terrigènes est sensiblement la même qu'au Toarcien (association d'illite, de chlorite et d'interstratifiés).

La fraction argileuse des formations bathoniennes de la région de Taourirt est composée principalement d'illite et de chlorite.

F - REPARTITION DES FACIES DU LIAS INFERIEUR AU BATHONIEN INFERIEUR

1. Lias inférieur et début du Lias moyen (fig. 80,p. 134)

Dans toutes les séries étudiées, le Lias inférieur est caractérisé par la prédominance de dolomies intertidales ayant partout les mêmes caractères.

2. Lias moyen (Domérien) (fig. 81,p. 136)

Les faciès du Lias moyen correspondent à des milieux plus diversifiés. Ils contiennent des ammonites dans le domaine occidental, par exemple à Kébibicha où les sédiments sont micritiques, à Titeft-Mdaouer, Tirrémi et Narguechoum où ils sont plus ou moins bioclastiques. Dans le secteur des Hauts Plateaux (région de Debdou), les dépôts de plate-forme prédominent. Ainsi à Debdou et Granza des dépôts de plate-forme interne, représentés par des dolomies gréseuses alternent avec des calcaires de plate-forme externe (calcaires de Debdou). A Flouch, seuls des faciès de plate-forme externe, correspondant aux calcaires dolomitiques bioclastiques sont représentés.

3. Toarcien (fig.82,p. 138)

Le domaine occidental du bassin de Guercif est occupé par des faciès de bassin : marnes verdâtres et marno-calcaires riches en ammonites. Cependant le secteur du jbel Narguechoum se singularise par des marnes rouges et des dolomies rappelant celles du Toarcien des Hauts Plateaux décrites par exemple à Granza à 48 km de là en direction SSE.

Le Toarcien du domaine oriental est représenté par des faciès de plate-forme interne observables dans toutes les coupes de la région de Debdou.

4. Aalénien-Bajocien (fig. 83,p. 139;fig. 84,p.141)

Dans la région de Debdou, les faciès présentent de nombreuses structures sédimentaires (teepees, laminites, birds'eyes, stromatactis...) caractéristiques des milieux supratidaux. Partout ailleurs dans le domaine occidental, ce sont les faciès de bassin qui prédominent avec des calcaires micritiques à Cancelllophycus à l'Aalénien, des marnes et marno-calcaires

au Bajocien. Des slumps sont observés dans ces derniers à Mesgout Narguechoum et à Titeft, tandis que s'y intercalent des turbidites à Tirrémi.

G - ANALYSE SEQUENTIELLE

Les coupes levées dans les trois régions étudiées (Debdou, Mhirija et Taourirt) montrent une séquentialité dans la succession des différents faciès. Celle-ci se fonde sur les variations bathymétriques, hydrodynamiques et faunistiques inscrites dans les sédiments.

Dans les régions de Taourirt et Mhirija, la succession des faciès dans le temps traduit un envahissement progressif du bassin par les mers liasiques. On retiendra, en particulier, que la région de Debdou représente toujours une aire continentale, qui tend à être envahie par la mer de façon très progressive du Lias moyen au Bajocien ; on assiste alors à une alternance entre dépôts de plate-forme externe et dépôts de plate-forme interne.

1. Séquence virtuelle

La séquence virtuelle utilisée comprend de bas en haut et du moins profond au plus profond :

1.1. Faciès de plate-forme interne

- ao - calcaires micritiques à structures fenestrées (birds' eyes) ;
- a1 - dolomie à laminites avec des intercalations de marnes ;
rouge violacé azoïques,
- a2 - dolomies plus ou moins argileuses interstratifiées,
dans des marnes rouges,
- a3 - dolomies à oncolites, à texture packstone-wackstone ;
- a4 - dolomies gréseuses à texture packstone-grainstone ;
renfermant des éléments détritiques (schistes, quartz).

1.2. Faciès de plate-forme externe

- b1 - calcaire à oolithes micritiques à texture grainstone contenant rarement des bioclastes.
- b2 - calcaire à oolithes à structure radiaire et à texture grainstone.
- b3 - calcaire dolomitique et bioclastique.
- X b4 - calcaire bioclastique (coelenterés , polypiers, tests de lamellibranches...).

1.3. Faciès de bassin

- c1 - calcaire gréseux à texture packstone.
- c2 - calcaire bioclastique (spicules de spongiaires, tests de bivalves) à gros éléments oolithisés allochtones, (texture wackstone à packstone) et à ammonites.
- c3 - calcaires micritiques à Cancellophycus.
- c4 - calcaires argileux à texture mudstone.
- c5 - marnes verdâtres à rares posidonomyes.

Cette succession de faciès constitue la série lithologique virtuelle des secteurs occidental et oriental du bassin de Guercif. Certains termes de cette succession, variables suivant les endroits, peuvent faire défaut. C'est pourquoi les coupes de chacune des deux régions orientale et occidentale sont caractérisées par une succession séquentielle particulière.

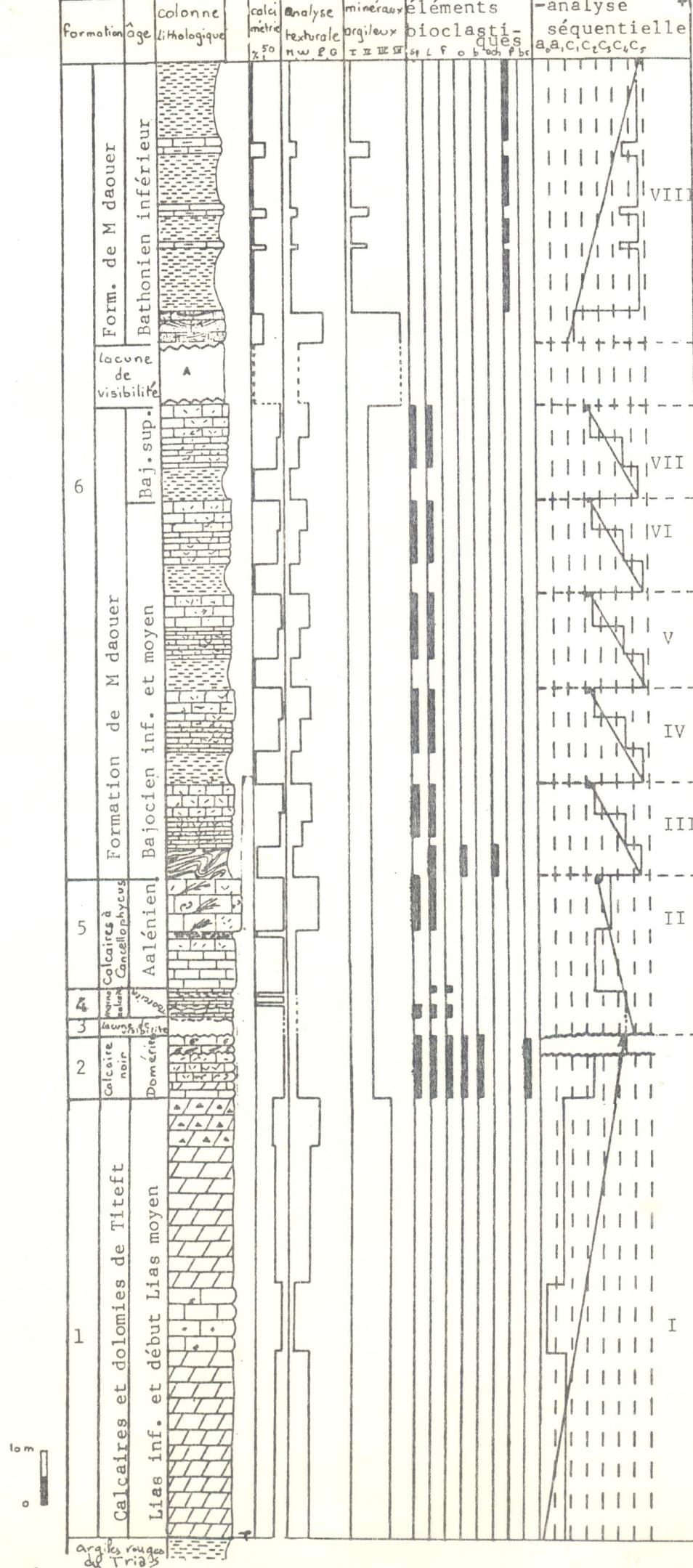
2. Coupes de la région de Taourirt : Tirrémi, Gouttitir, Mesgout Narguechoum, Narguechoum et Titeft.

A Titeft, l'analyse séquentielle (fig.85) montre une évolution transgressive jusqu'au sommet de la formation 2, sous la discontinuité du Domérien. En effet les calcaires et dolomies intertidaux de la base passent à des calcaires finement bioclastiques interrompus par une première discontinuité. Ils deviennent ensuite plus bioclastiques et renferment des ammonites et des bélemnites parsemées sur une deuxième surface de discontinuité.

Le dépôt de ces calcaires semble être lié à deux étapes successives de la transgression. A partir du Toarcien on assiste à une régression marquée par une deuxième séquence représentée par des faciès de moins en moins profonds. Elle débute par des marno-calcaires qui passent aux calcaires bioclastiques puis s'achève par une sédimentation carbonatée représentée par des calcaires à *Cancelllophycus*. Après cet intervalle de sédimentation carbonatée, les faciès redeviennent homogènes, ils correspondent tous à un milieu de bassin subsident. Le bassin semble néanmoins affecté par des saccades de subsidence marquées par cinq séquences de comblement composées chacune de trois termes ; des marnes verdâtres à rares *posidonomyes*, des calcaires plus moins argileux finement bioclastiques et des calcaires compacts bioclastiques. La séquence 8, bathonienne, est transgressive. Elle débute par un banc de calcaire gréseux, passant à des marnes verdâtres et calcaires argileux infratidaux. Les formations de Mdaouer marquent donc un comblement sédimentaire contrôlé par un enfoncement saccadé.

Entre le Lias inférieur et le Domérien, la coupe de Tirrémi (fig.86) présente les mêmes caractères sédimentologiques qu'à Titeft. Ainsi les calcaires et dolomies de la base passent continûment à des calcaires micritiques finement bioclastiques puis aux calcaires bioclastiques à ammonites (séquence transgressive 1). Une deuxième séquence, régressive, amorcée dès le Domérien, se poursuit jusqu'à l'Aalénien ; elle est composée de marnes verdâtres, puis de calcaires et de marnes, et enfin de calcaires à *Cancelllophycus*. A partir du Bajocien, les faciès de bassin se généralisent et s'uniformisent ; la troisième séquence, depuis la base de la formation de Mdzouer jusqu'au sommet de la formation marno-calcaire à arrivées turbiditiques, traduit en effet un accroissement de la subsidence. La dernière séquence (4ème) à éléments bioclastiques et détritiques remaniés semble amorcer une régression.

A Narguechoum (fig. 87), la sédimentation du Lias inférieur et moyen est plus abondante et son évolution plus complexe. Le Lias inférieur et le début du Lias moyen correspondant à une alternance de dépôt de plate-forme interne (dolomies à oncolites) et de plate-forme externe (calcaires oolithiques) marque la première séquence. On passe ensuite à un cycle sédimentaire (séquence 2) avec des calcaires finement bioclastiques puis des calcaires infratidaux interrompus par une discontinuité. Rapidement avec la troisième séquence l'évolution redevient transgressive ; elle débute avec des faciès de plate-forme interne (dolomies plus ou moins argileuses interstratifiées dans des marnes rouges) puis passe à des calcaires à *Cancelllophycus* et à des marno-calcaires.



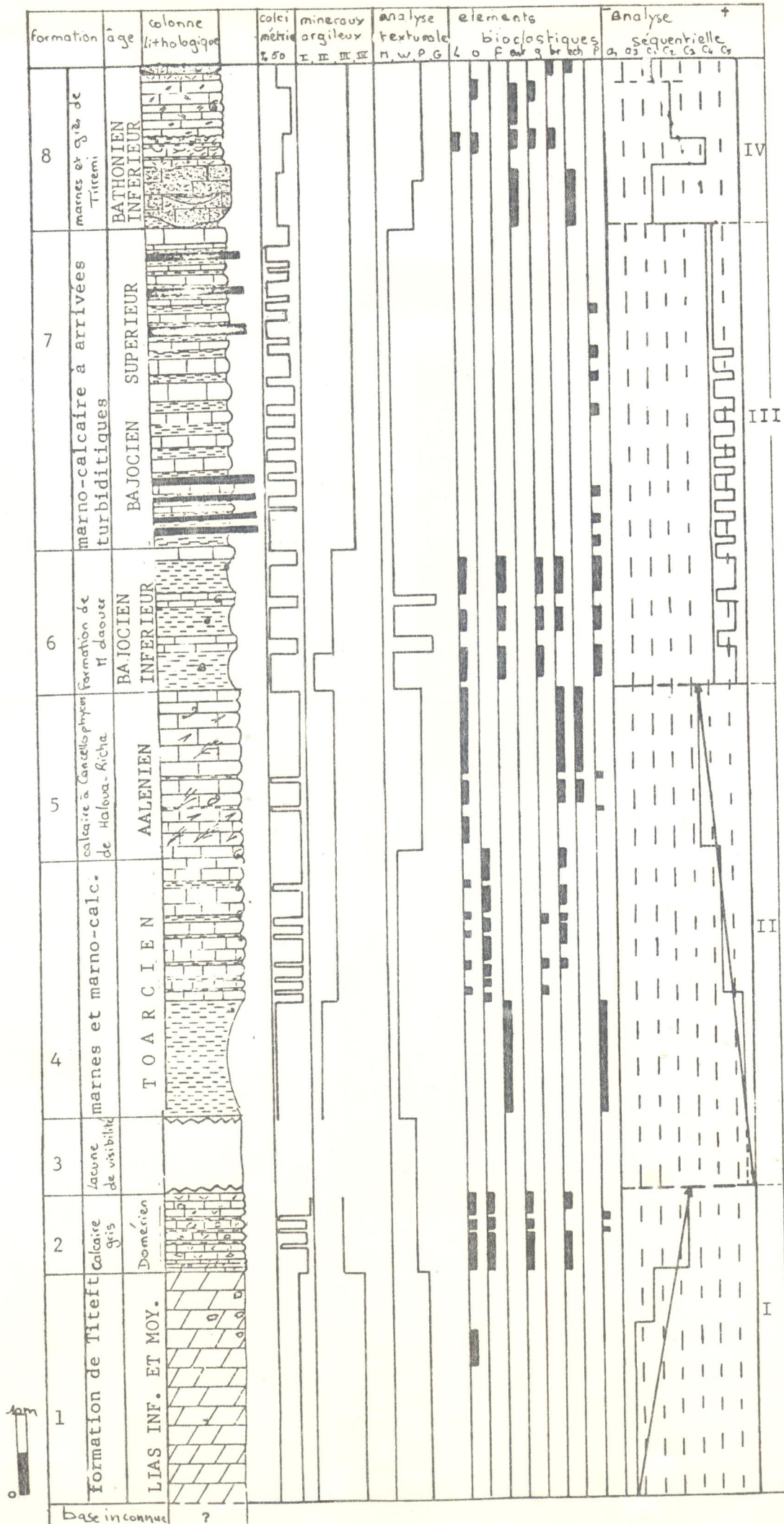


Fig. 86 Analyse micropétrographique de la série de Tirrémi

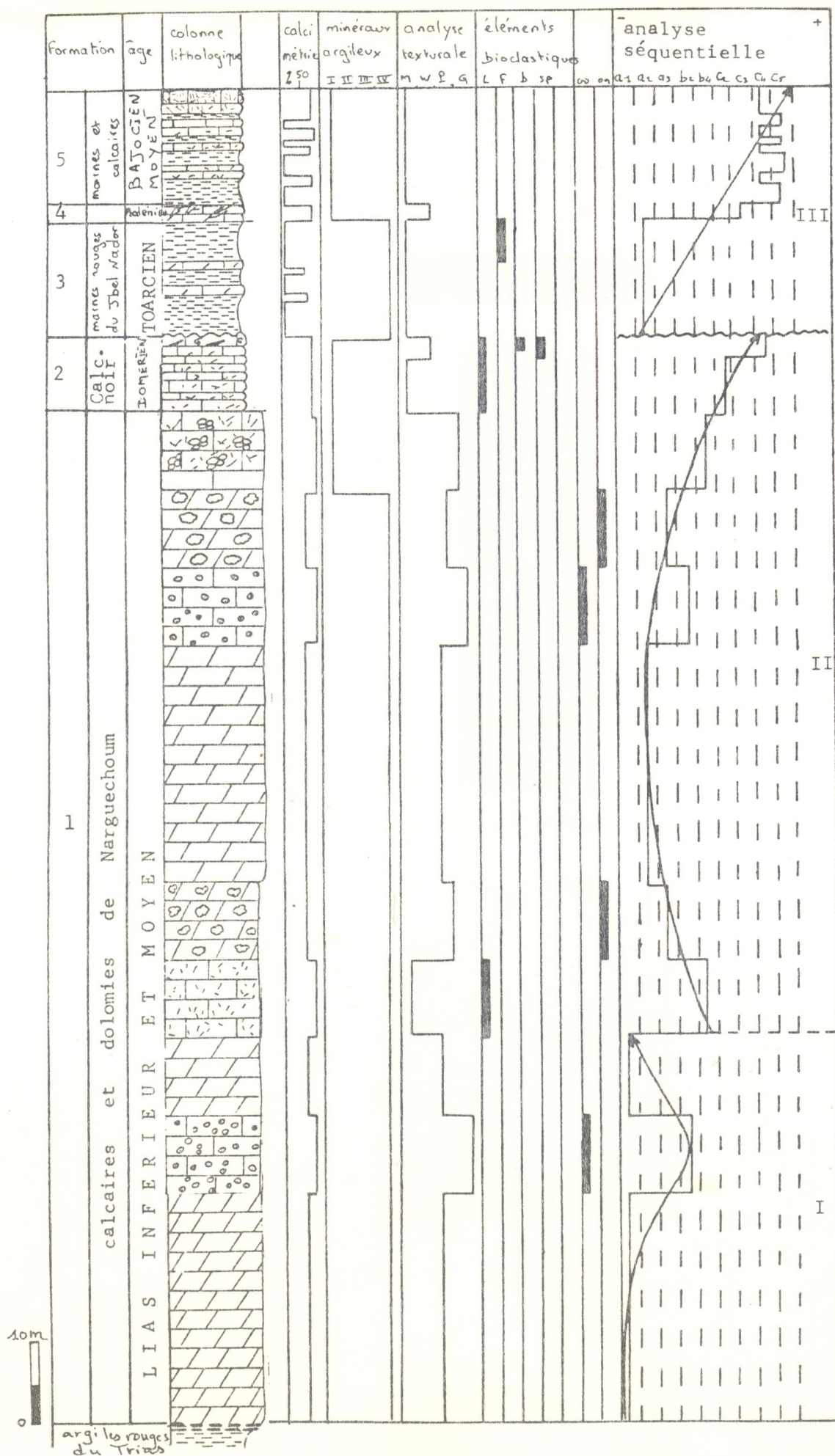


Fig. 87 Analyse micropétrographique de la série de Narguechoum

A Gouttitir (fig. 88), seuls les faciès de plate-forme sont représentés au Lias inférieur et moyen ; les faciès bassin qu'on a observés dès le Domérien à Titeft, Tirrémi, Narguechoum et Kébibicha font défaut. La première séquence débute par des dolomies bioclastiques qui passent progressivement à des dolomies intertidales puis aux calcaires bioclastiques à brachiopodes et bélemnites marquant une ouverture prononcée vers la haute mer. A partir du Toarcien et jusqu'à l'Aalénien on observe une deuxième séquence à tendance régressive traduisant une évolution bathymétrique semblable à celle qui a été observée à Tirrémi. Cette séquence débute par des marnes reflétant un milieu relativement profond, qui passent à des marnocalcaires infratidaux puis aux calcaires à *Cancellolophycus*.

Le terme suivant appartenant à la formation de Mdaouer marque le début d'une troisième séquence (marnes et calcaires argileux).

A Mesgout Narguechoum (fig. 89), les faciès de la séquence 1 (formation 1) appartiennent tous à un milieu intertidal. Le sommet de cette dernière est marquée par une brusque modification du régime de sédimentation ; on passe des faciès dolomitiques intertidaux à des faciès infratidaux relativement profonds, marquant la base d'une deuxième séquence à tendance régressive occupant une partie du Toarcien. Une troisième séquence, régressive, s'étend du Toarcien supérieur à l'Aalénien. Cette dernière s'achève par les calcaires à *Cancellolophycus*. Le Bajocien marque l'installation d'un bassin relativement profond à subsidence active saccadée avec des pentes accusées favorisant des glissements synsédimentaires (séquence 4).

3. Coupes de la région de Mhirija : Haloua-Richa et Kébibicha

A Kébibicha (fig. 90), la transgression débute au Lotharingien. La séquence **correspondante** comprend d'abord des dolomies intertidales riches en brachiopodes, puis des calcaires finement bioclastiques infratidaux, enfin des calcaires à ammonites. Une deuxième séquence, régressive, s'observe ensuite avec des marnes et des calcaires argileux infratidaux passant à des calcaires à *Cancellolophycus* puis à des calcaires dolomitiques, enfin à des dolomies intertidales riches en débris de lamellibranches.

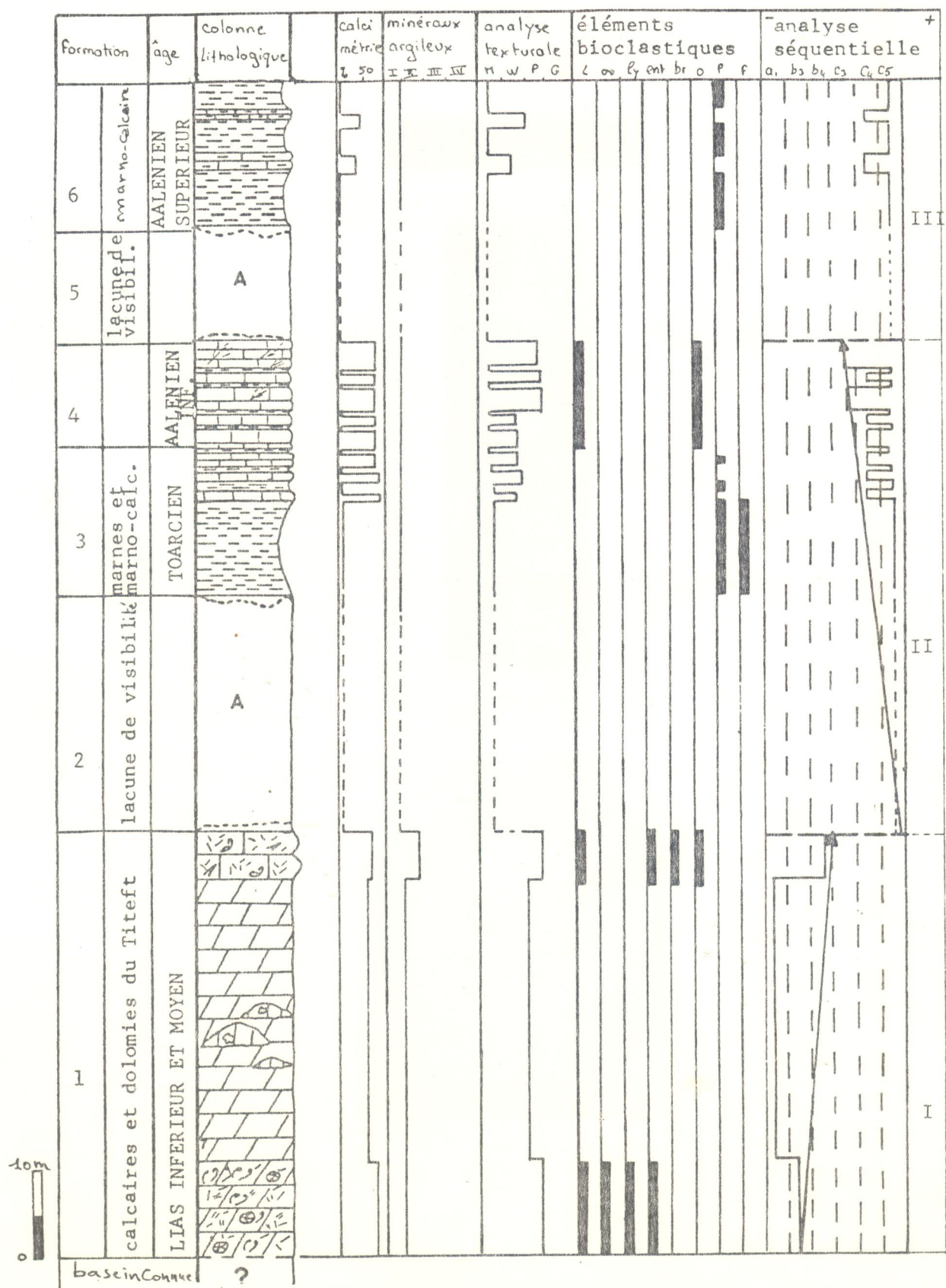


Fig. 88 Analyse micropétrographique de la série de Gouttitir

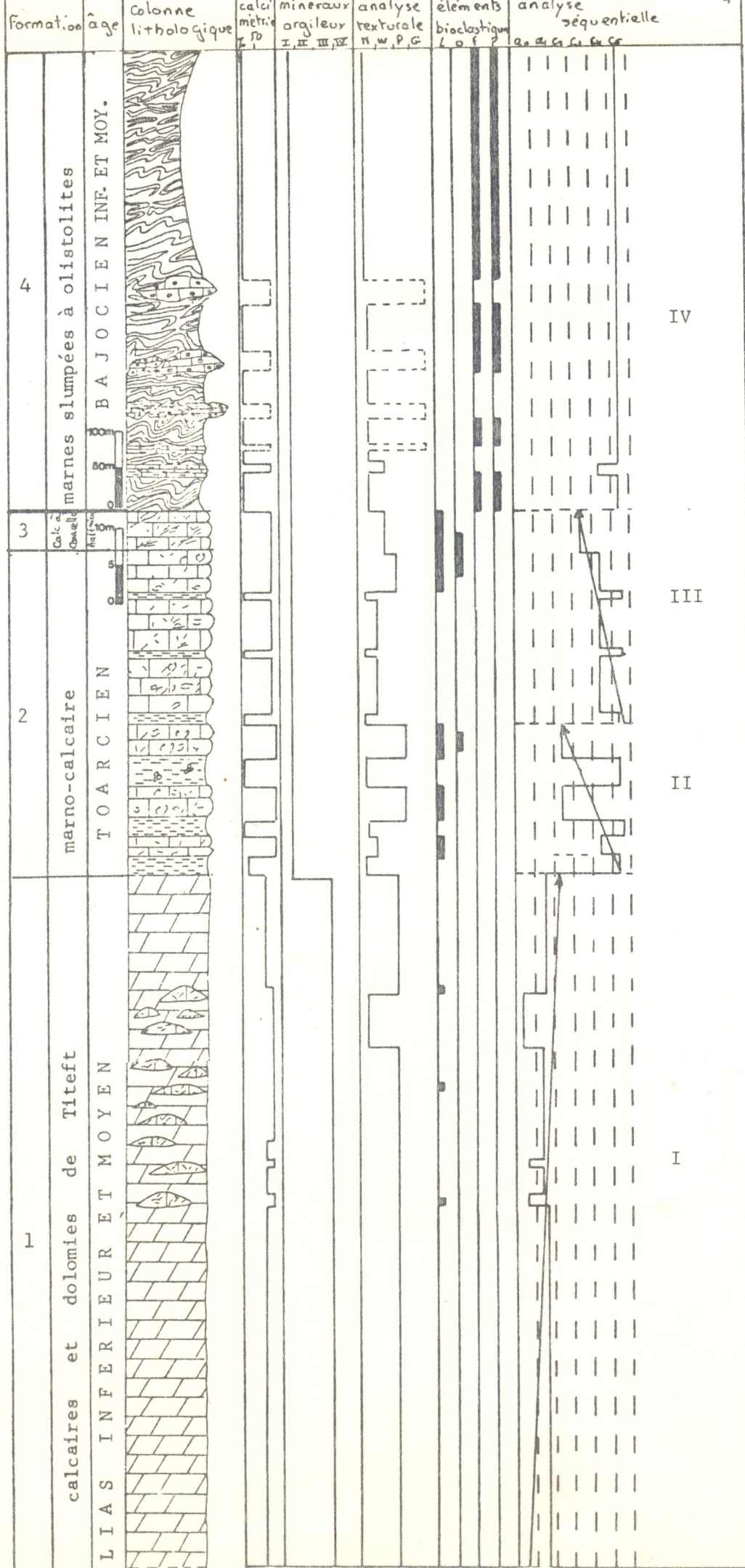


Fig. 89 Analyse micro-pétrographique de la série de Mesgout Narguechoum

X A Haloua-Richa (fig. 91), l'Aalénien vient directement en contact anormal sur les argilites rouges triasiques. L'analyse séquentielle montre d'abord une évolution bathymétrique analogue à celle de Titeft mais plus accentuée, car les calcaires micritiques mudstones passent aux calcaires à Cancelllophycus wackstones, puis aux calcaires bioclastiques infratidaux (partie régressive d'un cycle). Ces derniers sont interrompus par un apport allochtone d'oolithes. La partie transgressive du cycle mène ensuite aux calcaires à Cancelllophycus aaléniens.

Un cycle supérieur, symétrique du premier, correspond d'abord à un approfondissement avec l'apparition des marnes et calcaires marneux bajociens puis à une évolution inverse lorsque des calcaires bioclastiques succèdent aux marnes puis passent à des calcaires à polypiers silicifiés marquant l'approche d'une plate-forme carbonatée.

4. Coupes de la région de Debdou : Debdou, Granza et Flouch

Dans cette région, se sont les dépôts de plate-forme qui prédominent. A la base de chaque série, on observe une alternance entre des dépôts de plate-forme externe et de plate-forme interne.

A Granza (fig. 92), on observe deux séquences régressives. La première séquence débute par des calcaires bioclastiques infratidaux qui passent aux dolomies gréseuses intertidales. Rapidement, la sédimentation redevient infratidale avec des calcaires bioclastiques marquant la base de la deuxième séquence régressive. On passe ensuite successivement à des calcaires dolomitiques bioclastiques, des calcaires à oolithes à structure radiaire, des calcaires à oolithes micritiques, des dolomies intertidales et enfin aux dolomies supratidales des Hauts Plateaux.

A Debdou (fig. 93), l'évolution bathymétrique est parallèle à celle de Granza dans un milieu demeurant moins profond.

J'ai distingué 3 séquences; la première est composée de dolomies gréseuses intertidales qui passent aux calcaires oolithiques infratidaux soulignant une évolution transgressive. En effet, les calcaires micritiques à structures fenestrées et à fentes de dessiccation passent à des calcaires à grains de quartz, puis à des calcaires oolithiques et enfin à des calcaires dolomitiques bioclastiques infratidaux. La troisième séquence est régressive. Elle débute à la base de la formation 3. En effet les calcaires infratidaux d'Aïn

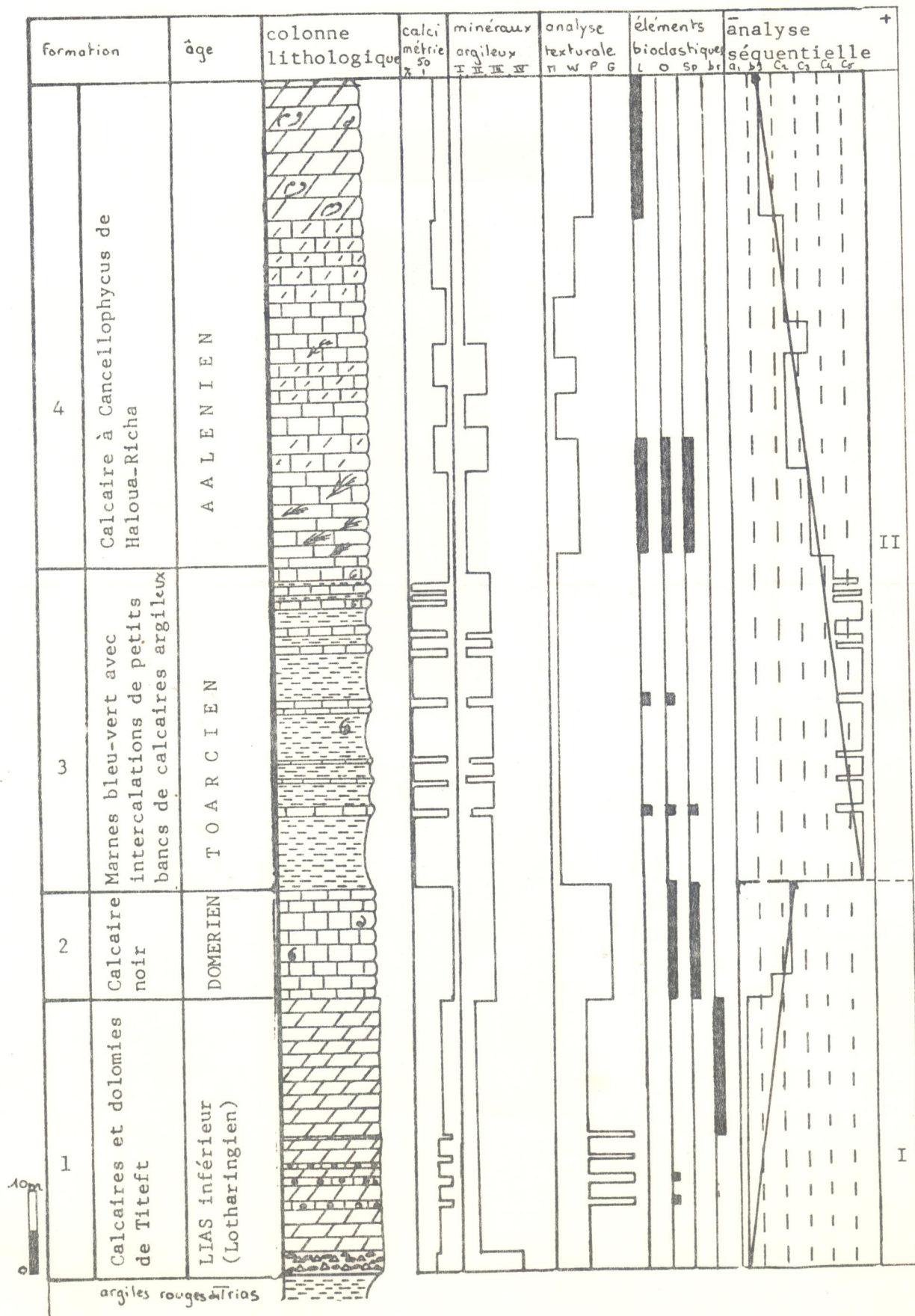


Fig. 90 Analyse micropétrographique de la série de Kebibicha

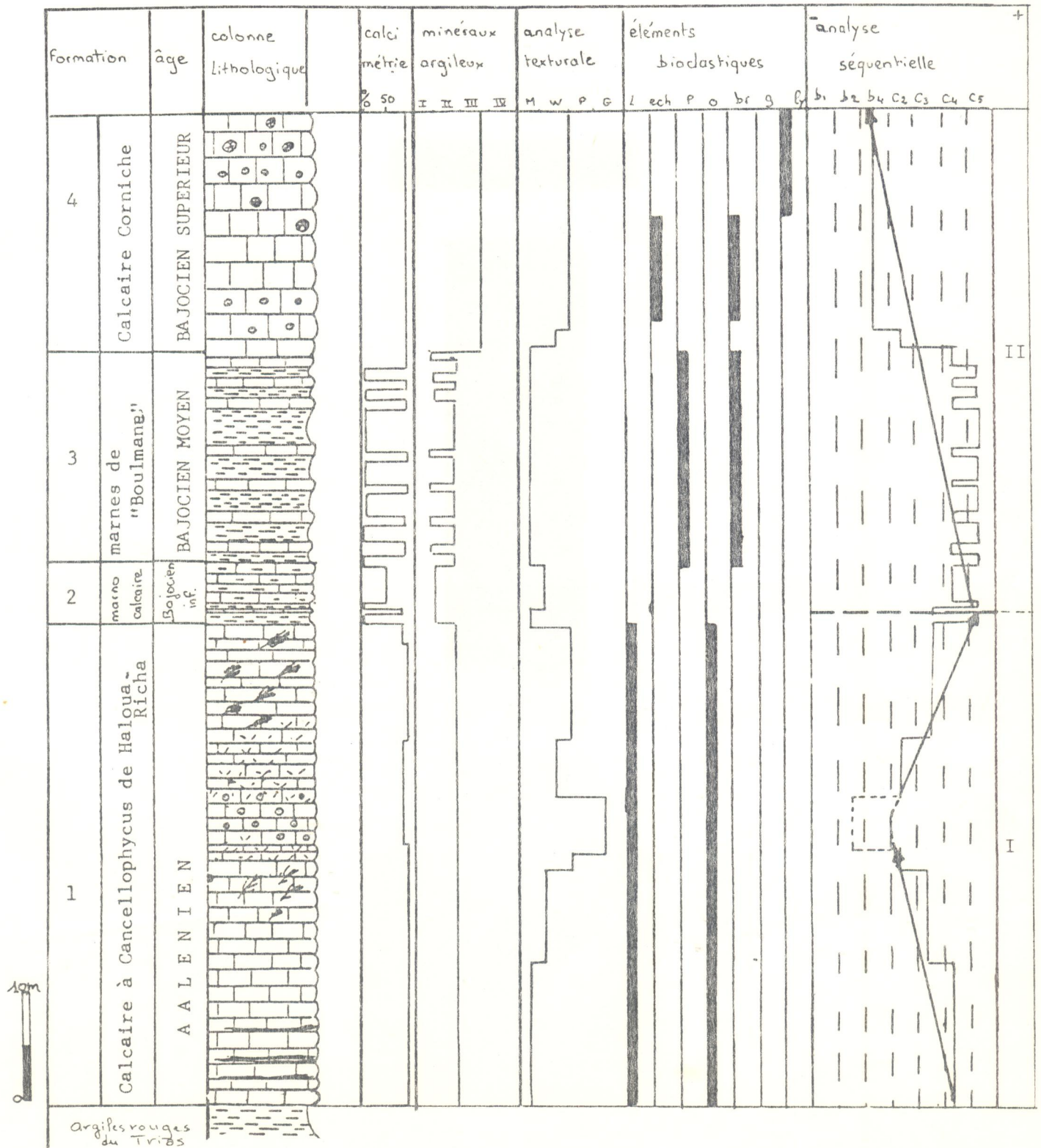


Fig. 91 Analyse micropétrographique de la série de Haloua Richa

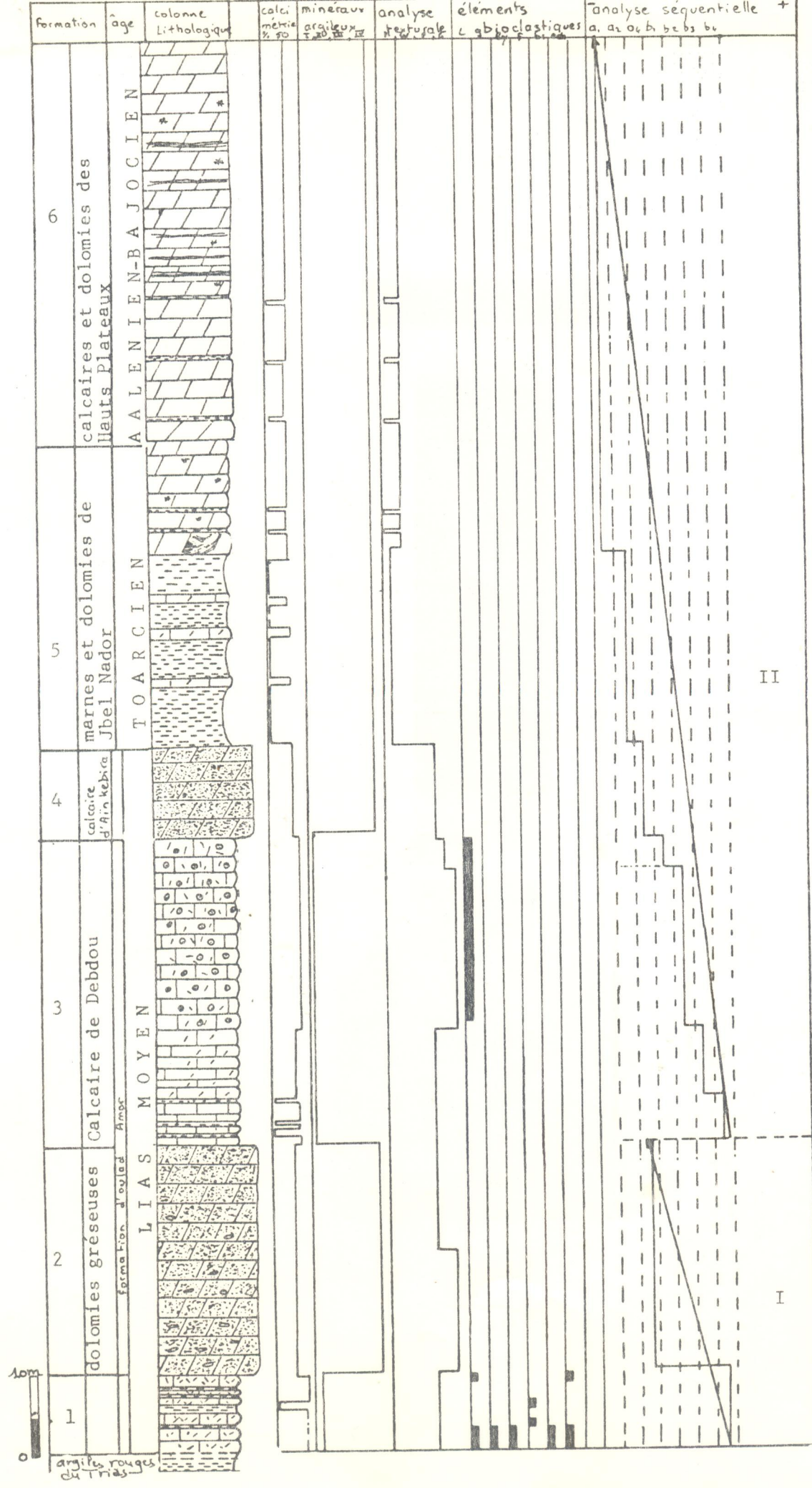


Fig. 92 Analyse micropétrographique de la série de Granza

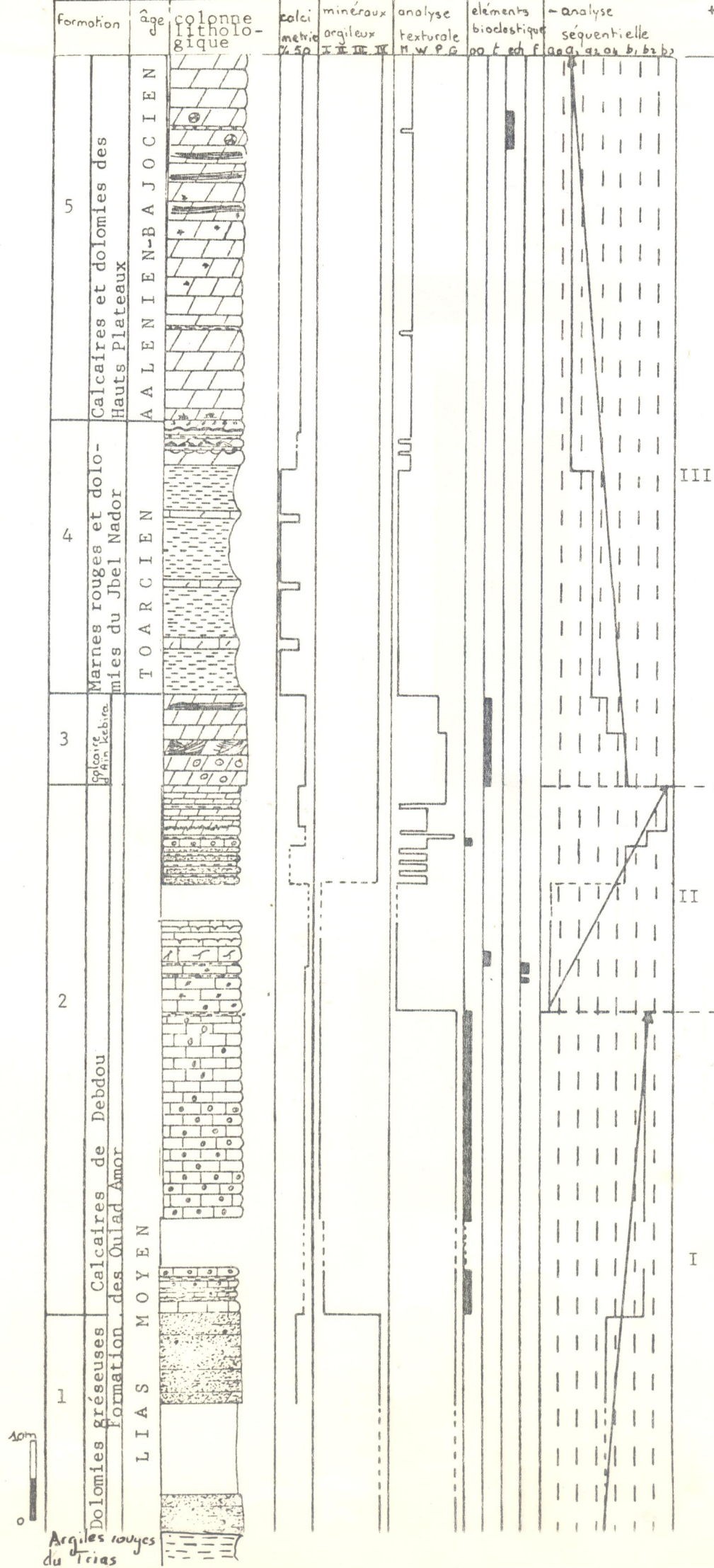


Fig. 93 Analyse micro-pétrographique de la série de Debdou

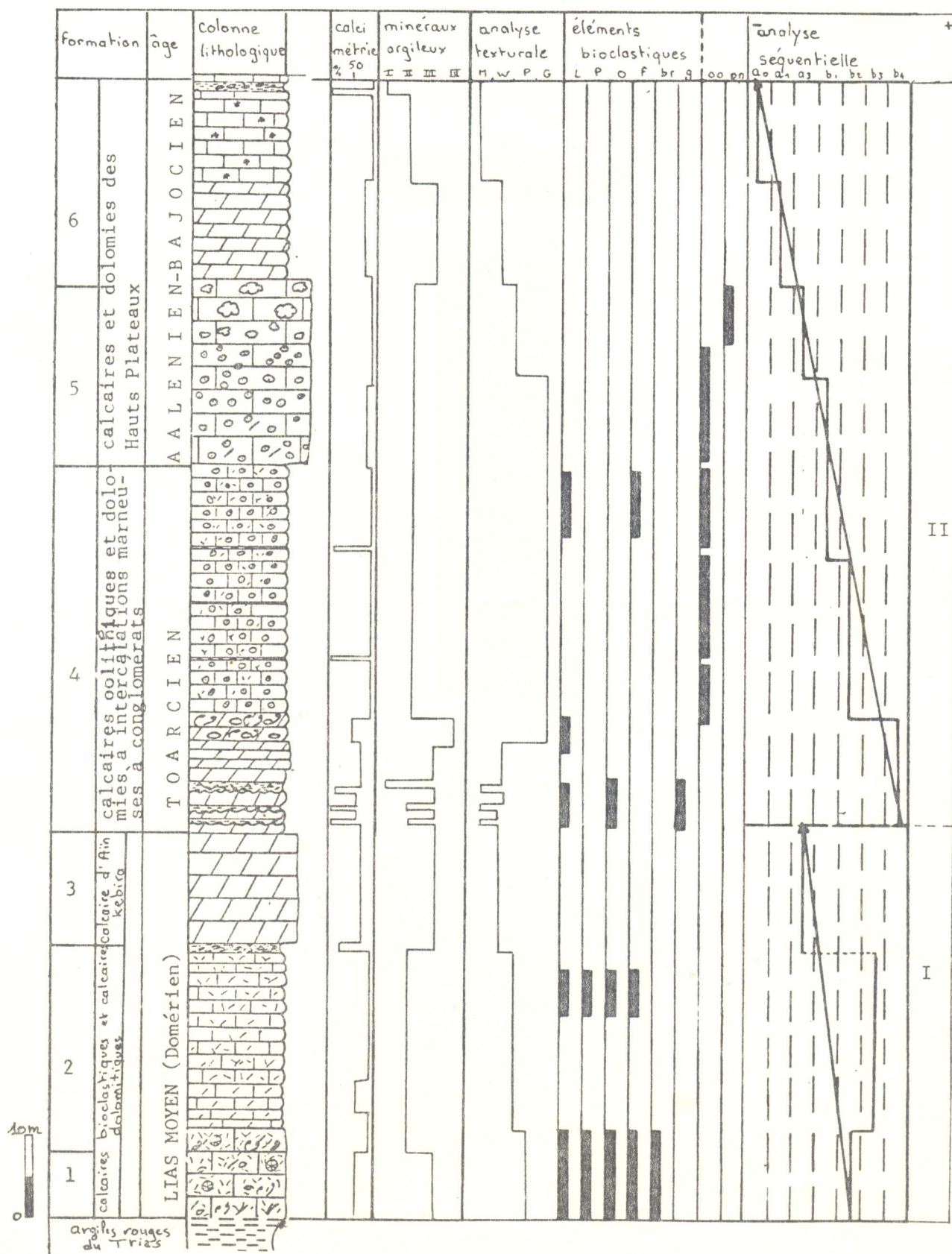


Fig. 94 Analyse micropétrographique de la série de Flouch

Kébira passent aux dolomies et argiles intertidales puis aux dolomies supratidales des hauts plateaux.

Au Lias moyen, la série de Flouch (fig. 94) montre 2 séquences régressives. La première présente des caractères sédimentologiques sensiblement analogues à ceux de Granza. Elle commence par des calcaires bioclastiques infra-tidaux passant à des calcaires dolomitiques puis à un calcaire à fantômes d'oolithes. A partir du Toarcien, la sédimentation de plate-forme est continue depuis le sommet des calcaires d'Aïn Kébira jusqu'au sommet de la formation 6 aaléno-bajocienne. Les alternances de calcaires dolomitiques et de minces intercalations marneuses passent à des calcaires oolithiques (structure radiaire), puis à des calcaires à oolithes micritiques. Ils deviennent progressivement oncolithiques et passent aux dolomies des Hauts Plateaux, et aux calcaires micritiques à structures fenestrées supratidaux.

5. Conclusion

La figure 95 résume les différentes séquences des séries étudiées dans le bassin de Guercif.

5.1. Lias inférieur et moyen

L'évolution séquentielle est globalement transgressive pendant l'intervalle Lias inférieur-Lias moyen. Cependant, il existe des anomalies à Narguechoum et dans les Hauts Plateaux. A Narguechoum une évolution discontinue en deux cycles témoigne sans doute d'une histoire particulière sur le plan géodynamique. Cette singularité se poursuit au-delà du Domérien, puisqu'au Toarcien un milieu de plate-forme interne apparaît, contrastant avec ceux des autres séries (sauf dans la région des Hauts Plateaux) qui sont de mer ouverte. Les Hauts Plateaux sont occupés par une plate-forme carbonatée au Lias inférieur et moyen jusqu'au Domérien. L'évolution séquentielle à Flouch et Granza est l'inverse de celle de Debdou.

5.2. Toarcien - Aalénien

Au NE (région de Taourirt), la sédimentation jusque-là carbonatée devient brutalement à dominante marneuse, témoignant d'importants apports terrigènes ; puis les calcaires à *Cancellophycus* marquent la fin des séquences régressives à l'Aalénien. Par contre à Narguechoum, le milieu s'approfondit du Toarcien au Bajocien. L'instabilité de ce secteur, apparue dès le Lias inférieur et moyen se poursuit donc au Toarcien et affecte probablement les régions voisines au Bajocien (marnes resédimentées à la base du Bajocien à Titeft, et blocs de calcaires à oolithes dans des marnes slumpées du Bajocien à Mesgout Narguechoum). Dans les Hauts Plateaux, les séquences régressives attestent une poursuite de l'évolution vers des conditions plus internes, tendance constante du Lias moyen au Bajocien.

5.3. Bajocien

Les faciès s'uniformisent au NE ; ils correspondent à des dépôts marno-calcaires. La séquence régressive à Titeft a pour cadre un milieu relativement profond, tandis qu'au SW (Haloua-Richa), elle s'achève par une sédimentation carbonatée (calcaire corniche) à tendance néritique.

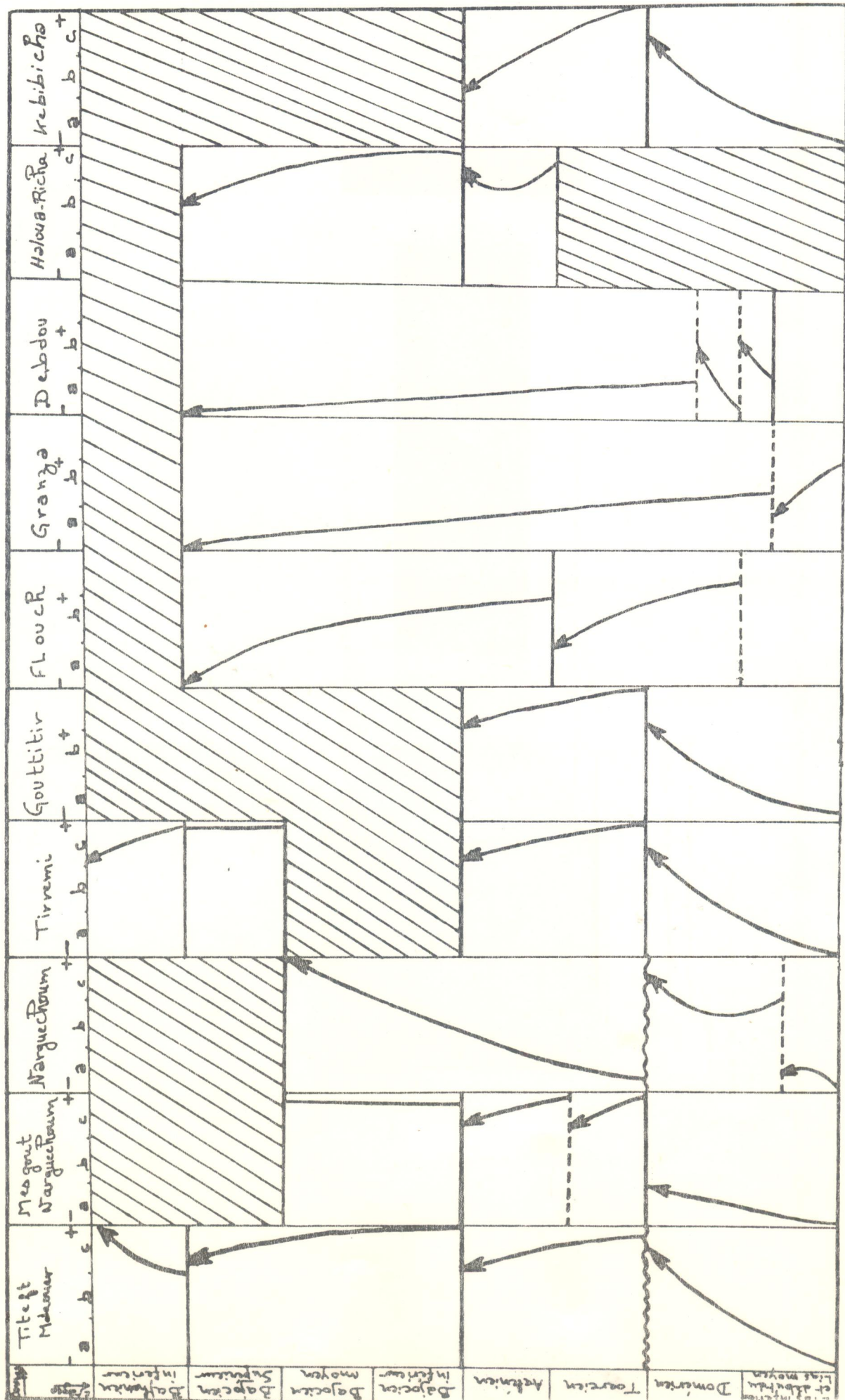


Fig.95 Résumé des différentes séquences des séries étudiées du bassin de Guercif

a: Plateforme interne

b: Plateforme externe

c: Bassin (sens large)

-: moins profond, +: plus profond

Non visible par recouvrement

III- P A L E O G E O G R A P H I E

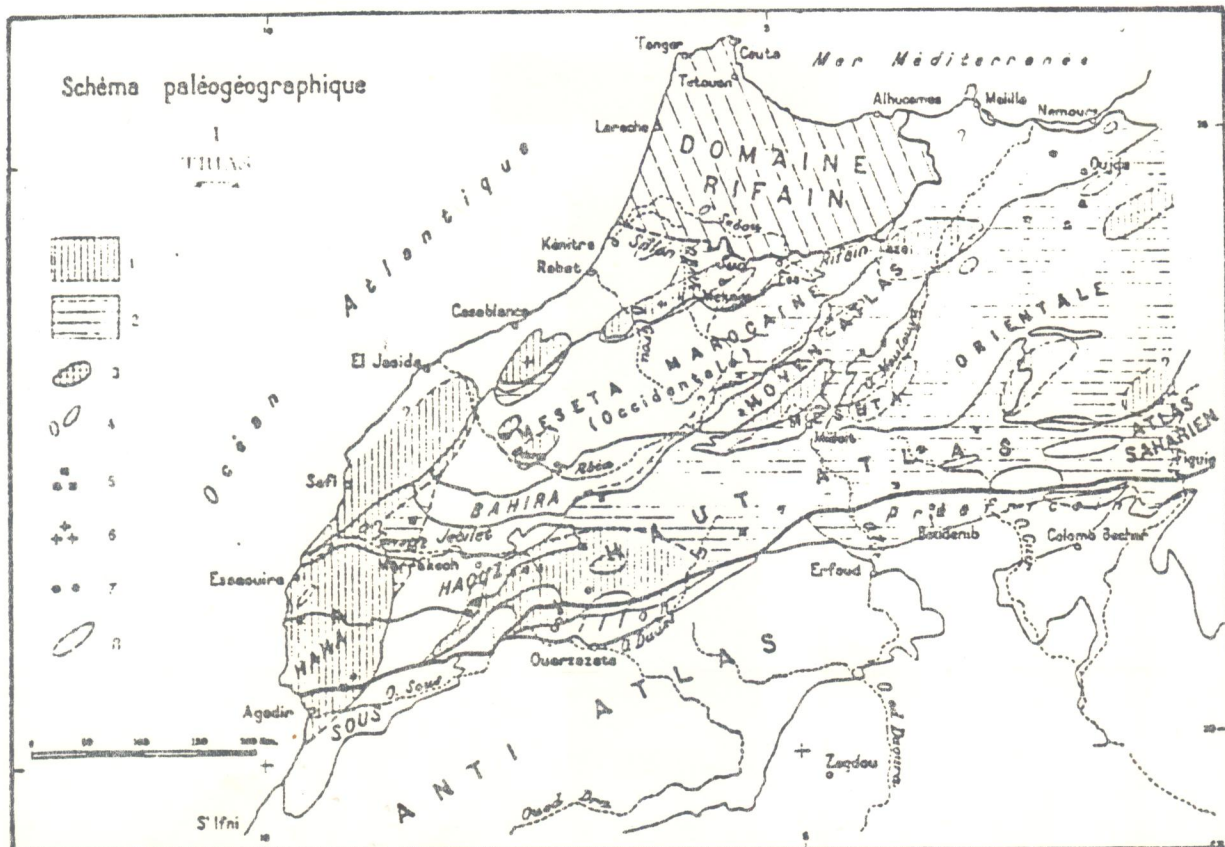
III- CONCLUSIONS PALEOGEOGRAPHIQUES

L'évolution paléogéographique du secteur étudié est avant tout guidée par la subsidence différentielle ayant affecté deux blocs très différents, l'un à l'Est se rattachant au domaine stable des Hauts Plateaux, l'autre à l'Ouest, beaucoup plus mobile, prolongeant le Moyen-Atlas (fig.96).

Cette évolution dépend aussi de la présence de deux grands accidents qui se recoupent à l'emplacement du bassin de Guercif : l'un N70° se suivant de Meknès à Oujda (fig. 25 ; Rakus 1979), l'autre N45° (linéament de la Moulouya), parallèle aux directions moyen-atlasiques et au niveau duquel ont été observées les subsidences les plus importantes.

1. Rappel de la paléogéographie du Trias (fig.4)

A partir d'une fracturation intense de direction SW-NE, au Trias supérieur et à l'Hettangien (Du Dresnay, 1975 ; Van Houten, 1976), on assiste à des épanchements basaltiques importants associés à des dykes éruptifs surtout connus le long de la plate-forme saharienne ; cette fracturation et ces émissions de laves fissurales correspondent à la phase initiale de l'ouverture de l'Atlantique (Manspeizer et Cousminer, 1976). Les coulées basaltiques et dykes associés sont datés de 190 à 195 MA c'est-à-dire de l'Hettangien au Carnien (Hailwood et Mitchell, 1971 ; Bertrand et Prioton, 1975 ; Manspeizer et al., 1976). Les sédiments associés à ces formations éruptives (évaporites parfois) ont un âge probable carnien supérieur, déterminé par des vertébrés (Dutuit, 1976) et par des palynomorphes (Cousminer et Manspeizer, 1976). Ces sédiments ont été considérés soit comme d'environnement peu profond (théorie classique des dépôts de lagune), soit comme d'eaux confinées séparées de la mer ouverte par une barrière (J. Lucas, 1962 ; Salvan, 1974).



1. TRIAS

1. Bassins subsidents comportant deux termes :
 - a) Séries gréseuses, voire conglomératiques à la base, particulièrement développées dans le SW ;
 - b) Séries argileuses et salifères, accompagnées de basaltes se développant surtout au N et NE
2. Séries, peu épaisses, d'argiles rouges accompagnées de basaltes (du type 1 b ci-dessus) ;
3. Région du J. Rhat avec discordance interne séparant 1 a de 1 b ;
4. Diapirs triasiques ;
5. Exploitations de sel (mines, carrières, sources salées) actuelles ou anciennes ;
6. Sondages ayant révélé un Trias subsident ;
7. Calcaire intercalé entre les coulées de basalte ;
8. Zones sans Trias, actuellement connues.

Fig. 4 Schéma paléogéographique du Trias d'après G. CHOUBERT et A. FAURE-MURET. 1962

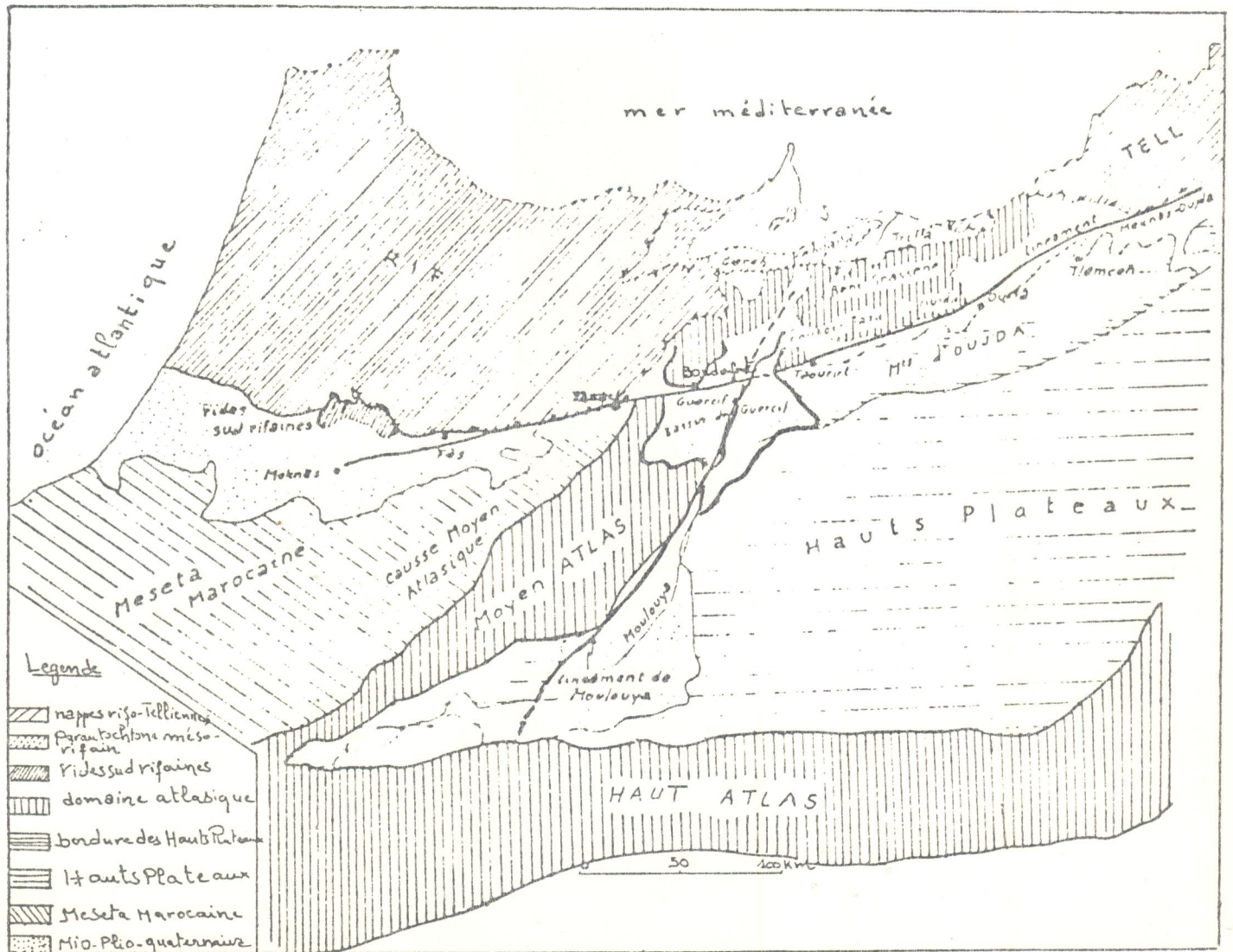


Fig.96 Carte structurale schématisée du Maroc oriental (d'après RAKUS, 1979)

A cette époque, deux sillons marins se forment, correspondant au Haut-Atlas et au Moyen-Atlas. Etant donné son orientation, l'ouverture du sillon moyen-atlasique s'est effectuée vraisemblablement grâce au jeu des fractures N45° (B. Porthault, 1971). Ces dernières ont en même temps exercé un rôle dans la sédimentation triasique, en individualisant précocement des zones de hauts-fonds et de bassins (G. Duée et al., 1977).

X *Hellegu - Tinas, st. de BE*

2. Lias inférieur et début du Lias moyen (fig.80 , 97 a)

Au-dessus des argilites rouges triasiques et jusqu'au Domérien se déposent essentiellement des calcaires et des dolomies, dépourvus d'éléments détritiques, définissant un milieu intertidal de plate-forme carbonatée. Cependant l'existence de niveaux à brachiopodes multiplissés au SW (Kébibicha), traduit une ouverture aux influences de la mer ouverte (bassin du Moyen-Atlas) dès le Lotharingien.

A partir de là, la transgression va se propager vers le NE, atteignant la région de Taourirt. Se déposent alors des carbonates peu profonds, de type intertidal à supratidal. Cette transgression pourrait être liée à une distension affectant la plate-forme et aboutissant ultérieurement à sa déstabilisation. Dans le secteur de Taourirt la répartition des épaisseurs de dépôts met clairement en évidence une tectonique en bloc basculé.

3. Domérien (fig.81)

A partir du Domérien, on constate un effondrement de la plate-forme au N (région de Taourirt) et au SW (région de Mhirija) conduisant à un approfondissement des milieux et à une amorce de bassin. Cela se traduit par le dépôt d'une série grise (Tirrémé et Kébibicha) ou ~~voire~~ noire (Titeft, Narguechoum et Mesgout Narguechoum) de bancs calcaires micritiques jointifs à ammonites ; ces dernières étant jusqu'ici très rares dans les sédiments. Aussi, ces séries subsidentes de bassin sont souvent qualifiées par les auteurs de "faciès à Céphalopodes" (E. Roch, H. Termier et G. Dubar).

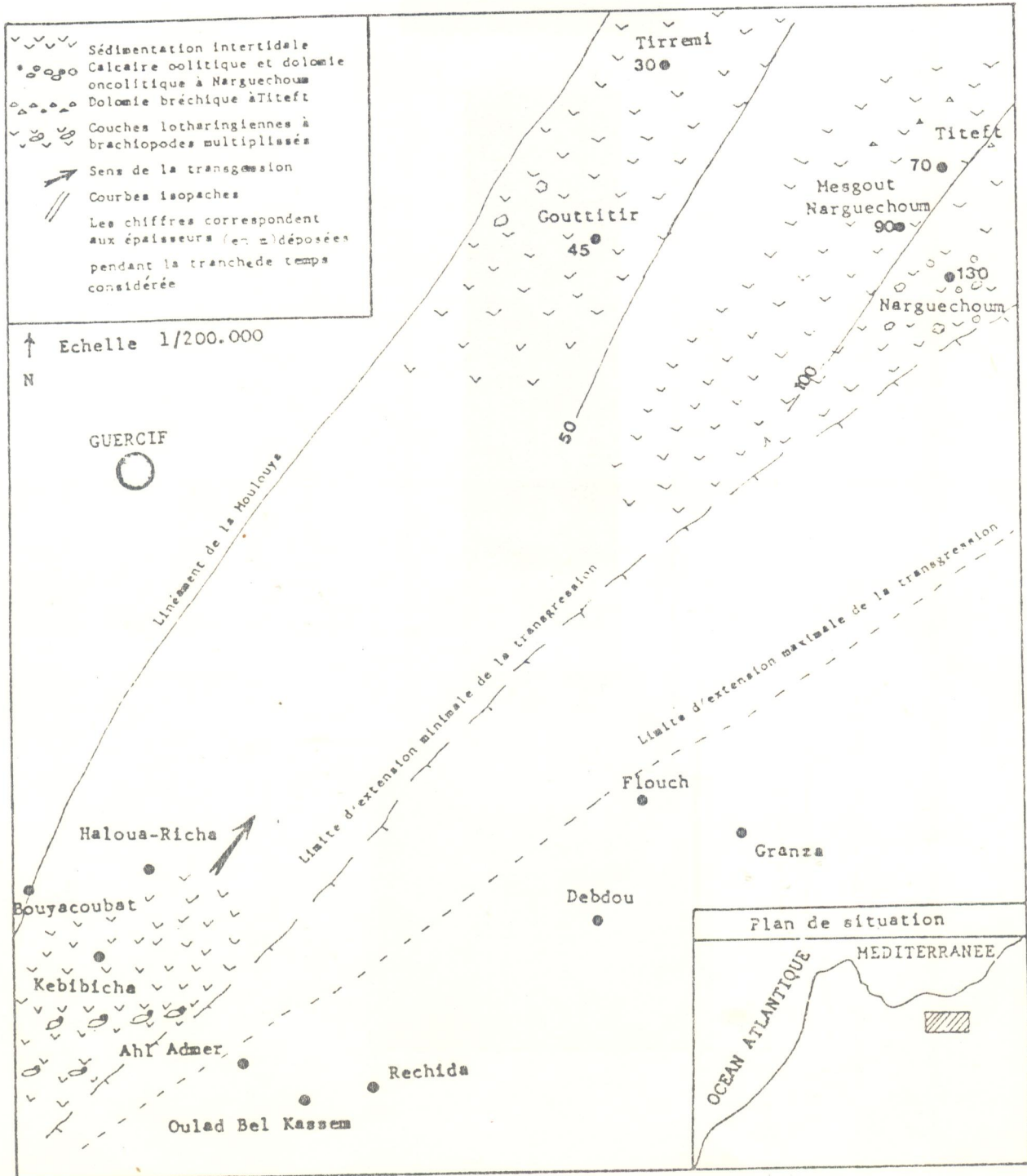


Fig. 80 Esquisse paléogéographique au Lias inférieur et au début du Lias moyen

L'apparition d'un faciès typiquement "atlasique" au Domérien dans les secteurs de Taourirt et Mhirija montre que ceux-ci ont été mis en communication avec la mer ouverte.

Les discontinuités sédimentaires sont apparues en certains points (Titeft et Narguechoum) à la fin du Domérien. Les données sont insuffisantes pour envisager leurs causes. La transgression apparue dès le Lotharingien à Kébibicha semble avoir atteint plus tardivement, au Lias moyen seulement, la région des Hauts Plateaux. Il s'y instaure une sédimentation carbonatée peu profonde étudiée à Flouch, Granza et Debdou. Le granite d'Alouana et le socle paléozoïque vont fournir un matériel détritique plus ou moins grossier (débris de schistes, quartz, quartzites...) venant se mêler aux dolomies intertidales à tempestites du Lias moyen. Ces arrivées détritiques sont contemporaines du début de la transgression. A la fin du dépôt de cette formation dolomitique gréseuse, les apports détritiques cessent totalement à Granza ; ceci indique une disparition des sources du détritisme soit par arasement des reliefs, soit par leur ennoyage sous les sédiments carbonatés. Ensuite le milieu de dépôt, d'abord turbulent, (calcaires oolithiques de Debdou à Granza) puis calme (calcaire micritique à fentes de dessiccation et birds'eyes à Debdou) pourrait témoigner d'une progradation de la plate-forme carbonatée en direction du bassin (fig. 98 a) faisant se succéder en un même point plate-forme externe puis interne.

Une flexure semble s'établir entre les Hauts Plateaux au SE et Mhirija et Taourirt au NW. D'autre part le secteur de Debdou-Flouch joue en bloc basculé (voir la répartition des épaisseurs de dépôts).

4. Toarcien (fig. 82)

Au Toarcien le mouvement transgressif amorcé dès le Domérien s'accentue brutalement et gagne encore sur la région de Réchida. Le bassin de Guercif est alors envahi par d'abondants apports argileux. Le môle des Hauts Plateaux reçoit lui aussi des apports terrigènes (marnes rouges), mais qui se déposent dans un milieu très peu profond.

eliminer les c. isopaches

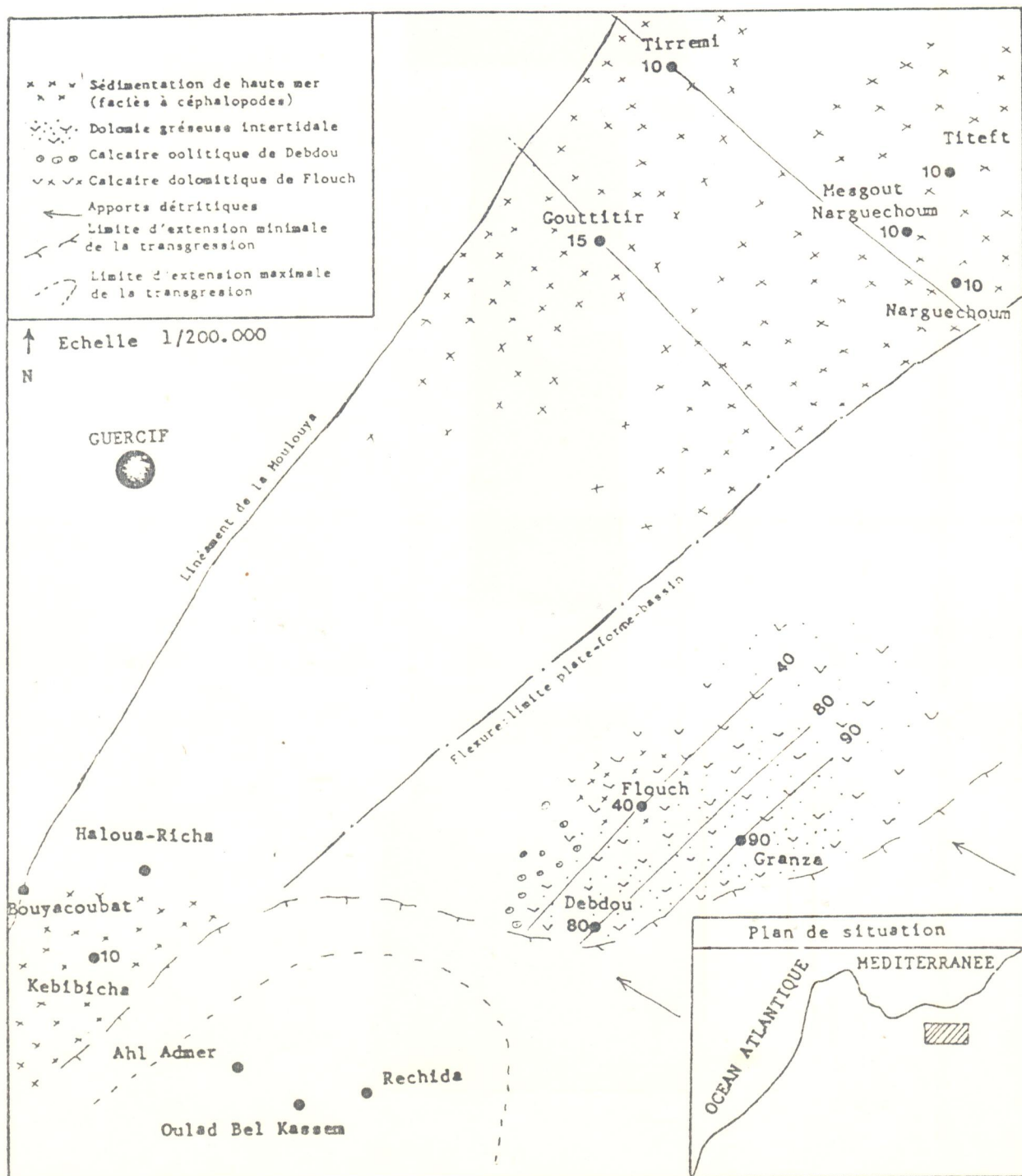


Fig.81 Esquisse paléogéographique au Domérien

En suivant une transversale entre les Hauts Plateaux et la région de Mhirija (fig. 98 b), on constate une évolution des faciès de la plate-forme vers le bassin. Au niveau des Hauts Plateaux les marnes rouges à bancs dolomitiques témoignent d'un milieu intertidal. Cette formation a livré dans le jbel Nador, une faune saumâtre (trigonies et Céritidés ; Médioni, 1971). Le passage aux faciès de bassin de Kébibicha pourrait se faire par l'intermédiaire de calcaires oolithiques (faciès de plate-forme externe) analogues à ceux rencontrés à Flouch. Au Nord, sur une autre transversale de même orientation que la première (W-E), allant du jbel Narguechoum à Gouttitir, l'évolution des faciès est la même ; les couches rouges toarciennes se retrouvent en effet dans le secteur de Narguechoum. Seulement le faciès intermédiaire oolithique n'a pas été rencontré ou n'existe plus (fig. 97 b).

La limite entre la plate-forme et le bassin semble s'être déplacée vers le NW, marquant au Sud une progradation des faciès de la plate-forme en direction de Mhirija. Au Nord, la répartition des faciès intertidaux (marnes rouges) au Narguechoum pourrait aussi indiquer une progradation, à moins qu'elle ne traduise un soulèvement de bloc. Cette dernière hypothèse paraît la plus plausible du fait de la présence d'une discontinuité sédimentaire entre les faciès à Céphalopodes du Domérien et les couches rouges toarciennes.

5. Aalénien (fig. 83)

La subsidence diminue sensiblement dans la partie N du bassin tandis que la sédimentation devient partout carbonatée : calcaires à Cancellophycus à Taourirt et Mhirija, calcaires et dolomies dans les Hauts Plateaux.

La limite plate-forme-bassin semble se déplacer vers l'ouest dans la région de Mhirija. En effet, les oolithes qui la soulignent, toujours présentes dans la région de Flouch, se retrouvent résédimentées en bas de pente dans l'Aalénien de Kébibicha (fig. 98 c), témoignant d'une nouvelle progradation de la plate-forme carbonatée en direction du bassin. Au Nord les faciès de haute mer (calcaires à Cancellophycus) de la région de Taourit envahissent le secteur du Narguechoum, témoignant d'un effondrement local de la plate-forme.

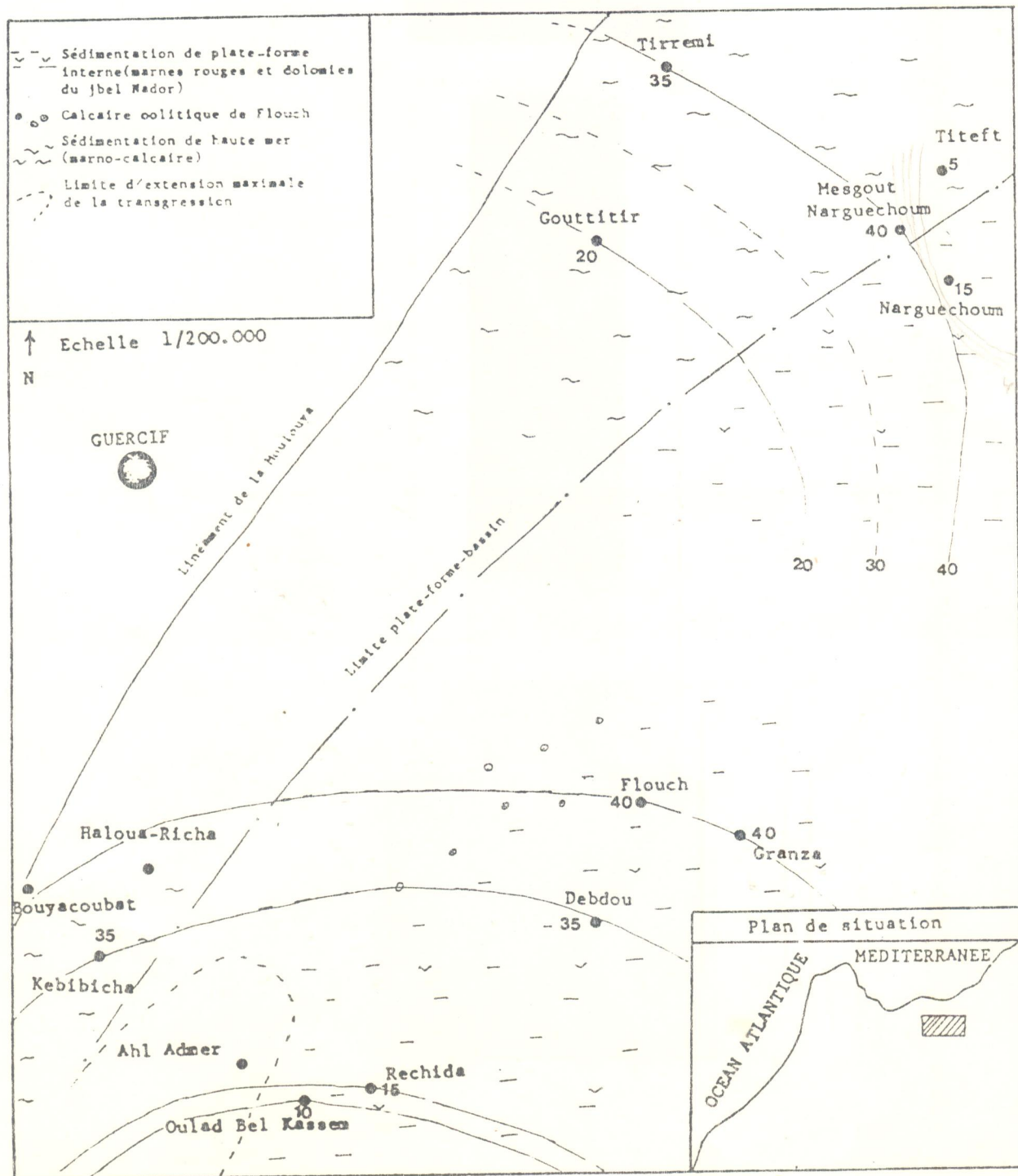


Fig.82 Esquisse paléogéographique au Toarcien

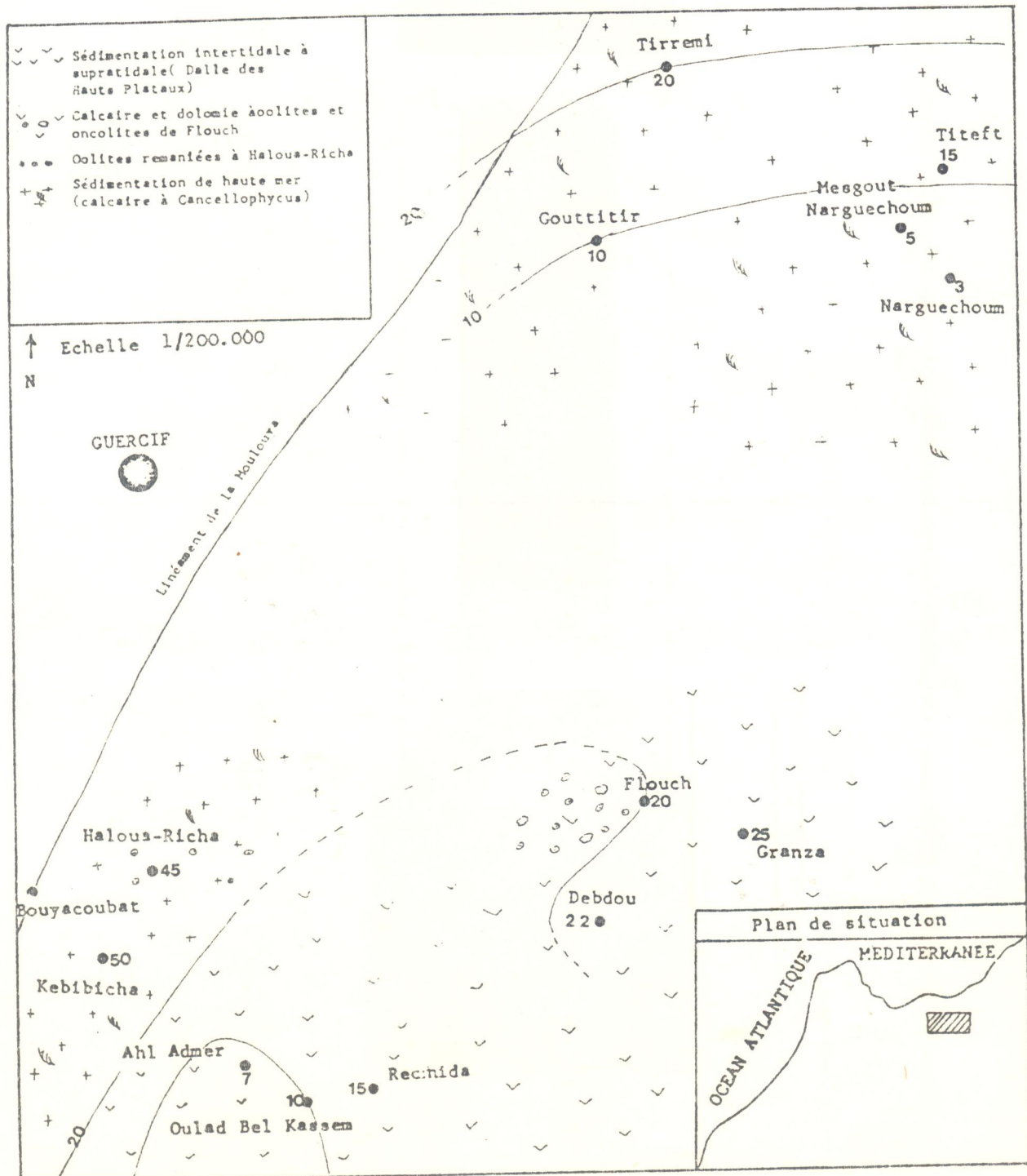


Fig.83 Esquisse paléogéographique à l'Aalénien

6. Bajocien (fig. 84)

Après le bref intervalle carbonaté de l'Aalénien, le bassin va être à nouveau envahi par d'abondants apports argileux. Au Nord, des faciès marno-calcaires rythmés soulignent l'existence d'une subsidence saccadée.

Le glissement de blocs de calcaires oolithiques dans le bassin (W de Narguechoum) traduit une accentuation des pentes bordières du bassin et sans doute une réactivation d'accidents (fig. 97 c). L'un d'eux semble nécessaire pour expliquer l'importante variation de subsidence observée à l'W de Narguechoum.

A partir du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur, on note l'arrivée d'une sédimentation quartzo-détritique par le NW à partir d'une source non localisable actuellement (turbidites de Tirrémi et de Mdaouer).

Entre les Hauts Plateaux et Mhirija (fig. 98 d), la sédimentation est de type intertidal à supratidal ; tandis qu'à Haloua-Richa elle est toujours de haute mer au Bajocien inférieur et moyen. Un faciès intermédiaire apparaît cependant au Bajocien supérieur ; il s'agit du calcaire corniche à tendance néritique dont les éléments bioclastiques, probablement allochtones, traduisent sans doute un nouveau déplacement vers l'W de la plate-forme carbonatée.

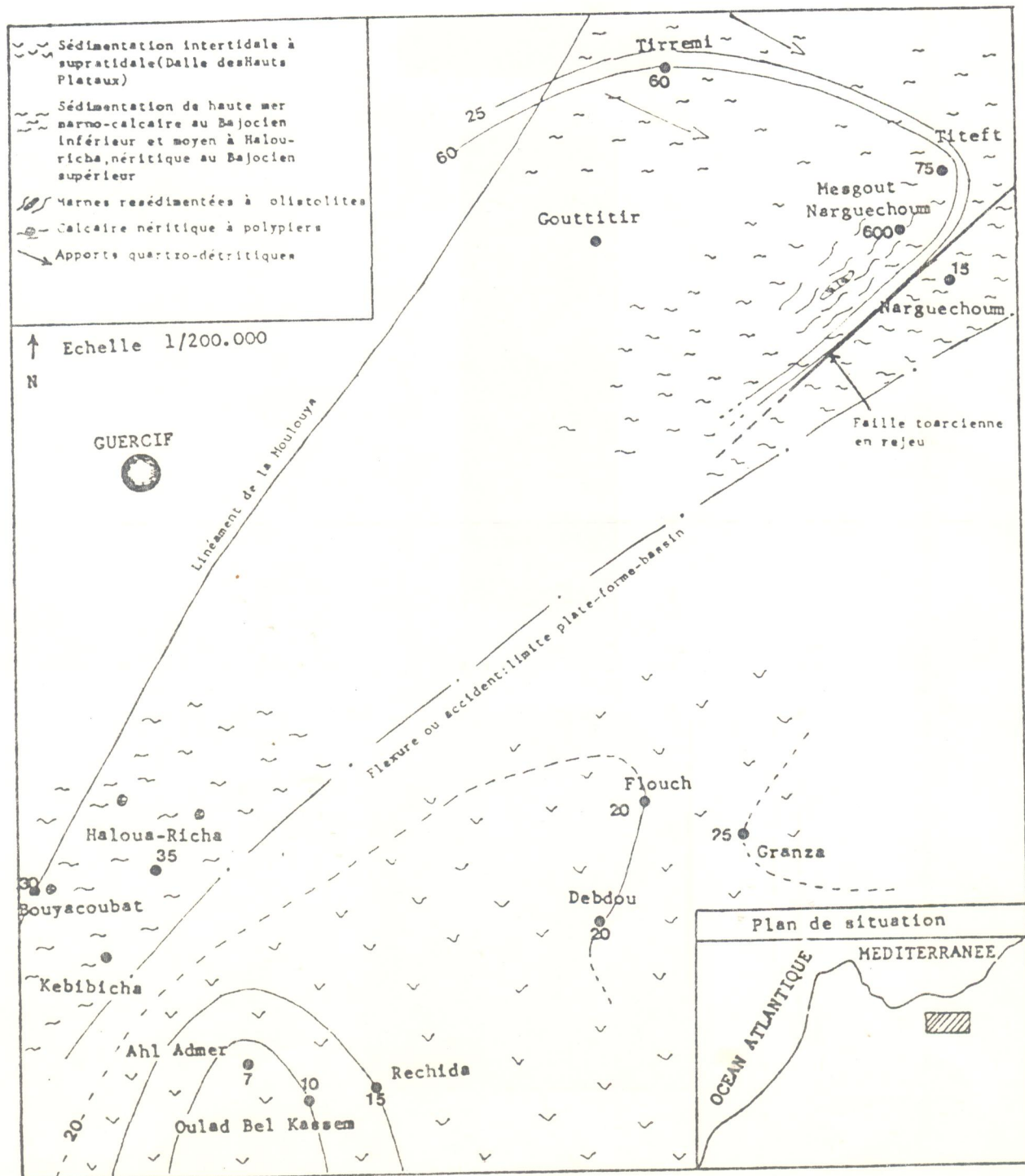


Fig.84 Esquisse paléogéographique au Bajocien

a reproduire sur carte paléogéographique

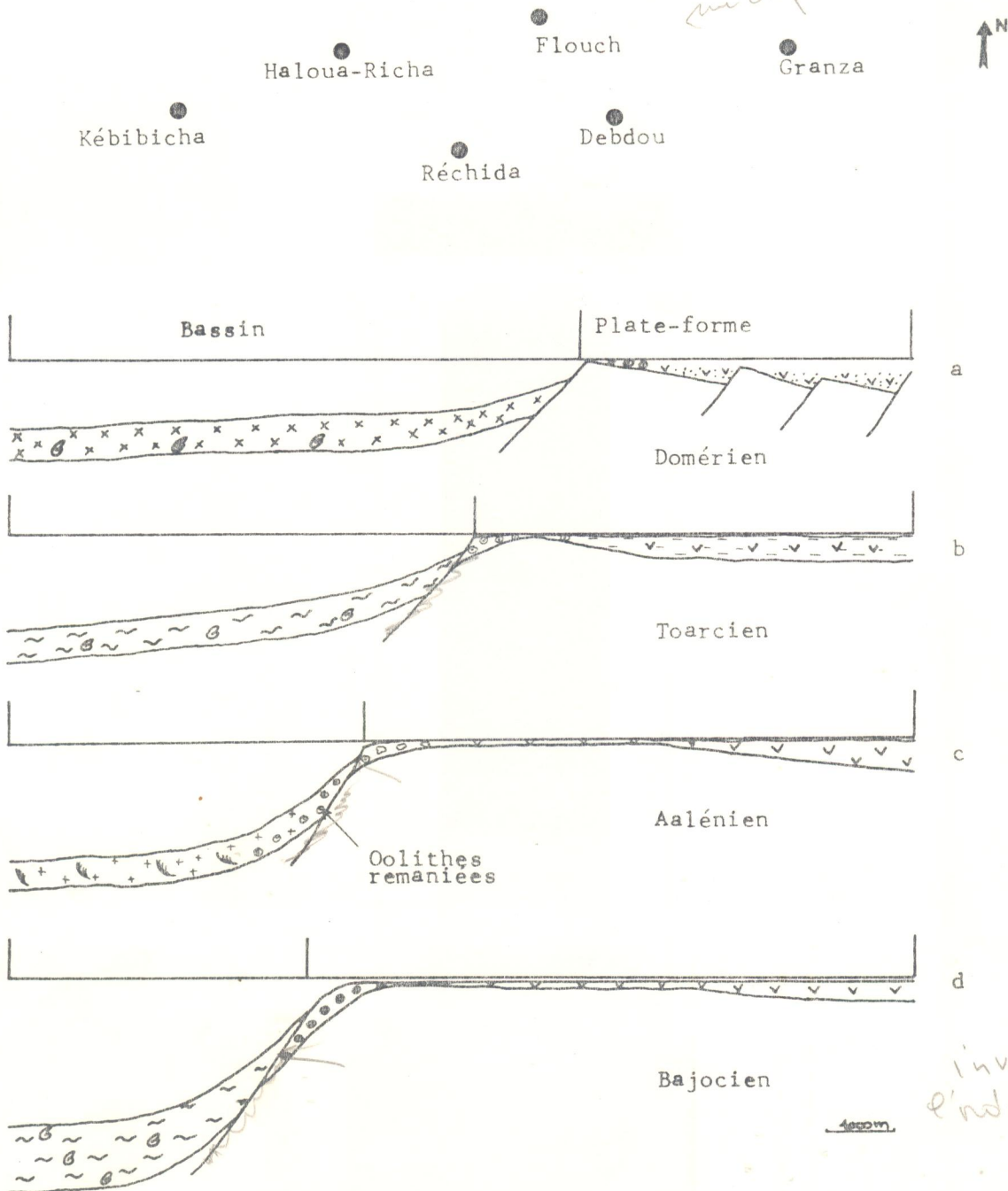
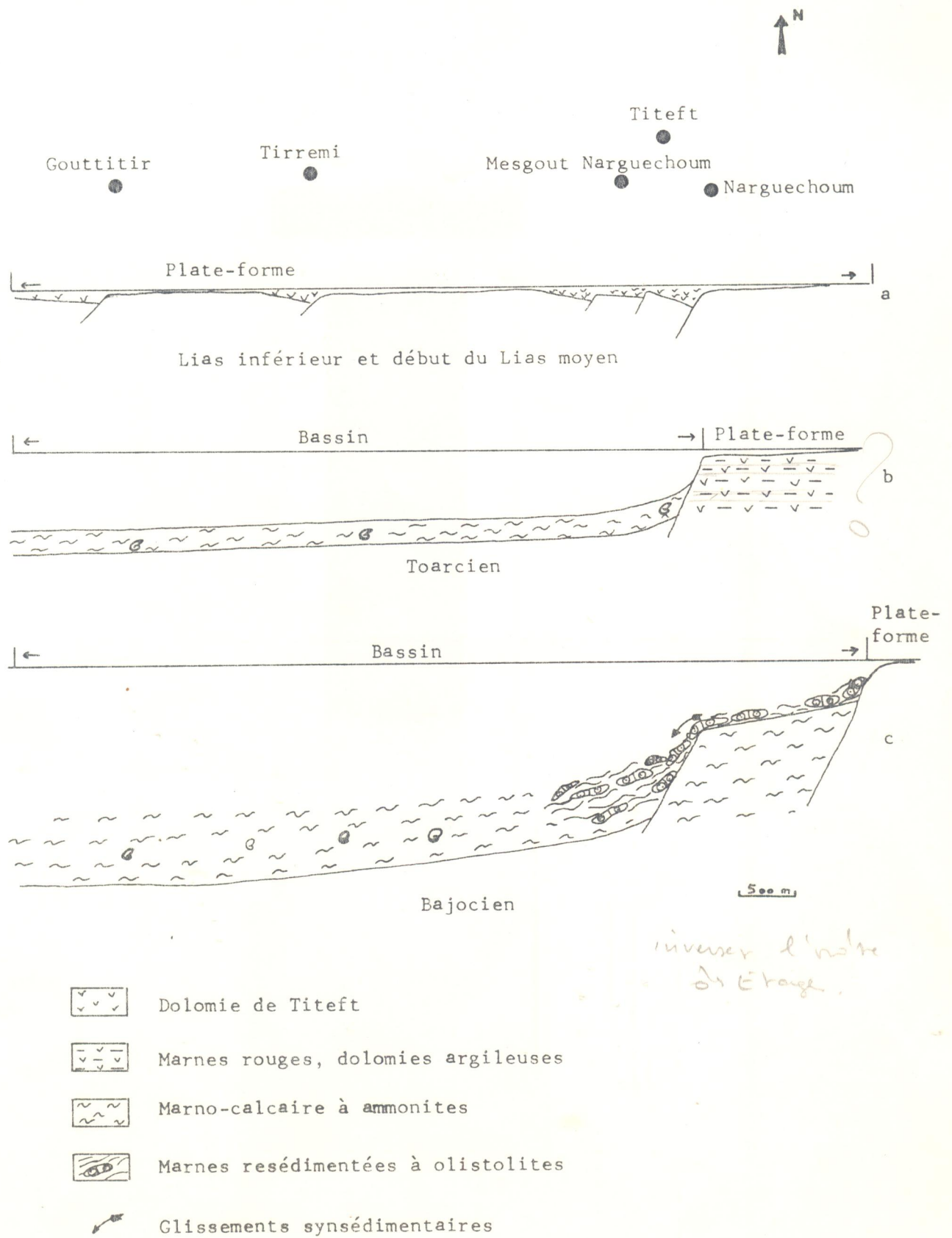


Fig. 98 Progradation de la plate-forme carbonatée des Hauts Plateaux en direction de Mhirija depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien.

	Dolomies gréseuses	}	Domérien
	Calcaires oolithiques de Debdou		
	Calcaires micritiques à structures fenestrées		
	Calcaires à ammonites		
	Marnes rouges et dolomies argileuses	}	Toarcien
	Calcaires oolithiques de Flouch		
	Marno-calcaires à ammonites	}	Aalénien
	Calcaires et dolomies des Hauts Plateaux		
	Calcaires oolithiques et oncolithiques de Flouch		
	Calcaires à Cancellophycus	}	Bajocien
	Calcaires et dolomies des Hauts Plateaux		
	Calcaires Corniche		
	Marno-calcaires à ammonites		

La bathymétrie est approximative, l'échelle des hauteurs n'est pas respectée.



La bathymétrie est approximative, l'échelle des hauteurs n'est pas respectée .

Fig. 97 Evolution de la sédimentation entre le Narguechoum et Gouttitir depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien .

IV CONCLUSIONS GENERALES

Le bassin de Guercif correspond à deux domaines paléogéographiques bien distincts mis en place à partir du Domérien.

Un domaine occidental appartenant au sillon moyen atlasique, caractérisé au début par des dépôts carbonatés de plateforme puis par des faciès à Céphalopodes de mer ouverte.

L'accident de la Moulouya ainsi que d'autres de même orientation, sur sa bordure Est y ont entretenu une subsidence active.

Un domaine oriental moins subsident caractérisé par des dépôts carbonatés ayant permis à chaque période de distinguer des faciès de plateforme internes (calcaires, dolomies et marnes rouges intertidales) et des faciès oolithiques de plateforme externe. Des jeux de blocs, basculant vers le bassin y ont entretenu des subsidences différentielles importantes tout en favorisant à l'époque domérienne l'arrivée de matériaux détritiques grossiers qui se sont étalés dans la région de Debdou. Ces matériaux ont été prélevés au Paléozoïque et au massif granitique d'Alouana.

A deux reprises (Toarcien-Bajocien), la plate-forme des Hauts Plateaux a manifesté une activité tectonique sur sa marge, ce qui s'est traduit, au début du Dogger, par d'importants glissements et écoulements de falaises dans le secteur du Narguechoum. Il faut noter que ces deux périodes sensibles correspondent par ailleurs aux arrivées les plus notables de matériaux détritiques. Au Toarcien, le détritisme est général affectant même la plate-forme carbonatée. Les sources ne sont pas localisables. A partir du Bajocien, les apports très abondants semblent s'être dirigés du NW vers le S.E. et n'avoir pu franchir la limite entre bassin et plate-forme, sans doute très en relief.

Au Bathonien, les produits terrigènes sont devenus plus grossiers et, selon la même direction NW-SE, ont dévalé une pente en courants de turbidité pour atteindre la région de Taourirt.

Dans le secteur le plus stable (SW) ou pendant les périodes de calme tectonique (Aalénien), la plate-forme des Hauts Plateaux tendait à s'avancer par progradation en direction du bassin, entraînant plus en aval les oolites de sa bordure.

L'histoire du Lias et du Dogger du bassin de Guercif fut donc commandée essentiellement par le jeu distensif en accidents N40 de la bordure Est du sillon moyen atlasique. Elle peut donc aisément être replacée dans l'épisode du rifting qui a affecté les orogènes périméditerrané^{nes} au début du Mésozoïque.

orogènes périméditerranéens

B I B L I O G R A P H I E

- AGARD J. (1950).- Sur l'âge et le mode de gisement des Aïounites et des mestigmerites du Maroc oriental. Notes Serv. géol. Maroc, Rabat, t. III, p. 371-394.
- AGER D.V. (1974).- Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas. J. Palaeogeogr., - climat., - ecol., Amsterdam, vol. 15, p. 83-93.
- ALEM A. (1964).- Contribution à l'étude géologique de la région de Taourirt (Maroc oriental). Rapport B.R.P.M., Rabat, inédit, 26 p.
- AMEUR M. (1978).- Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne Fillaoussène. Thèse 3ème cycle, Univ. Oran, inédit, 192 p.
- ARKELL W.J. (1952).- Jurassic Ammonites from jbel Tuwaiq, Central Arabica. Philos. Trans. R. Soc., London, vol. 236, n° 633, p. 241-313.
- X ASSERETO R.L. et KENDALL C.G. (1977).- Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. Sedimentology, vol. 24, n° 2, p. 153-211.
- ASSERETO R.L. et FOLK K. (1980).- Diagnostic fabrics of aragonite, calcite and dolomite and ancient peritidal- spelean environment, Triassic calcare rosso, Lombardia, Italy. J. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 50, n° 2, p. 371-394.
- BADIOZAMANI K. (1973).- The Dorag Dolomitization model. Application to the Middle Ordovician of Wisconsin. J. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 43, n° 4, p. 965-984.
- BENHAMOU M. (1983).- Stratigraphie et milieux de dépôt du Jurassique inférieur et moyen des Monts des Traras. Thèse 3ème cycle, Univ. d'Oran, Oran, 168 p.
- BECHSTAET Th. (1974).- Sind Stromatactis und radiaxial fibröser Calcit Fazies Indikatoren. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., Stuttgart, vol. 174, n° 11, p. 633-643.
- BERTRAND H., PRIOTON J.M. (1975).- Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrographique et géochimique. Thèse Doct., Univ. Cl. Bernard, Lyon, 321 p.
- BENZAQUEN M. (1964).- Sur la puissance exceptionnelle des formations jurassiques du Jbel Ouairt. C.R. Som. Soc. géol. Fr., Paris, n° 5, p. 190-191.
- CATTANEO G. (1980).- Sédimentation carbonatée liasique, chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans les Beni-Snassen orientaux (Maroc nord oriental). Rapport avec les régions voisines d'Algérie occidentale. Bull. Soc. géol. Fr., Paris, t. XXII, p. 185-191.
- CHUBERT G., FAURE-MURET A. (1960-1962).- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques. Livre mém. P. FALLOT, Mém. h. sér. Soc. géol. Fr., Paris, t. 1, p. 447-527.

- COLO G. (1964).- Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen-Atlas septentrional. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 139 et 139bis, 228 p.
- COTILLON P. (1975).- Phénomènes sédimentaires et paléogéographiques en bordure de la mer alpine du passage du Jurassique au Crétacé en Haute Provence orientale (arc subalpin de Castellane, France Sud-Est). IVè Congrès International de Sédimentologie, Nice, thème 5, t.1, p. 145-150.
- DAVIES G.R. (1979).- Dolomite reservoir rocks processes, controls, porosity development. A.A.P.G. short course on carbonate porosity, Tulsa.
- DEE LMAN J.C. (1972).- On mechanisms causing birdseyes structures. N. Jb. geol. Paläont. Mh., Stuttgart, vol. 172, n° 12, p. 582-595.
- De MONJAMONT M.L. (1963).- Le Bathonien et le Jurassique supérieur de la plaine de Guercif et de ses bordures (Maroc oriental). C.R. Som. Soc. géol. Fr., Paris, n° 3, p. 102-103.
- De MONJAMONT M.L. (1964).- Le Bajocien du Moyen-Atlas oriental (Maroc). C.R. Som. Soc. géol. Fr., Paris, n° 3, p. 110.
- DUBAR G., De MONJAMONT M.L. (1964).- Le Lias du Jbel Haloua-Richa et Kébibicha (Moyen Atlas oriental, Maroc). C.R. Som. Soc. géol. Fr., Paris, n° 7, p. 257-258.
- DUBAR G. (1962).- Notes sur la paléogéographie du Lias marocain. Livre à la mémoire du Prof. P. FAILLOT, Mém. h. sér., Soc. géol. Fr., Paris, t. 1, p. 529-544.
- DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCAS P. et ROBILLARD D. (1978).- L'accident nord moyen atlasique dans la région de Boulmane (Maroc) : une zone de coulissement synsédimentaire. Ann. Soc. géol. du Nord, Lille, vol. 98, n° 2, p. 145-162.
- Du DRESNAY R. (1972a).- Sédiments carbonatés intercotidaux et supratidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 275, sér. D., p. 341-344.
- Du DRESNAY R. (1972b).- Les phénomènes de bordure des constructions carbonatées du Lias moyen du Haut-Atlas oriental (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 275, sér. D., p. 335-337.
- Du DRESNAY R. (1975).- Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine sur la sédimentation jurassique, dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc. IX congr. intern. Sédim., Nice, thème 4, p. 103-108.
- Du DRESNAY R. (1976a).- Les structures en liées aux faciès carbonatés intertidaux et supratidaux du Lias inférieur dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 282, sér. D., p. 2059-2069.

- Du DRESNAY R. (1976b).- Signification paléoclimatique et paléogéographique de la présence de structures en Tepee au Lias inférieur dans le domaine des chaînes atlasiques du Maroc. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 282, sér. D., p. 2147-2149.
- Du DRESNAY R. (1979).- Sédiments jurassiques du domaine des chaînes atlasiques du Maroc. Publication spéciale A.S.F., Paris, n° 1, p. 345-365.
- DUTUIT J.M. (1966).- Apport des découvertes de vertébrés à la stratigraphie du Trias continental du couloir d'Argana (Haut-Atlas occidental, Maroc). Notes. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 26, Notes Mém., n° 188, p. 29-31.
- ELMI S. (1978).- Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). Ann. Soc. géol. Fr., Paris, p. 315-323.
- ELMI S., BENEST M. (1978).- Les "Argiles de Saïda" : faciès flyschoides du Callovien-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. Livre jubilaire J. Flandrin, Lyon, p. 203-240.
- FABRICIUS F.H. (1977).- Origin of Marine Ooids and Grapestones. Contributions to Sedimentology. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung édit., Stuttgart, n° 7, 113 p.
- FAIRCHILD J. (1980).- Sedimentation and origin of a late Precambrian dolomite from Scotland, J. Sedim. Petrol., Tulsa, vol. 50, n° 2, p. 423-446.
- FLUEGELE E. (1982).- Microfacies analysis of Limestones. Springer Verlag Ed., Berlin, 633 p.
- FOLK R.L. (1959).- Practical petrographic classification of limestones. Bull. A.A.P.G., Tulsa, vol. 43, n° 1, pl. 56.
- GUARDIA P. (1975).- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord-Occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'Avant-pays atlasique. Thèse. doct. Nice, 256 p., 139 fig., 5 pl.
- HAILWOOD E.A., MITCHELL J.G. (1971).- Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. Geophys. journ. R. Astron. Soc., vol. 24, p. 351-364.
- HAM W.E. (1954).- Algal origin of the "Birdseye" limestone in the Melish formation. Oklahoma Acad. Sci. Proc., Tulsa, vol. 33, p. 200-203.
- HSU K.J. et SIEGENTHALER C. (1969).- Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. Sedimentology, Amsterdam, vol. 12, p. 11-26.
- JAUTEE E. (1980).- La dolomite de cimentation à disposition microstalagmitique. 8ème R.A.S.T., S.G.F. édit., Paris, p. 194.

- KERGOMARD D. (1971).- Compte-rendu d'une mission de terrain effectuée dans la région de Taourirt (Maroc oriental). Rapport B.R.P.M., inédit , Rabat, 14 p.
- KUNTZ P. (1954).- Sur la géologie de la région de Mhirija au Sud de Guercif. Rapport Serv. géol., Maroc, inédit , Rabat, 7 p.
- SUTTERL. U. et al. (1952).- La série mésozoïque des environs de Taourirt (Maroc oriental). Geologie en Minjbouw, La Haye, n° 8, p. 259-267.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. Masson et Cie. Edit., Paris, 722 p.
- LUCAS G. (1942).- Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Roubane et du Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine). Bull. Serv. Carte. géol. Algérie, Alger, 2ème série, n° 16, 539 p.
- MANSPEIZER W. et COUSMINER H.L. (1976).- Crustal thinning : a precursor to the break up of Pangea and the opening of the Atlantic ocean. Geol. Soc. Americ. , Denver, abstr. with progr., vol. 8, n° 6, p. 995-996.
- MEDIONI R. (1966).- Nouvelles observations concernant la formation dite des dolomies des Hauts Plateaux dans le Rekkamme (Maroc oriental). C.R. Soc. géol. Fr., Paris, n° 10, p. 406-408.
- MEDIONI R. (1971).- Les formations liasiques des Oulad Amor et du Jbel Nador (Hauts Plateaux du Maroc oriental) et leurs relations avec les séries liasiques voisines. Notes Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 31, n° 237, p.17-27.
- MONITION L. (1962).- Les formations liasiques des Monts des Beni-Snassen (Maroc Oriental). Bull. Soc. géol. fr., Paris, vol. 7, t. IV, n° 1 p. 102-108.
- MICHARD A. (1969).- Les dolomies. Une revue. Bull. Serv. Carte Géol. Als Lorr. Strasbourg, vol. 22, p. 3-92.
- OWODENKO B. (1946).- Mémoire explicatif de la carte géologique du bassin houiller de Djerada et de la région du sud d'Oujda. Mém. Soc. Géol. Belgique, Liège, t. 70, p. 1-162.
- OWODENKO B. (1976).- Le bassin houiller de Djerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 207bis, 148 p.
- PORTHAULT B. (1971).- Etude sédimentologique des formations carbonatées du Liás et du Bajocien inférieur de l'environnement des permis de Guercif (Maroc). Mise au point à l'issue de la 3ème mission. Rapport B.R.P.M., Rabat, inédit , 36 p.
- PURSER B.H. (1975).- Caractéristiques essentielles des carbonates récents et leur utilisation pour une meilleure compréhension des séries anciennes. Thèse d'Etat, Univ. Paris-Sud, Orsay, inédit, 69 p.

- RAKUS P. (1979).- Evolution et position paléogéographique des Monts d'Oujda au cours du mésozoïque. Mines Géologie et Energie, Rabat, n° 46, p. 75-78.
- RICHTERT J.P. et al. (1971).- Reconnaissance structurale sur le permis de Guercif. Rapport B.R.P.M., Rabat, inédit, 24 p.
- RUSSO P. (1921).- Esquisse de la constitution de la vallée de la moyenne Moulouya (Maroc oriental). B.S.G.F., Paris, sér. 4, t. XXI, p. 61-77.
- SALVAN H. (1974).- Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaison avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. Notes Serv. Géol. Maroc, Rabat, t. 35, p. 7-25.
- SEILACHER A. (1964).- Biogenic sedimentary structures. In : J. IMBRIE and NEWELL (editors), Approach to Paleoecology, Wiley and Sons, New-York, p. 296-316.
- SEILACHER A. (1967).- Bathymetry of trace fossils. Marine geol., Amsterdam, vol. 5, p. 413-428.
- SHINN E.A. (1968).- Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. J. sedim. Petrol., Tulsa, vol. 38, n° 1, p. 215-223.
- SPY ANDERSON F.L. (1980).- La bordure Vivaro-Cévenole au Trias dans la région des Vans (Ardèche). Histoire tectono-sédimentaire, évolution diagénétique d'encroûtements dolomitiques de piémont et de plaine alluviale. Thèse de 3ème cycle, Univ. Claude-Bernard, Lyon, inédit.
- VAN HOUTEN F.B. (1977).- Triassic-Liassic deposits of Morocco and Eastern North America : comparaison. A.A.P.G. Bull., Tulsa, vol. 61, n° 1, p. 79-99.
- WILDI W. et ENAY R. (1979).- Sédimentation détritique diachrone en eau profonde dans le Jurassique moyen à supérieur du Rif externe (Maroc). C.R. Acad. Sci., Paris, t. 289, sér. D., p. 575-578.

LISTE DES FIGURES

	Pages
Fig. 1 : Localisation géographique des coupes et limites du bassin de Guercif	2
Fig. 2 : Carte structurale du bassin de Guercif	3
Fig. 3 : Caractères tectoniques du Moyen-Atlas et du bassin de Guercif	4
Fig. 4 : Schéma paléogéographique du Trias	131
Fig. 5 : Oolithes à laminations corticales	9
Fig. 6 : Oolithes à cortex radiaire	9
Fig. 7 : Oolithes à cortex micritique	9
Fig. 8 : Oncolites	9
Fig. 9 : Classification de Dunham	10
Fig. 10 : Classification de Folk	11
Fig. 11 : Emplacement des coupes dans la région de Taourirt	16
Fig. 12 : Coupe montrant l'interruption par accident d'un banc de calcaire gris micritique lenticulaire au sein des dolomies de Titeft (Lias inférieur)	20
Fig. 13 : Coupe schématique à Titeft montrant une tectonique synsédimentaire	20
Fig. 14 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Dogger inférieur de la série de Titeft à Mdaouer	22
Fig. 15 : Coupe schématique du Lias et du Dogger inférieur de la série de Koudiat Titeft à Mdaouer	23
Fig. 16 : Itinéraire de la coupe de Titeft-Mdaouer	24
Fig. 17 : Vue panoramique de Mdaouer	24
Fig. 18 : Vue panoramique de Koudiat Titeft	24
Fig. 19 : Bréchification dans les dolomies supérieures de Koudiat Titeft (Lias inférieur)	24
Fig. 20 : Calcaires argileux se débitant en aiguilles de la formation de Mdaouer (Bajocien)	24
Fig. 21 : Schéma montrant l'encadrement du filon doléritique par deux bancs calcaires présentant des "Mullion structure"	25
Fig. 22 : Banc de calcaire montrant des "Mullion structure"	25
Fig. 23 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Gouttitir	27
Fig. 24 : Coupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série de Gouttitir ..	28
Fig. 25 : Itinéraire de la coupe de Gouttitir	29
Fig. 26 : Vue panoramique de Koudiat Zireg (dolomies du Lias inférieur et moyen)	29
Fig. 27 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Jbel Tirremi ..	33
Fig. 28 : Coupe schématique du Lias et du Dogger inférieur de la série de Jbel Tirremi	34
Fig. 29 : Itinéraire de la coupe de Tirremi	34
Fig. 30 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Bajocien de Mesgout Narguechoum ...	36
Fig. 31 : Coupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série de Mesgout Narguechoum	37
Fig. 32 : Itinéraire de la coupe de Narguechoum	37
Fig. 33 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen du Jbel Narguechoum	40
Fig. 34 : Coupe schématique du Lias et du Jurassique moyen de la série du Jbel Narguechoum	41
Fig. 35 : Calcaires et dolomies de la falaise de Narguechoum (Lias inférieur et moyen)	41
Fig. 36 : Itinéraire de la coupe de Narguechoum	41
Fig. 37 : Emplacement des coupes dans la région de Debdou et Mhirija	44
Fig. 38 : Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen du Jbel Kébibicha.	46
Fig. 39 : Coupe schématique du Jurassique moyen de la série de Kébibicha	47
Fig. 40 : Itinéraire de la coupe de Kébibicha	47
Fig. 41 : Coupe lithostratigraphique du Jurassique moyen du Jbel Haloua-Richa	48
Fig. 42 : Coupe schématique du Jurassique moyen de la série de Haloua-Richa	50
Fig. 43 : Vue panoramique du Jbel Haloua-Richa	50

Fig. 44 :	Itinéraire de la coupe de Haloua-Richa	50
Fig. 45 :	Itinéraire de la coupe de Bouyacoubat	51
Fig. 46 :	Coupe lithostratigraphique du Bajocien supérieur de Bouyacoubat	51
Fig. 47 :	Coupe schématique de la série de Bouyacoubat	51
Fig. 48 :	Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Debdou	56
Fig. 49 :	Coupe schématique de la série de Debdou	57
Fig. 50 :	(figure supprimée)	
Fig. 51 :	Itinéraire de la coupe de Debdou	57
Fig. 52 :	Coupe lithostratigraphique du Lias et du Dogger inférieur de Flouch	60
Fig. 53 :	Coupe schématique de la série de Flouch	61
Fig. 54 :	Vue panoramique de la coupe de Flouch	61
Fig. 55 :	Coupe lithostratigraphique du Lias et du Jurassique moyen de Granza	63
Fig. 56 :	Coupe schématique de la série de Granza	64
Fig. 57 :	Coupe lithostratigraphique de la série de Réchida (Toarcien - Aalénien - Ba- -jocien)	67
Fig. 58 :	Coupe lithostratigraphique de la série d'Oulad Bel Kassem (Toarcien - Aalé- -nien - Bajocien)	67
Fig. 59 :	Coupe lithostratigraphique de l'Aaléno-Bajocien de la série de Ahl Admer ...	67
Fig. 60 :	Emplacement des coupes de : Rechida, Oulad Bel Kassem et Ahl Admer	67
Fig. 61 :	Schéma de la localisation des coupes et du petit massif granitique d'Alouana	73
Fig. 62 :	Corrélations stratigraphiques des coupes de la région de Debdou au Lias et au Dogger inférieur	73
Fig. 63 :	Localisation géographique des domaines occidental et oriental du bassin de Guercif	75
Fig. 64 :	Situation géographique des Monts des Traras et du horst de Rhar Roubane	76
Fig. 65 :	Schéma d'une structure fenestrée de type stromatactis	85
Fig. 66 :	Schéma d'une structure fenestrée de type "birds'eyes"	85
Fig. 67 :	Schéma de trois cristaux de dolomite montrant des inclusions centrales plus ou moins denses, fonction de la quantité d'impuretés	87
Fig. 68 :	Cristal de dolomite à zonation concentrique	87
Fig. 69 :	Cristal de dolomite à croissance cristalline répartie sur les cotes	87
Fig. 70 :	Inclusions réparties en éventail dans un cristal de dolomite	87
Fig. 71 :	Relation entre la dolomitisation et les éléments détritiques quartzeux	88
Fig. 72 :	Dolomitisation sélective d'un sédiment géopète	91
Fig. 73 :	Calcitisation sélective de la dolomite	92
Fig. 74 :	Recrystallisation due à une forte circulation d'eau le long de la fracture F1 dans les calcaires marneux bajociens	97
Fig. 75 :	Fracturation sans recrystallisation dans des calcaires bajociens	97
Fig. 76 :	Granulométrie du banc gréseux de Titeft-Mdaouer (Bajocien supérieur - Batho- -nien inférieur)	102
Fig. 77 :	Granulométrie du banc gréseux (8a) de Tirrémi (Bathonien inférieur)	103
Fig. 78 :	Principaux modèles naturels où se forment dolomies et calcaires dolomiti- -ques	106
Fig. 79 :	Diagramme montrant le domaine de formation de la dolomite et de la calcite .	107
Fig. 80 :	Esquisse paléogéographique au Lias inférieur et au début du Lias moyen	134
Fig. 81 :	Esquisse paléogéographique au Domérien	136
Fig. 82 :	Esquisse paléogéographique au Toarcien	138
Fig. 83 :	Esquisse paléogéographique à l'Aalénien	139
Fig. 84 :	Esquisse paléogéographique au Bajocien	141
Fig. 85 :	Analyse micropéetrographique de la série de Titeft-Mdaouer	115
Fig. 86 :	Analyse micropéetrographique de la série de Tirrémi	116
Fig. 87 :	Analyse micropéetrographique de la série de Narguéchoum	117
Fig. 88 :	Analyse micropéetrographique de la série de Gouttitir	119
Fig. 89 :	Analyse micropéetrographique de la série de Mesgout Narguechoum	120
Fig. 90 :	Analyse micropéetrographique de la série de Kébibicha	122

Fig. 91 :	Analyse micropétrographique de la série de Haloua-Richa	123
Fig. 92 :	Analyse micropétrographique de la série de Granza	124
Fig. 93 :	Analyse micropétrographique de la série de Debdou	125
Fig. 94 :	Analyse micropétrographique de la série de Flouch	126
Fig. 95 :	Résumé des différentes séquences des séries étudiées du bassin de Guer- -cif .;.....	129
Fig. 96 :	Carte structurale schématisée du Maroc oriental	132
Fig. 97 :	Evolution de la sédimentation entre le Narguechoum et Gouttitir depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien	143
Fig. 98 :	Progradation de la plate-forme carbonatée des Hauts Plateaux en direction de Mhirija depuis le Lias inférieur jusqu'au Bajocien	142

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1 : Ammonites de zones du Lias et du Dogger inférieur d'après R. Enay et Coll. (1980)	17
Tableau 2 : Corrélations stratigraphiques entre les différentes formations du Lias et du Dogger inférieur de la région de Taourirt	42
Tableau 3 : Corrélations stratigraphiques entre les différentes formations du Lias et du Dogger inférieur de la région de Mhirija	52
Tableau 4 : Corrélations entre les différentes formations du Lias et du Dogger inférieur de la région de Debdou	70
Tableau 5 : Corrélations stratigraphiques entre les formations du Lias et du Dogger inférieur des régions de Mhirija, Debdou et Taourirt	71
Tableau 6 : Classification des faciès des régions de Debdou, Mhirija et Taourirt.	81

LEGENDE DES COUPES

1. LEGENDE LITHOLOGIQUE DES COUPES PROPREMENT DITES

 grès	 éléments bréchiques	 polypiers
 calcaires gréseux	 galets noirs	 échinides
 dolomie gréseuses	 graviers de schistes	 coquilles d'ostracodes
 dolomies	 laminations planes	 terriers
 calcaires dolomitiques	 laminations ondulées	 entroques
 calcaires	 fentes de dessiccation	 bélemnites
 calcaire marneux	 structures en tepee	 foraminifères
 dolomie bréchique	 stylolites	 spicules de spongiaires
 slumps	 birdseyes	 oncolites
 lentille de calcaire	 stromatactis	 oolithes
 lentille de dolomie	 Cancelllophycus	 bioclastes
 bioturbations au sommet du banc	 ammonites	 gravelles
 chenal	 brachiopodes	
 stratifications entrecroisées	 Lamellibranches	
 marnes		

A : Lacune
de visibilité

2. MICROFACIES

Analyse texturale : M : mudstone

W : wackstone

P : packstone

G : grainstone

Variations des minéraux : I = illite + interstratifiés

argileux avec le faciès II = illite + chlorite + interstratifiés

III = illite + chlorite + kaolinite

IV = illite = kaolinite = interstratifiés

éléments bioclastiques: L : lamellibranches/

Py : polypiers

O : ostracodes /

g : gastéropodes /

sp : spicules de spongiaires/ent:entroques/

br : brachiopodes/

f : foraminifères

Ech: échinoderme /

b : bélemnites/

P : Posidonomyes/

t : terriers /

oo : oolithes

on : oncolites

Planche 1, Observations dans la coupe de Debdou.

Fig.1 Dolomies à laminites (Aalénien-Bajocien).

Fig.2 Dolomies des Hauts Plateaux montrant des structures fenestrées (/) (Aalénien-Bajocien).

Fig.3 Banc lenticulaire (↙) limité par deux surfaces de ravinement (faciès intertidaux de l' Aalénien-Bajocien).

Fig.4 Dolomies des Hauts Plateaux montrant des structures en teepee (Aalénien-Bajocien).

Fig.5 Sommet de la formation 2b, montrant dans un calcaire micritique des terriers ouverts remplis de matrice carbonatée jaune (/) (Lias moyen).



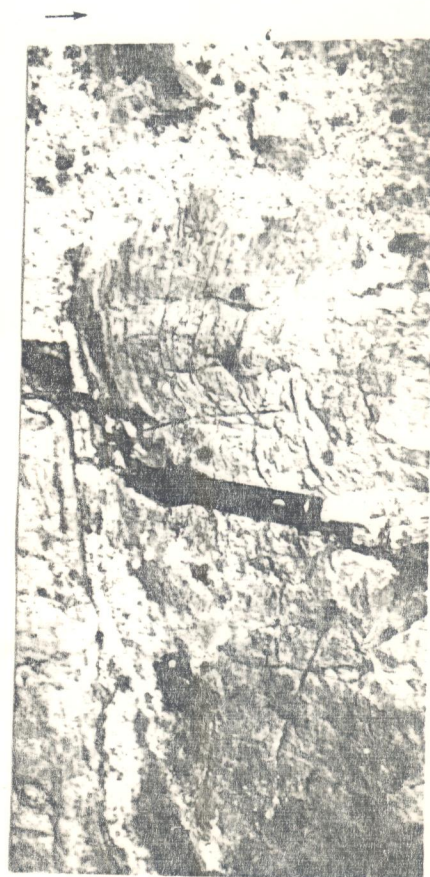
1



2



3



4



5

Fig. 1 Dolomicrite des dolomies des auts lateaux.
Coupe de Debdou (Aalénien-Bajocien).

Fig. 2 Dolosparite des dolomies des auts lateaux.
Coupe de Rechida (Aalénien-Bajocien).

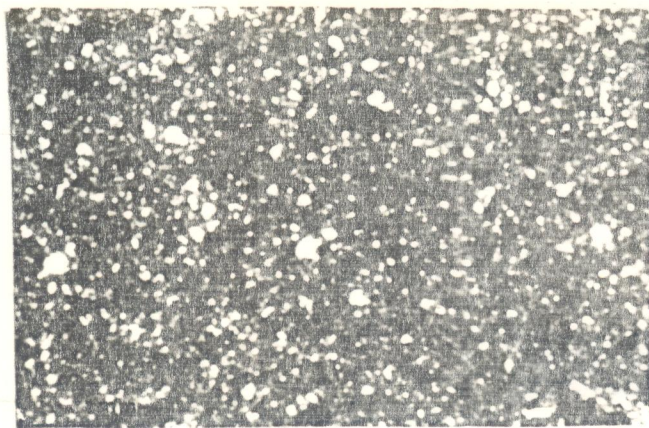
Fig. 3 et 4 Dolomicrite montrant le détail d'une structure
fenestrée, ① sédiment fin interne, ② partie supérieure
remplie de sparite.
Coupe de Debdou (Aalénien-Bajocien).

Fig. 5 Dolomie gréseuse de la formation 1 ,montrant des éléments
détritiques hétérométriques hérités probablement du Trias
et du Paléozoïque.

Fig. 6 Faciès dolomicritique (Aalénien-Bajocien) de la coupe de Granza.

Fig. 7 Dolomies montrant des stylolites dans la formation 2d (Lias moyen)
de la coupe de Debdou.

Fig. 8 Surface polie de la base de la 1^{ère} unité de dolomie gréseuse
montrant des éléments détritiques (schistes ①, siliceux ②).
Coupe de Debdou (Lias moyen).



1



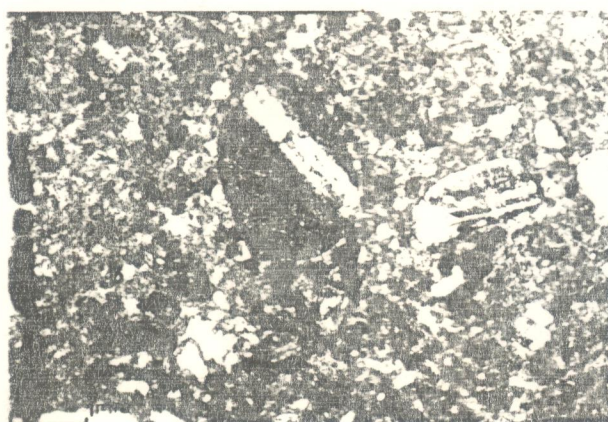
2



3



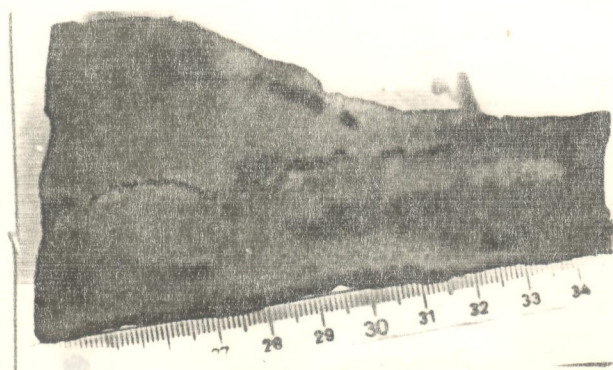
4



5



6



7



Planche 3

Fig.1 Oosparite : oolithes à structure radiaire.
Coupe de Flouch (Toarcien).

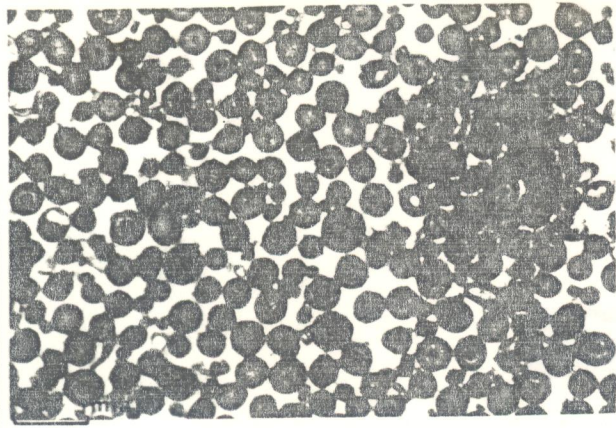
Fig.2 Détail de la structure radiaire des oolithes du Toarcien
de Flouch.

Fig.3 Packstone à oolithes et pellets.
Coupe de Haloua-Richa (Aalénien).

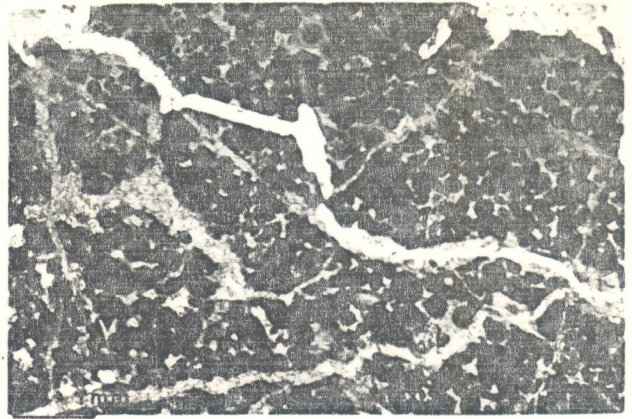
Fig.4et5 Calcaire plus ou moins dolomitique (base de la 2^{ème} falaise)
à oolithes micritiques très finement recristallisées.
Coupe de Flouch (Aalénien-Bajocien).

Fig.6et7 Calcaire dolomitique à rares oolithes et bioclastes.
Coupe de Narguechoum (Lias inférieur et moyen).

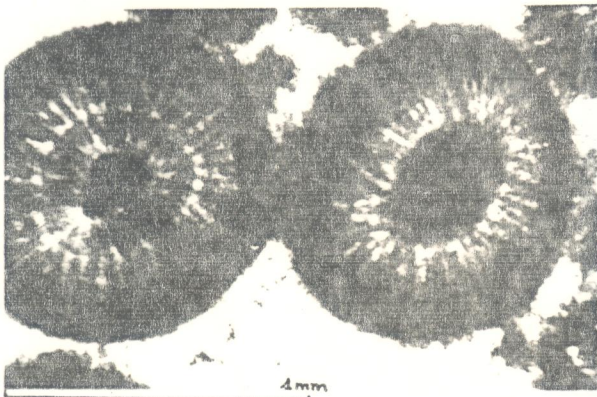
Fig.8 Dolomies à oncolites du Lias inférieur de la coupe de Narguechoum.



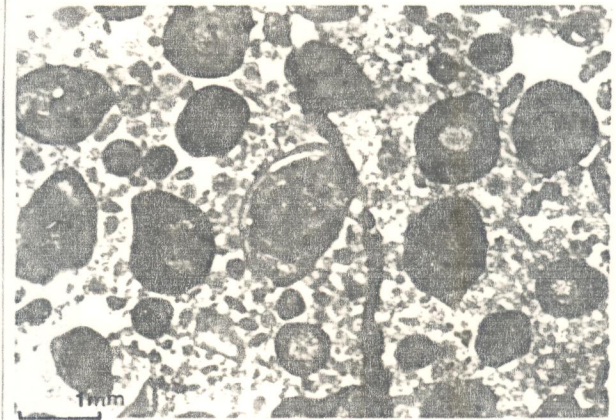
1



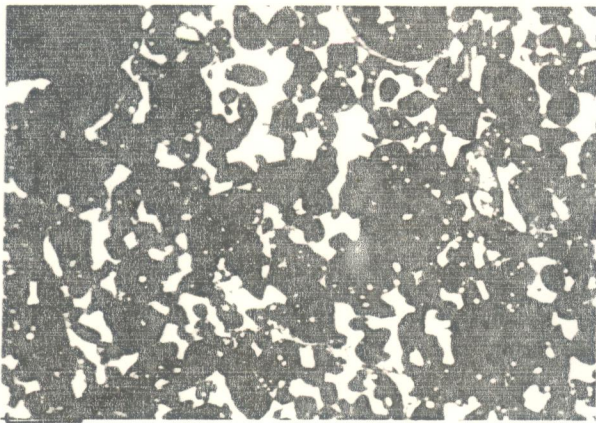
3



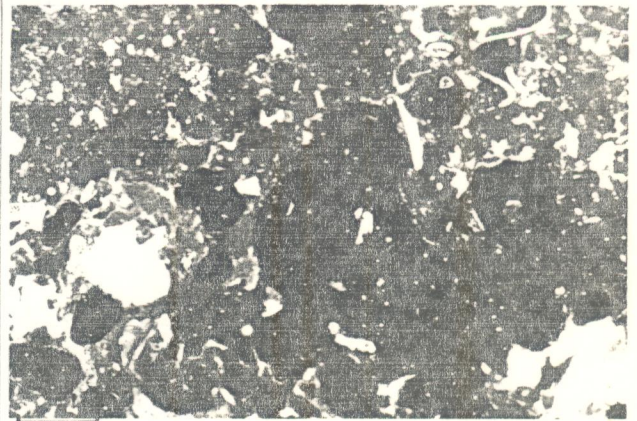
2



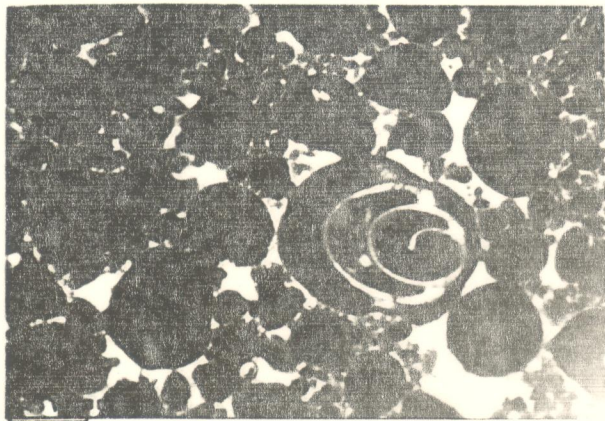
4



6



7



5



8

Planche 4

Fig.1et2 Calcaire bioclastique à débris de lamellibranches.
Coupe de Gouttitir (Lias moyen).

Fig.3 Calcaire dolomitique bioclastique de la formation 1 .
Coupe de Flouch (Lias moyen).

Fig.4et6 Calcaire dolomitique bioclastique.
Coupe de Granza.

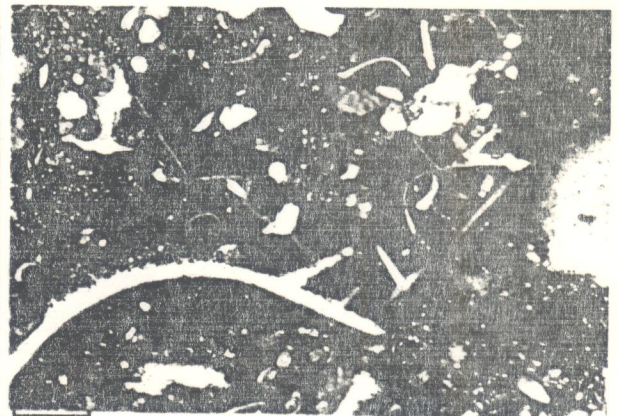
Fig.5 Calcaire dolomitique de la formation de Narguechoum
montrant des stromatolites, pellets et quelques oolithes.
Coupe de Narguechoum.

Fig.7 Calcaire dolomitique finement bioclastique de la formation 2.
Coupe de Flouch.(Lias moyen=Domérien).

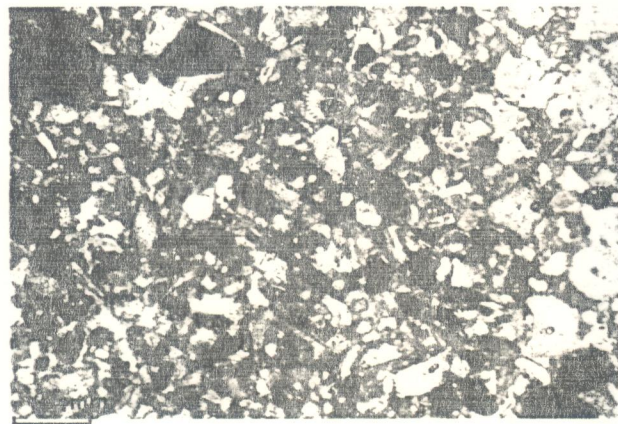
Fig.8 Calcaire dolomitique à oncoïdes(Aaléno-Bajocien).
Coupe de Flouch : sommet de la 2^{eme} falaise.



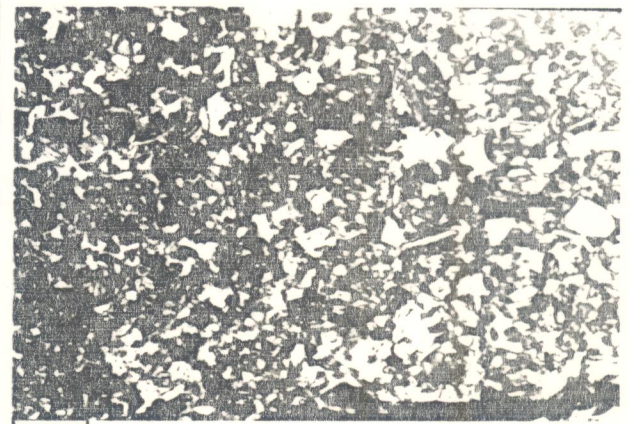
1



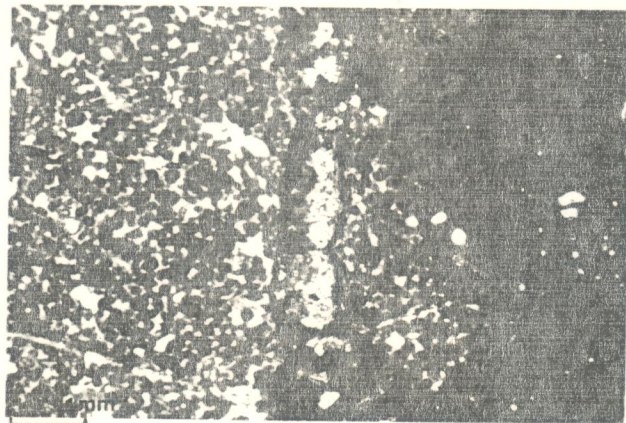
2



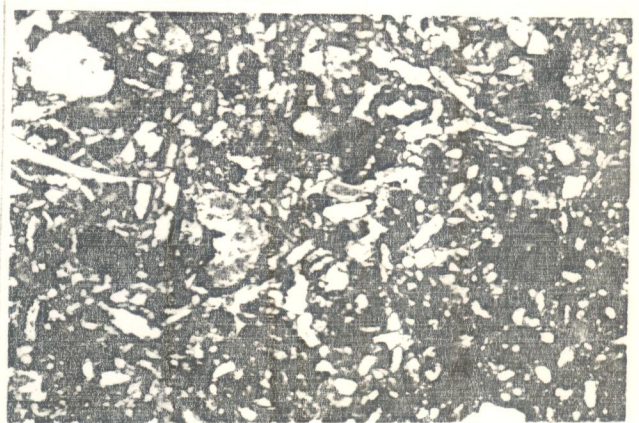
3



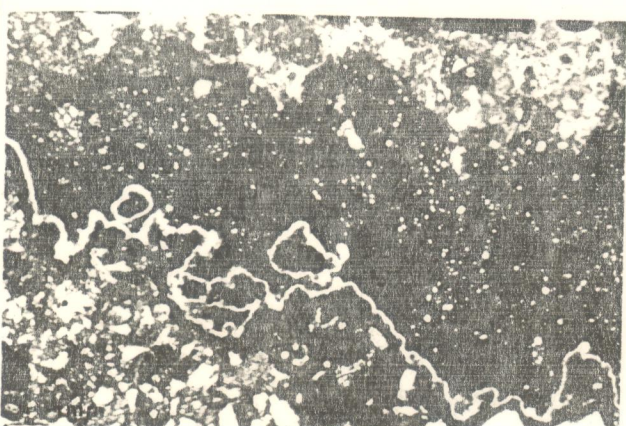
4



5



6



7



8

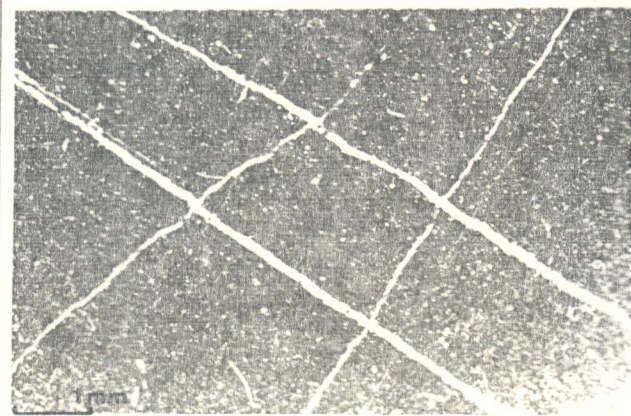
- Fig. 1et2 Calcaire marneux se débitant en aiguilles montrant un système de fracturation qui entraîne une recristallisation du sédiment originel / oxyde de fer.
Coupe de Titeft-Mdaouer (Bajocien inférieur et moyen).
- Fig. 3 Calcaire noir compact montrant un système de fractures, mais pas de recristallisation du sédiment originel.
Coupe de Titeft-Mdaouer (Bajocien).
- Fig. 4 Calcaire noir micritique à spicules de spongiaires.
Coupe de Titeft-Mdaouer (Domérien).
- Fig. 5 Calcaire noir à Cancellophycus, présentant des filaments (valves de pélecypodes).
Coupe de Haloua-Richa (Aalénien).
- Fig. 6 Calcaire gris micritique à spicules de spongiaires.
Coupe de Tirrémi (Domérien).
- Fig. 7 Niveau de calcaire gréseux (8a) dans la formation de marnes et grès de Tirrémi.
Coupe de Tirrémi (Bathonien inférieur).
- Fig. 8 Banc silteux montrant des traces de pistes (/) d'un bivalve: Chevronichnus.



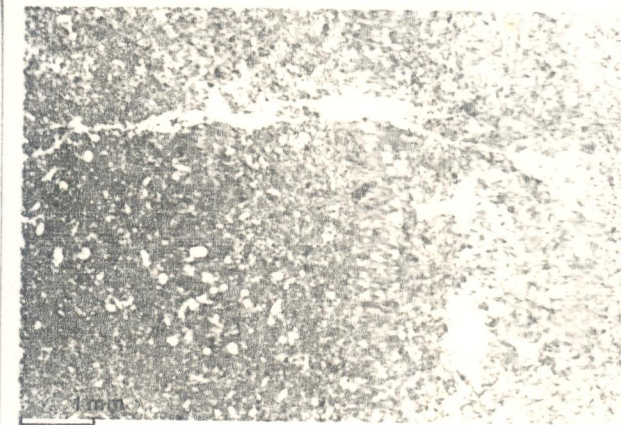
1



2



3



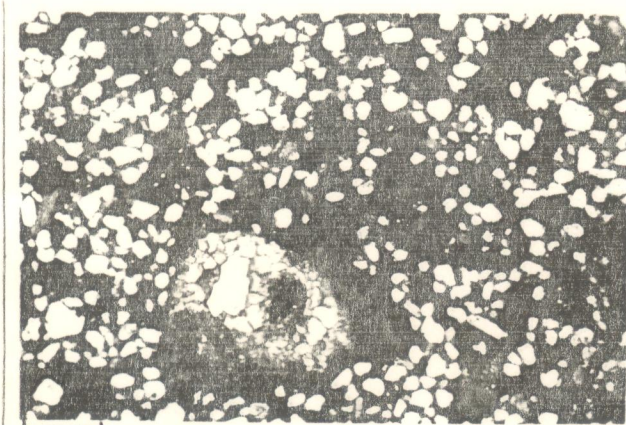
4



5



6



7



8