الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE HADJ LAKHDAR – BATNA –

FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

MEMOIRE

Présentée pour obtenir le diplôme de Magistère
En Géologie

La Série Néritique du Constantinois Central « Massif du Chattabah, Djebel Felten » Lithostratigraphie, Sédimentologie et Caractérisation Hydrogéologique « Région de Constantine »

OPTION
GEOLOGIE DE GENIE CIVIL ET DES MILIEUX AQUIFERES

PAR
RABAHI NOUREDDINE

Devant le jury :

Président	**: M.R. MENANI**	**Université de Batna**
Directeur de mémoire	**: A. YAHIAOUI**	**Université de Batna**
Examinateurs	**: M. KALLA**	**Université de Batna**
	: C. BENABBAS	**Université de Constantine**

2008

RESUME

La région étudiée (Massif de Chattabah, Djebel Felten), situé au Sud Ouest de Constantine, faite partie des domaines néritique Constantinois « Zones externes de la chaîne Alpine d'Algérie orientale ».

L'étude litho stratigraphique, de la série néritique du massifs de Chattabah et Djebel Falten a permis de mettre en évidence :

La série carbonatée de Djebel Felten a été subdivisée en cinq formations datées par la microfaune s'étend de Aptien au Cénomanien ; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Aptien) calcaire micritique stratifier de couleur gris foncée, **formation II :** (Albien) calcaire sparitique compact à Orbitoline, **formation III :** (Albo-vraconien) calcaire marneux à Algues, **formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire microsparitique gris a patine jaune à Orbitoline et **formation V :** calcaire grossier dur compact et fracturée.

La série carbonatée du massif de Chattabah a été subdivisée en quatre formations datées par la microfaune s'étend de Barrémien au Sénonien; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Barrémien) : calcaire graveleux à Ammonite, **Formation II :** (Aptien) calcaire dur stratifier à rares intercalations marneuses à Algues, **Formation III :** (Albien) calcaire lités a quelque intercalations marneuses à silex et Orbitoline et **Formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire noduleux et graveleux.

L'analyse faciologique nous a permis de distinguer les microfaciés et leur milieux de dépôts appartiennent à une plate forme sur la quelle, de l'extérieur vers l'intérieur, se succèdent trois environnements majeurs : (1) une plate forme assez ouverte a énergie modéré à fort, s'étendant de distale a l'infratidal, (2) une plate forme moyenne avec localement des constructions récifales à coraux, de milieu infratidal et (3) une plate forme interne généralement intertidal.

Le milieu poreux très répondu dans nos faciès, est presque entièrement d'origine prémaire et diagénitique, avec une évolution discontinue qui peut aboutir à une détérioration de réseau poreux surtout par la cimentation tartive.

Sur le plan tectonique, les massifs étudiés (Djebel Felten, massif de chattabah), affectées par des nombreux et importants accidents tectoniques d'orientation générale SE-NW, NE-SW.

Sur le plan hydrogéologique, les aquifères sont alimentées par les massifs avoisinants, et à partir des accidents tectoniques orientés NE – SW.

Mots clés : Néritique, microfaciés, porosité, tectonique, diagenèse, foraminiféres, hydrogéologie, aquifère.

Abstract

The study area (Massif de Chattabah, Felten Jebel), located in southwestern Constantine, made one of the areas neritic Constantinois "Areas outside of the chain of Alpine eastern Algeria."
The litho stratigraphic study, in the series of massive neritic Chattabah and Jebel Falten helped highlight:
The series carbonate Jebel Felten has been divided into five formations dated by microfauna extends from the Aptian - Cénomanien; upwards follow:
Training I: (Aptian) limestone micritic stratify dark grey, Training II: (Albian) limestone sparitic compact orbitoline, training III: (Albo-vraconien) limestone marl to Algae, training IV: (Cénomano-Turonian) gray limestone micro sparitic a yellow patina and training orbitoline V: coarse limestone fractured and compact disk.
The series of massive carbonate Chattabah was divided into four formations dated by microfauna extends from the Barremien Senonian; upwards follow:
Training I: (Barremien): limestone gravel to Ammonite, Training II: (Aptian) limestone hard to stratify rare intercalations marly to algae, Training III: (Albian) has some ties limestone marl intercalations with flint and Orbitoline and Training IV: (Cénomano - Turonian) nodule limestone and gravel.
The analysis faciologique allowed us to distinguish micro facies and their environments deposits belong to a platform on which, from the outside inwards, successive major three environments: (1) a platform open enough energy moderate to strong, ranging from distal a l'infratidal, (2) a platform with average local construction in coral reef, middle infratidal and (3) an internal platform generally intratidal.
The highly porous media responded in our facies, is almost entirely original digenetic with developments, which may lead to a deterioration of porous network mainly by cementing tartive.
On the tectonics, the massive study (Jebel Felten, massive chattabah), affected by many important tectonic accidents general orientation NW-SE, NE-SW.
On the hydrogeological, aquifers are fed by the nearby massive, and from accidents tectonic oriented NE-SW.

Keywords: Neritic, microfaciés, porosity, tectonics, diagenesis, foraminiféres, hydrogeology aquifer.

ملخـــــّص:

تقع منطقة الدراسة (كتلة صخريه شطابة ، وجبل فلتان) إلى الجنوب الغربي من قسنطينة، واحدة من المناطق "المناطق الواقعة خارج سلسلة جبال الألب الشرق للجزائر."

الدراسة الليطوستراتيغرافية متعلقة بطبقات الصخور لكتلة صخريه شطابة ، وجبل فلتان. قد كشفت عن :
سلسلة جبل كربونات فلتان قد قسمت إلى خمسة تشكيلات مؤرخة عن طريق الحيوانات الدقيقة تمتد من السينومانيا إلى الابسين التصاعد يا

التشكيل الأول : (ابسيان) طبقات الحجر الجيري مكريتية رمادية داكنة ، و التشكيل الثاني : (البيان) الحجر الجيري سباريتى الميثاق بالاربتلين الحجر الجيري ، التشكيل الثالث : ((الحجر الجيري إلى التراب الكلسي الطحالب ، و التشكيل الرابع :السينومنوترونيان ((الحجر الجيري المكروسبريتى رمادي اصفر الزنجار والتدريب الخامس : الحجر الجيري الخشنة واقراص مدمجه والممزق.

سلسلة ضخمة من الكربونات شطابة ينقسم إلى أربعة تشكيلات مؤرخة من قبل الحيوانات الدقيقة تمتد من بريميان إلى السينونيان ؛ التصاعدي التالي :
التشكيل الأول : (بريميان) : الحجر الجيري والحصى لامونت ، و التشكيل الثاني(ابسيان) : طبقات الحجر الجيري نادرة تناوب المارن إلى الطحالب ، و التشكيل الثالث : (البيان) بعض الروابط المارن والحجر الجيري واربتلين و التشكيل الرابع : (سنومان ترونيان الحجر الجيري والحصى.

التحليل الفاسيولوجية مكنتنا من تميز ميكروفاسياس والدوائر ينتمون إلى الأوساط الترسيبية ،من خارج إلى الداخل ، ثلاث بيئات رئيسية أخرى : (1) سطحية مفتوحة بما فيه الكفاية للطاقة معتدلة إلى قوية ، بدءا من (منهاج مع متوسط البناء المحلية في الشعاب المرجانية 2)، أقصى انفراتدال ، و انفراتدال الأوسط (3) سطحية داخلي انفراتدال عموما.

الوسط المثغر جد الورود في فاسياس ، بشكل شبه كامل الأصل فيه دياجنازي مع التطورات التي قد تؤدي إلى تدهور قابلة للاختراق من جانب تدعيم الشبكة البعدية في المقام الأول.

من الناحية التكتونية ، الدراسة الجماعية (جبل فلتن ، شطابة ضخمة) ، تتكون من العديد من الفوالق داوت التوجه العام - شمال غرب ، شمال شرقي - جنوب غرب.

من الناحية الهيدروجيولوجيه ، مستودعات المياه الجوفية التي تغذيها الصخور الضخمة القريبة ، وموجة من الفوالق التكتونيه داوت التوجه شمال شرقي

الكلمات الرئيسية :

Néritique, microfaciés, porosité, tectonique, diagenèse, foraminiféres, hydrogéologie, aquifère.

AVANT PROPOS

J'adresse mes sincères remerciements à tous ceux qui, ont permis de la réalisation et l'achèvement de ce travail.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Monsieur **MENANI M.R**, qui ma fait bénéficier de ces connaissances de la géologie et de l'hydrogéologie ; je lui suis reconnaissant de l'honneur qu'il me fait en assumant la présidence du jury.

YAHIAOUI A, Il avait suivi la progression de ce travail et l'avait enrichi de ses critiques, il m'a prodigué de nombreux conseils et ne jamais ménagé ses encouragements. Qu'il trouve ici l'expression de ma sincère gratitude.

Je remercie également Monsieur **KALLA.M,** d'avoir accepté de faire partie du jury. Ayant eu le privilège d'assister à ses cours, j'ai pu profiter de sa grande expérience.

BENABBAS C, Maître de conférence à l'université de Constantine. Sa grande connaissance de la géologie de l'Est Algérien principalement du Constantinois ; ses conseils, ses remarques pertinentes et le temps qu'il m'a accordé, malgré ses nombreuses occupations.

Je voudrais ensuite évoquer ce que dois à monsieur **BOULARAK M** qui m'a fait profité de ses compétences de la géologie de Constantinois**.** Je lui suis très reconnaissant.

Monsieur **INAL .B,** s'est montré très intéressé par ce travail. Très sympathique, et se grande compétence en géologie structural m'a été fort utile je le remercie.

Mes remerciements vont également à professeur **MARMI. R** de l'université de Constantine, Mr **DJAIZ. F** de l'université de Batna et **Mr BOUMAZBER.A** de CU TEBASSA.

A l'institut des sciences de la Terre, j'ai eu toujours le soutien moral de certain de mes collègues, je tiens à leur adresser mes remerciements en particulier, **AMROUNE .A, BOUABID. A , MSSAKHAR .I, CHATTAH .W, BELOUINAS. H, BELAOUAR. A, ZAOUAOUI .S** et **BACH.M.**

A toute les enseignements de IST Constantine ainsi tout les techniciens et travailleur.

A toute mes amis de l'IST Constantine que je site **MOUHAMED, ELHACHMI, ZAKI, CHAOUKI, FOUED, SAMIR...**

Je tiens également à remercier ……, que je dédie se travail malgré ……

Que ceux qui ne sont pas cités me pardonnent et qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

Enfin, je ne saurai oublier dans mes remerciements mes parents, frères et soeur a supporté mes préoccupations et mon stress, je leur dédie cette mémoire.

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

CHAPITRE 1 : GENERALITES

I. SUJET ET BUT DE L'ETUDE..... 07

II. HISTOIRE DES TRAVAUX…… 07
1. Période des levers d'ensemble a petite échelle…….. 07
2. Période des grandes monographies…… 08
3. Période des monographies détaillées……. 08

III. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE……. 09

IV.CADRE GEOLOGIQUE REGIONALE…… 13
1. Introduction……... 13
2. Les séries Alpines…….. 14
2.1. Le domaine Interne……. 14
2.2. Le domaine des Flyschs…….. 14
2.3. Le domaine Externe…… 15
2.3.1 Les séries telliennes……. 15
2.3.2 Les séries de l'avant pays allochtone …….. 16
a) l'organisation sétifienne…… 16
b) l'organisation Constantinoise…… 16
c) l'organisation Algero-Tunisienne……. 16
2.2.3 L'Avant pays atlasique……. 16
3. Les phases Tectonique……... 19
3.1 Introduction……. 19
3.2 Les phases Tectoniques Mésozoïques……. 19
3.2.1 La phase Jurassique supérieur…….. 19
3.2.2 La phase Anté-Senonienne…… 19
3.3 Les phases Tectoniques Tertiaires…… 20
3.3.1 La phase Finilutétienne……. 20
3.3.2 La phase Miocène……. 21
3.4 La Tectonique récente…….. 22

V. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE…… 24
1. Introduction…… 24
2. Trias exotique ou extrusif…… 24
3. Série néritique Constantinoise…… 24
4. Les séries telliennes…… 25
4.1. Priabonien…… 25

4.2. Unités Ultra tellienne…… 25
4.3. Les Unités telliennes sensu-strito (S.S)…… 25
4.4. Les Unités pénitelliennes …… 25
4.5. Nappe Numidienne…… 26
5. Les séries poste-nappes…… 26
5.1 Mio- Pliocène continental……. 26
5.2 Quaternaire……..26
6. Paléogéographie des Monts de Constantine……..27
7. Le Style tectonique des unités telliennes (Monts de Constantine)……27
7.1. La nappe numidienne……..27
7.2. La nappe ulta-tellienne……27
7.3. Les nappes telliennes sensu-stricto……27
7.4. La nappe péni-tellienne……...29
7.5. La nappe néritique constantinoise……...29

VI. METHODE DE TRAVAIL……30
1. Sur le terrain …… 30
2. Au laboratoire…… 30
2.1 Pétrographie…… 31
2.2 Plan d'étude d'une roche sédimentaire en lame mince……31
2.2.1 Inventaire des constituants textures et structures de dépôts……..31
a) Elément figurés…… 30
b) Cristaux de précipitation chimique primaire……31
c) Matrice Ciment……..31
d) Textures et structures de dépôt……..31
2.2.2 Condition de sédimentation……..31
a) Constituants minéraux clastiques……..31
b) Constituants organiques bioclastiques ou biogènes……..32
2.2.3 Diagenèse (évolution des constituants chimiques des sédiments)…… 32
a) Syndiagénése (Diagenèse débutante)……32
b) Epidiagénése (Diagenèse avancée)……...32
c) Analyse chronologique relative des diverses étapes de la diagenèse « faciès diagénétique »……33
2.2.4 Donner un nom au roche selon les classifications sédimentologiste et diagénétique. 33
2.3 Paléontologie …….. 33
2.4. Analyse Structurale…… 33

VII. TERMINOLOGIE…… 34
1. Terminologie de terrain…… 34
1.1. Roches carbonatées……... 34
1.2 Roche mixtes…….. 34
2. Terminologie de laboratoire…… 34
2.1. Classification de FOLK (1959)…… 35
2.2. Classification de Dunham (1962)…….. 36

CHAPITRE 2: LITHSTRATIGRAPHIE

1. Introduction……37
2. Analyse Lithostratigraphique……37
2.1 La coupe de Djebel Falten……...37
2.1.1 : Attribution Stratigraphique de la coupe de Djebel Falten……..40
2.2. La coupe de Djebel Garnechouf (massif de Chattabah)……42
2.2.1 : Attribution Stratigraphique de la coupe de Djebel Garnechouf……44
3. Corrélation lithostratigraphique entre les deux coupes……45
3.1.. L e Barrémien……45
3.2. L'Aptien……45
3.3 L'Albien……..45
3.4 Le Cénomano-Turonien……..45
3.5 Le Sénonien……45
4. Conclusion……48

CHAPITRE 3 : SEDIMENTOLOGIE

I. INTRODUCTION……..49

II ANALYSE FACIOLOGIQUE……49
1. Introduction……...49
2. Description et milieu dépôt des faciès……...49
2.1. Faciès de plate forme externe……50
2.1.1 Faciès externe distale……50
2.1.2 Faciès externe proximale……..51
a) Faciès à échinodermes dominants……51
b) Faciès à environnement Agité……...52
c) Faciès Abrités……52
2.2. Faciès de plate forme moyenne……..53
2.2.1 Faciès du Haut Fond local……53
2.2.1.1. Faciès a Orbitoline dominants……53
2.2.1.2. Faciès a Faible énergie……...53
2.2.2 Faciès de la zone récifale……..54
a) Faciès de la zone subrécifale interne……54
b) Faciès de la zone subrécifale externe……54
2.3. Faciès de plate forme interne……..55
2.3.1 Faciès internes calmes…….. ……56
2.3.2 Faciès internes plus ou moins agités……56

III. Diagenèse et Porosimétrie……61
1. Diagenèse……...61
1.1 Définition de la diagenèse……... 61

1.2 Environnements Diagenétiques…… 61
1.3 Stade de Diagenèse…… 61
1.3.1. Eogenése…… 61
1.3.1.1 : phase de liaison « ciments »…….. 61
1.3.1.2 : Phase de transformation diagénétique précoce…… 62
1.3.2. Mésogenése…… 65
2. Porosimétrie…… 66
2.1. Définition de la porosité…… 66
2.2. Les différents types de porosité…… 67
2.3. Facteurs contrôlant et modifiants la porosité…… 67
2.3.1. Diagenèse et porosité…….. 68
2.4. Micro et macroporosité…….. 68
2.5 Classification de la porosité…… 69
2.5.1. Descriptions des principaux types basiques de porosité selon Choquette et Pray….. 70
2.6. Description du milieu poreux…… 73
2.7 Porosité dans les différents faciès et microfaciés…… 73
2.7.1. Faciès de la plate forme externe …… 73
2.7.2. Faciès de la plate forme moyenne……...75
2.7.3. Faciès de la plate forme interne…… 78
2.8 Relation entre milieu poreux et la diagenèse……. 80
2.8.1. Relation entre porosité et la diagenèse précoce …….. 80
2.8.2. Relation entre porosité et la diagenèse d'enfouissement …… 80
2.8.3. Relation entre porosité et la diagenèse Karstique Tardive……...81
IV. Conclusion…….83

CHAPITRE 4 : TECTONIQUE

1. Introduction……...84
2. Description tectonique des massifs étudier…….....84
2.1 Les massifs du Djebel Felten – Sidi Rmamm -Sellem- Bir Brines……84
2.2 Massif du Chattabah……91
3. Analyse Morphologique des massifs étudier……94
3.1. La coupe A-A' (SW-NE)……95
3.2. La coupe B-B' (SSW-NNE)……95
3.3. La coupe 1-1' (N-S)……95
3.3. La coupe 2-2' (NE-SW)……....99
4. Photographies aériennes et analyse structurale……...101
4.1. Documents utilisés……...101
4.1.1. Les Photographies aériennes……..101
4.1.2. LES CARTES TOPOGRAPHIQUES……..101
4.1.3. LES CARTES GEOLOGIQUES……...101
4.2. La Fracturation……..101
4.2.1 La famille N-S……101
4.2.2 La famille E-W……...101
4.2.3 La famille NE-SW……..101
4.2.4 La famille NW-SE……..103

5 .Relation discontinuité écoulement souterraine……103
5.1. Discontinuités mineures……103
5.1.1 Les joints de stratifications……..103
5.1.2 Les Diaclases……...103
5.2 Discontinuités majeurs ……...103
5.2.1 Discontinuités litho stratigraphique……103
5.2.2 Discontinuités tectonique……104
5.2.3 Discontinuités d'origine stratigraphique et tectonique……105
6. Conclusion……105

CHAPITRE 5 : HYDROGEOLOGIE

I CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE… ……106
1. Introduction…… 106
2. Description des formations aquifères……..106
2.1. Complexe aquifère Crétacé moyen……...106
2.2. Complexe aquifère Maestrichtien……106
2.3. Aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Moi-pliocéne……106
2.4. Aquifère des alluvions Quaternaires……106
3. Etude piezométrique de l'aquifère Moi-Plio-Quaternaire (aquifères de recouvrements)……109
3.1. Introduction……109
3.2. Les limites de l'aquifères Moi-Plio-Quaternaires……109
3.3. Inventaire des points d'eau..……109
3.4. Piezometrie de l'Aquifères Moi-Plio-Quaternaires……..109
3.4.1. Interprétation de la carte piezométrique……113

II CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE……117
1. Introduction……117
2. Les pompages d'essais……117
2.1. Résultats et interprétations……117
2.1.1. Essai de pompage et calcule des paramètres hydrodynamiques du sondage P9…....117
III Conclusion ……119

CONCLUTION GENERALE…… 120

BIBLIOGRAPHIE……..……..123

LISTE DES FIGURES……132

LISTE DES FAC-SIMILES……133

LISTE DES PHOTOS……..133

LISTE DES TABLEAUX……..……...134

ANNEXES……135

PREMIER CHAPITRE
GENERALITES

I.SUJET ET BUT DE L'ETUDE

La série sédimentaire de la région d'étude est constituée essentiellement par des faciès carbonatés ; la distribution spatiale des paramètres physico-chimiques des roches (Porosité, Compaction, Dissolution..) et/ou bien l'effet de la fracturation est indispensable pour comprendre le comportement des fluides dans ces corps sédimentaires.
Ces paramètres dépendent de la répartition des faciès et de l'intensité des transformations diagénétiques. L'examen des relations entre ces paramètres ainsi les caractères sédimentologiques d'un part et le comportement hydrogéologique d'autre part peuvent fournir de précieuses indications pour une exploitation des ressources en eau.

La réflexion initiée ici est transdisciplinaire. Elle s'appuie sur les particularités diagenétiques, faciologiques, tectoniques et sur les analyses pétro physiques aussi bien que hydrogéologie classique pour identifier les caractéristiques hydrodynamiques.

Tout le corpus de cette mémoire s'articule en fait autour de quatre axes essentiels :

- L'analyse lithostratigraphique (La subdivision de la série sédimentaire).
- L'analyse faciologique et diagenétique (caractéristiques physico-chimiques de la série sédimentaire).
- L'analyse structural (la détermination des structures tectoniques, leurs répartitions qui nous permettrent d'aborder la relation tectonique- écoulements souterrains).
- Enfin, l'analyse hydrogéologique (l'identification et la caractérisation des aquifères).

II – Histoire des travaux

Le capitaine Puillon-Boblaye, quelque mois seulement après la prise de Constantine en 1838, publie les résultats de ses premières reconnaissances sur la région. Il mentionne les gypses du massif du Chattabah, les conglomérats de la Koudiat Aty (Coudiat) et les calcaires lacustres d'Ain el Bey.
L'évolution des connaissances permet de distinguer trois grandes périodes :

1. Période des levers d'ensemble a petite échelle :

Quatre cartes générales dues à Hardouin, Tissot, Pomel, et Ficheur, caractérisent les nombreuses recherches faite par ces auteurs.
La première ; au 1/250.000°, est due à Hardouin (1868) elle à permis la subdivision des formations géologiques de Constantine.

Deuxième carte, au 1/800.000°, est signée par Tissot (1881) elle englobe la province de Constantine, son grand mérite est d'avoir attribuée les grés et argiles du numidiens au nummulitique supérieur.

Peu de modifications sont apportées par Pomel dans l'édition de 1889 de la carte de l'Algérie au 1/800.000°.

La révision de la carte au 1/800.000° (1900) est due essentiellement à Ficheur. Elle présente en particulier un travail sur le bassin Miocène de Constantine.

2. Période des grandes monographies :

Les travaux de Joleaud .l. dominent cette période. Outre sa thèse (1912), accompagnée d'une carte au 1/200.000° Joleaud .l. réalise les levers de plusieurs cartes au 1/50.000°.

3. Période des monographies détaillées :

Il convient de signaler l'apport de Flandrin**.** J.F (1948) dans ces études stratigraphique du nummulitique Algérien.

Cet auteur réalise une bonne synthèse qui traite de l'ensemble du Tertiaire au Nord Constantinois.

Il est à noter, aussi les travaux géologiques entrepris par l'école hollandaise prés de Constantine Ravent. T au Khroub, Van der Fliert.J.R à Oued Athmania, Bar .CH à Ain M'lila, Voute .C, à Ain Fekroune et par les géologues de S.N REPAL notamment dans le cadre du permis « Constantine »

D'autres études ont été entreprises par l'école française, sous la direction de Durand-delga. M dans le Nord et dans l'Est de Constantine, spécialement par Raoult.J.F, Bouilon.J.M dans le cadre des levés réguliers des cartes au 1/50.000.

Dans ces travaux, sur les monts du Hodna, Guiraud (1973) a proposé l'allochtonie du « môle néritique Constantinois »

Cette hypothèse fut par la suite reprise par Vila.J.M (1980) que dans sa synthèse sur la chaîne d'Algérie Nord orientale, conclut à l'allochtonie du môle néritique Constantinois et le désignant sous le terme « nappe néritique Constantinoise » ainsi que la couverture marno-calcaire (Crétacé-Eocéne) .

Cette conclusion est cependant contestée par Coiffait.P.E (1992) par une analyse séquentielle à l'échelle de l'Algérie nord orientale. Chadi.M (1991et 2004) met en évidence une émersion du néritique Constantinois à l'Albo-Aptien et conteste l'allochtonie de la «nappe néritique Constantinoise ».

Kazitani.N (1986) explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plate forme Constantinoise et sétifienne par un système d'accidents bordiers N.E-S.W et N.W-S.E ayant fonctionné dans un contexte décrochant au Jurassique et au Crétacé supérieur.

Y.Aris (1994), dans son étude tectonique et microtectonique du Constantinois, quantifie la tectonique mésozoïque et Cénozoïque et met en évidence les déformations plio-quaternaire.
Sur le plan stratigraphique, d'importantes lacunes de dépôts, des surfaces durcies et des variations d'épaisseurs sont mises en évidences.
C.Benabbas (2006) met en relief une nouvelle approche concernant l'étude structurale de Constantinois, néotectonique ou la tectonique récente.

III. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE :

Le terrain étudié **(Fig. 01)** est localisé dans la partie centrale d'une entité géographique habituellement désignée sous le nom « hautes plaines Constantinoises » entre les villes de Constantine au Nord-Est et Chalgoum Laid au Sud Ouest, Mila au Nord Ouest et Ain M'lila au Sud Est.
Il s'agit d'un ensemble montagneux bien individualisé qui présente une morphologie morcelée **(Fig. 02)** avec des vastes plaines recouvertes de dépôts plio- quaternaires.
L'altitude moyenne varie entre 500 m et 800 m et dépasse par fois les 1 000m.

Les plaines sont parsemées de nombreux Oueds (Fig.03) qui convergent en majorité, vers l'élément hydrographique le plus important du Constantinois ; le Rhumel qui traverse les hautes plaines Constantinoises suivant une orientation NE-SW jusqu'à sa confluence avec le Boumerzoug et qui parcourt ensuite des gorges à travers le Rocher de Constantine.
Dans le Tell septentrional, le Rhumel change de direction et coule vers le Nord-Ouest avant de rejoindre Oued Endja. Tout au long de son parcours, le Rhumel recuit, de l'amont à l'aval, Oued Dekri, Seguin, Boumerzoug, Smendou et enfin El Ktone. (Farah A.S., 1991)
Deux principaux types de climats règnent dans la région (Côte.M 1974). Au NW s'étende la « poche» de Constantine-Mila, caractérisée par un climat subhumide à hiver doux, été sec et chaud, une partie SW caractérisée par une climat semi-aride a hiver froid, un été sec et chaud.
Les précipitations annuelles varient entre 350 à 550 mm/ans.

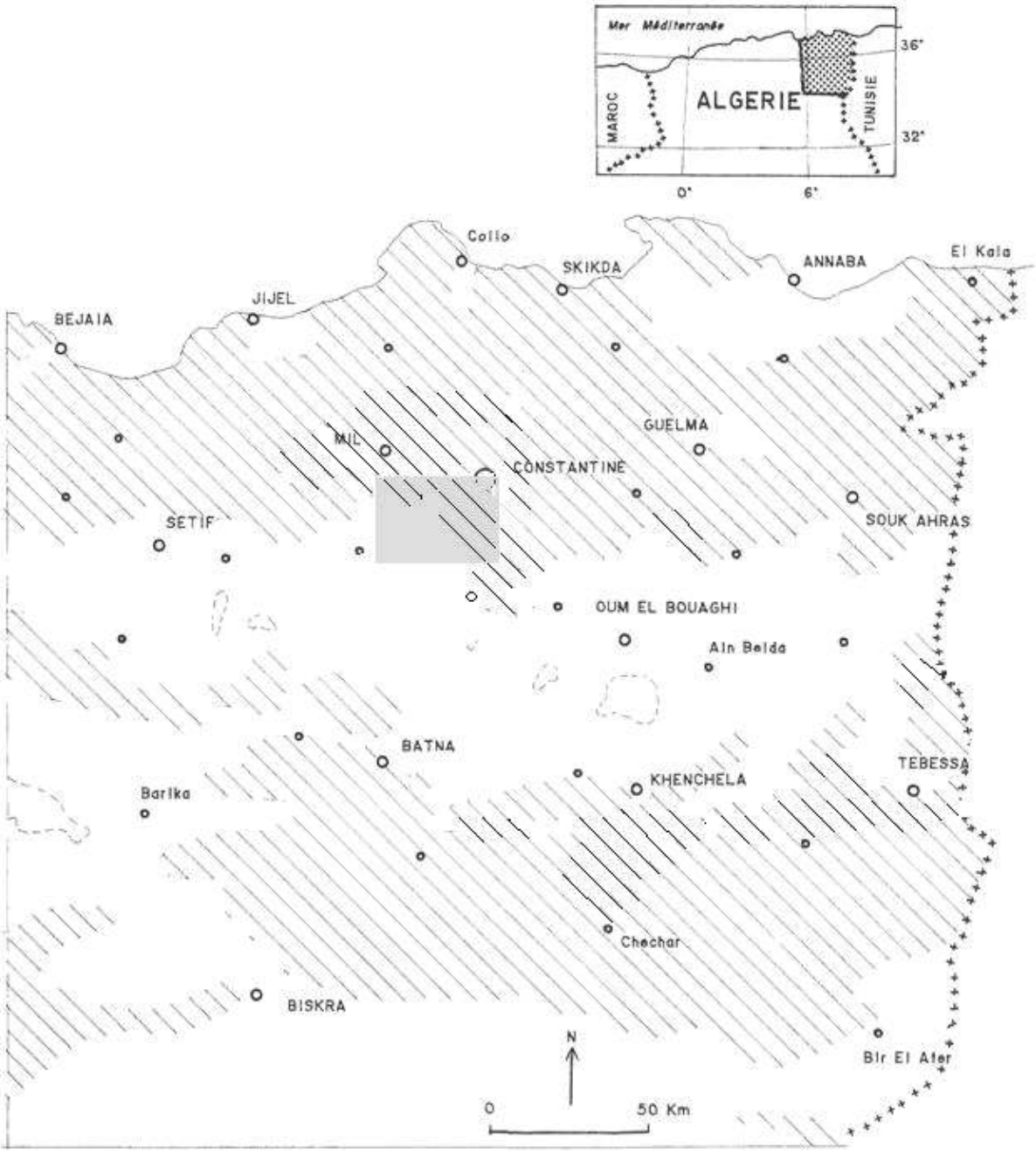


FIG. 01 : LOCALISATION DE REGION D'ETUDE

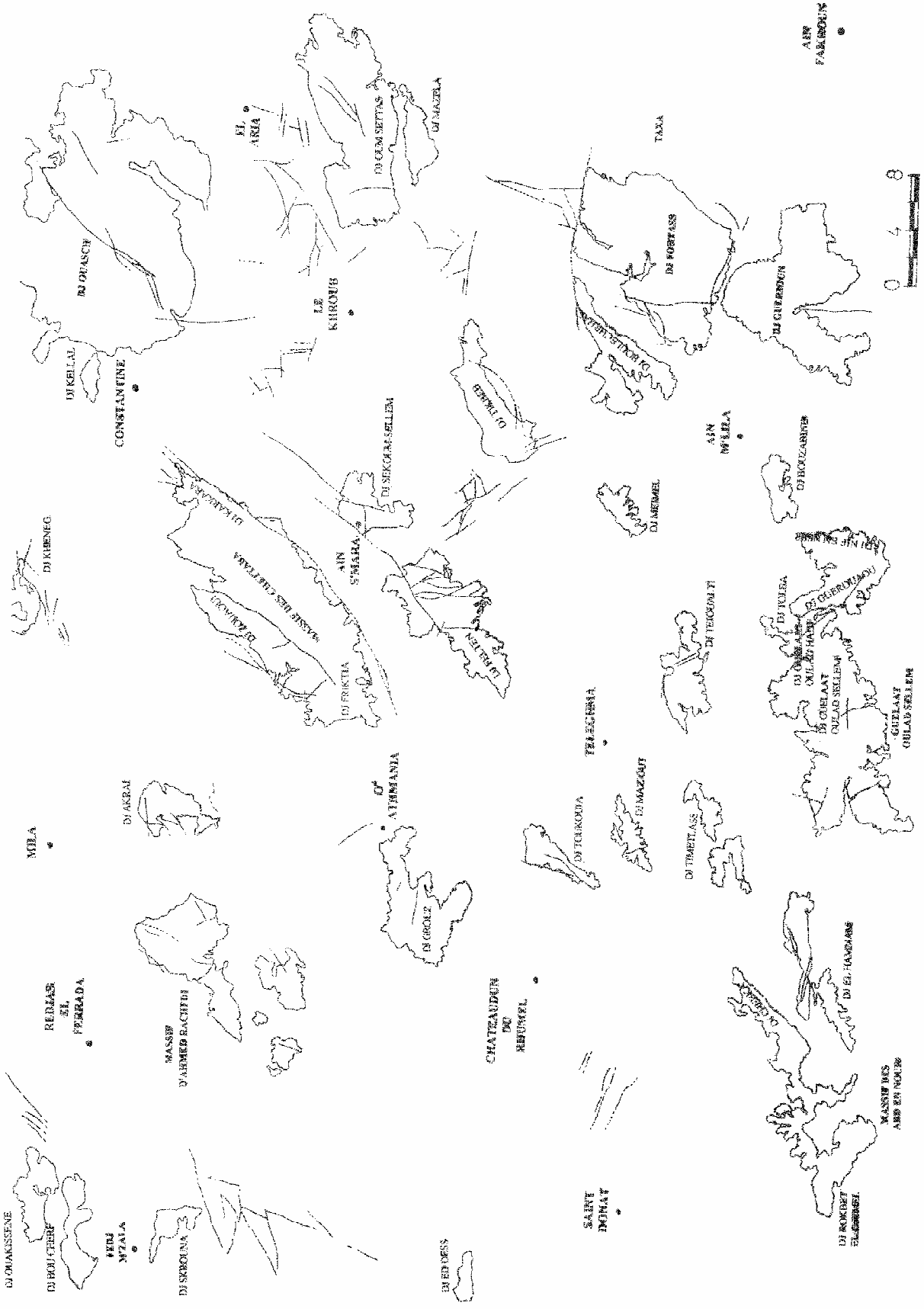


Fig.02 : Carte toponymique de la région de Constantine



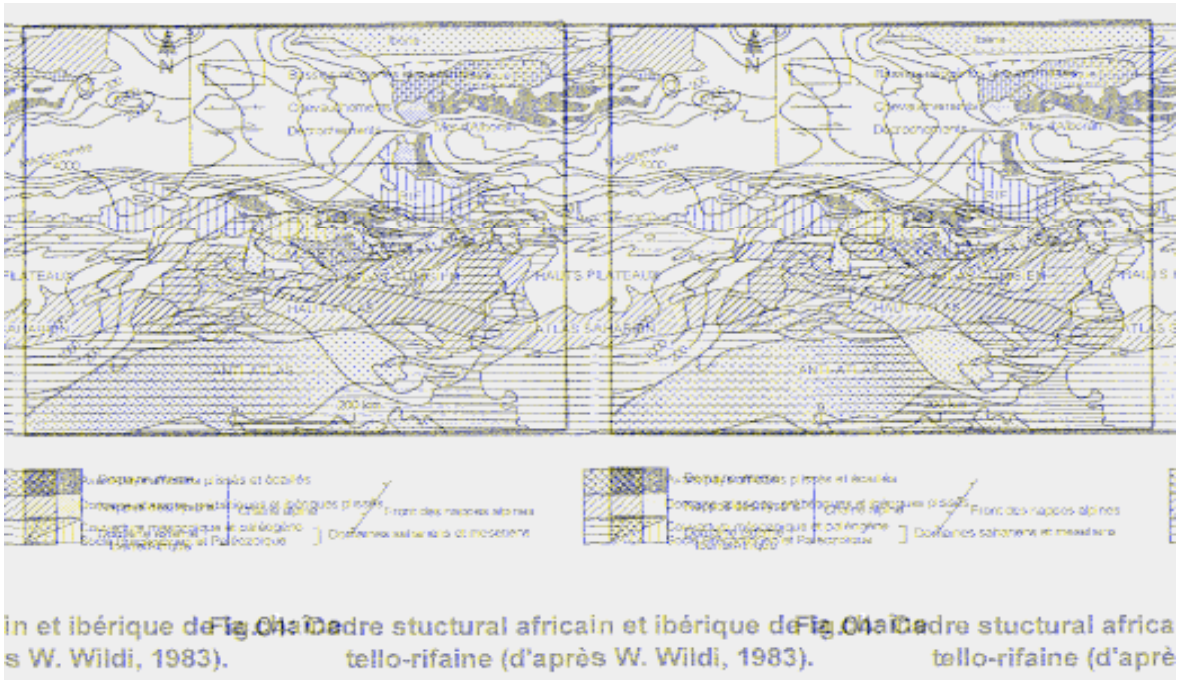
Fig.03: Photo-Sat des principaux Oueds de la région de Constantine

IV.CADRE GEOLOGIQUE REGIONALE

1. Introduction

Pour mieux comprendre le contexte géologique de la région, il est indispensable de la situer dans le cadre de la chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale.

L'édifice orogénique de cette chaîne **(Fig. 04)** résulte de la structuration du bassin magrébin et de ses marges, bassin qui se situait entre les marges continentales Européennes et Africaines (P.Tapponier, 1976 ; Trumpy, 1983 ; W.Wildi, 1983 ; Dercourt et al, 1985)



in et ibérique de la Chaîne tello-rifaine (d'après W. Wildi, 1983).

Fig. 04 : Cadre stuctural africain et ibérique de la Chaîne tello-rifaine (d'après W. Wildi, 1983).

La chaîne alpine d'Algérie orientale se caractérise par des structures en nappe à vergence Sud dominante et une unité orogénique remarquable **(Fig. 05)** avec du Nord vers le sud.

- Les zones internes.
- Le sillon des flyschs.
- Les zones externes.

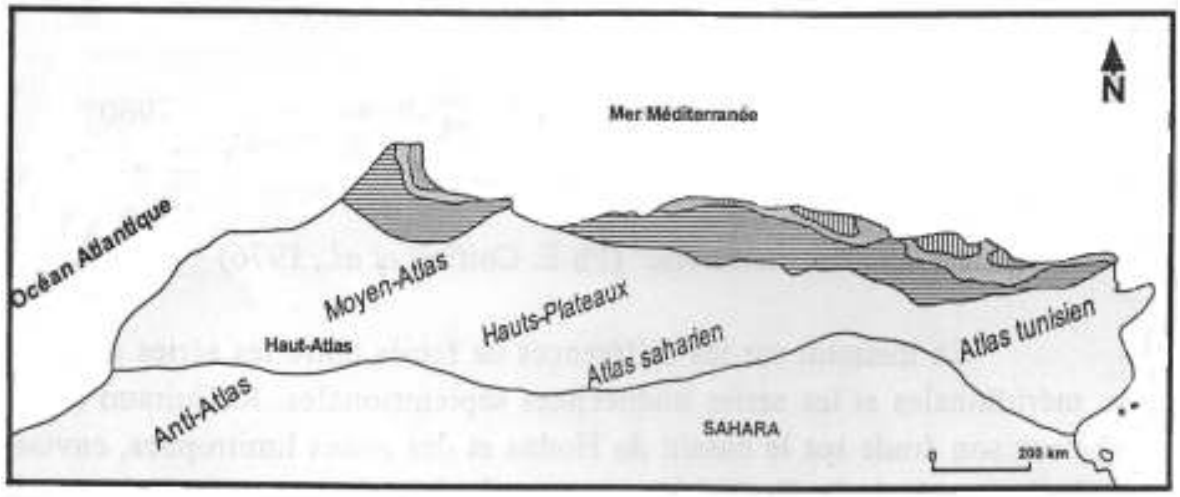


Fig. 5: Schéma structural simplifié des Maghrébides (d'après M. Durand-Delga et J.M. Fonboté).(1969)

2. Les séries Alpines :

2.1. Le domaine Interne

Il correspond à un ensemble Kabyle septentrional qui regroupe des affleurements d'un socle métamorphique, caractérisé par des formations antécambriennes (granulite, gneiss, phyllade…) et des formations paléozoïques (ensemble sédimentaire) et d'une frange étroite de formations de l'ensemble et qui constitue la chaîne calcaire (L.Glangeaud, 1932) ou dorsale Kabyle (J.F.Raoult, 1974). **(Fig. 06)**

2.2. Le domaine des Flyschs :

Il se caractérise par des formations de plaines abyssales, mises en place par des courants de turbidités (J.P.Bouillin, 1986). Ces formations furent par la suite scindées en trois groupes (M.Durand-Dalga, 1969).

- Le Flysch de « Guerrouch »
- Le Flysch « Schisto-quartzeux » Albo-Aptien (L.Glangeaud, 1932)
- Le Flysch Numidien « La nappe numidienne »

NB : Ces trois flyschs ne sont pas synchrones

J.F.Raoult (1969) propose, pour le flysch « Schisto-quartzeux », le terme de « Flysch massylien », le terme de « flysch mauritanien » proposé par J.P.Gelard (1969) étant réservé aux flyschs de type Guerrouch qui comportent un Crétacé inférieur.

Les Flyschs reposent, avec des modalités structurales variées, sur les zones internes et occupent une position allochtone par rapport aux zones externes. La nappe numidienne correspond aux formations les moins tourmentées. Elle n'est que peu impliquée dans les accidents qui affectent le reste de l'édifice allochtone, sauf au Nord-Est de Constantine et au Nord d'el Aria ou elle se présente comme un ensemble écaillée.

2.3. Le domaine Externe :

Le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant pays allochtone et les séries de l'avant pays Atlasique autochtone.

Ces zones comportent plusieurs sériés de grandes diversifications lithologiques et structurales qui ne permettent pas d'établir des corrélations stratigraphiques sur des grandes distances.

2.3.1 Les séries telliennes :

Il s'agit de séries épaisses à dominante marneuse qui seraient issues du sillon tellien (J.V.Vila 1980), après avoir mis en évidences des sériés telliennes très méridionales, J.V.Vila les a subdivisées en trois grandes unités :

Les unités Ultra telliennes, les unités telliennes sensu stricto et les séries péni telliennes et unités méridionales à Nummulites dont les limites suivent à peu prés les lignes paléogéographique du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène.

-Les Unités ultra-telliennes : Elle ont été définies ou Kef sidi Driss (J.F.Raoult, 1968) et au Djebel Bousbaa (région de Guelma) (J.M.Vila1968). Les formations typiques comportent un Crétacé inférieur, des formations marno-calcaires clairs à Ammonites (Valanginien à Vraconien), un Crétacé moyen à Rotalipores, un Sénonien marneux et micritique riche en microfaunes de Globotruncana et d'Héterohélicidés et un Eocène à trois termes : marnes noires à boules jaunes dano-paléocénes, yprésien-Lutétien inférieur formé de calcaires à silex noirs, Lutétien supérieur marneux sombre.

-Les unités telliennes Sensu Stricto : Elle ont été définies par (J.M.Vila1980) et représentent l'équivalent de la série méso- tellienne dans la nomenclature de M.Durend Delga (1969).

Ces unités se caractérisent par un Crétacé inférieur riche en sédiments terrigènes ou les intercalations de faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

-Les séries péni telliennes et les unités méridionales à Nummulites : le terme péni tellien a été crée pour désigner une série localisée sur le versent Sud de Djebel Zouaoui dans le massif du Chattabah prés de

Constantine. Ces séries assureraient la transition entre les faciès néritiques Constantinois et les faciès septentrionaux plus profonds d'affinité Bibanique (N.Kazi-Tani 1986).

Les séries péni-telliennes se caractérisent par des faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Oligocène et montrent une grande affinité avec leur avant pays méridionaux.

Les unités méridionales à Nummulites ne sont localisées que dans confins méridionaux du môle néritique Constantinois.

Ces unités ne comportent que du Sénonien et des formations Eocènes riches en Nummulites.

2.3.2 Les séries de l'avant pays allochtone :

Les séries de l'avant pays allochtone, (J.M.Vila 1980) ont été regroupées en trois grandes familles :

- Une organisation sétifienne
- Une organisation Constantinoise
- Une organisation Algéro-Tunisienne

a) l'organisation sétifienne :

Les séries sétifiennes présentent uniformément un caractère de plate-forme subsidante, seule leur partie méridionale décèle des variations significatives qui annoncent l'autochtone Hodnéen plus méridional à l'Ouest (Djebel Tafourer).

b) l'organisation Constantinoise :

Elle englobe les séries néritiques Constantinoises au Nord et les séries des Sallaoua au Sud.

-Les séries néritiques Constantinoises : Elles représentent l'essentiel des massifs calcaires qui constituent le môle néritique Constantinois et sont caractérisées par d'épaisses formations carbonatées a caractère de plate-forme subsidante. La série des massifs calcaires méridionaux ne dépasse pas le Turonien et se terminent par un contact anormal. Aucune formation d'age éocène n'est liée stratigraphiquement à la série néritique Constantinoise (J.M.Vila 1980).

-Les unités des Sallaoua : elles se caractérisent par une sédimentation argilo-marneuse durant tout le Crétacé. Le Djebel Djaffa offre une image des faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises méridionales et les séries septentrionales des Sallaoua.

c) l'organisation Algero-Tunisienne :

Elle est propre aux confins Algéro-Tunisiens et a la Tunisie septentrionale. Elle montre une sédimentation analogue à celle des nappes telliennes ou à celle des séries septentrionales de type Sallaoua.

2.3.3 L'Avant pays atlasique :Les séries de l'avant pays atlasique sont représentées d'Ouest en Est par les monts du Hodna, les monts de Batna et le massif de l'Aurès.

L'Avant pays atlasique se distingue par des séries mésozoïques très épaisses.

La sédimentation y est restée très homogène et se caractérise par des faciès de plate-forme subsidante envahie par une sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien (R.Guirand, 1973 ; J.Delfand, 1974 ; et J.M.Vila, 1980).

-Le massif de l'Aurès : Il forme le prolongement orientale de l'Atlas Saharien. La structure de ce massif, bien connue depuis les travaux de R.Lafitte (1939), est représentée par de vastes plis plus ou moins réguliers orientés Nord-Est, Sud-Ouest, esquissés lors d'une phase tectonique post-Lutétienne ayant abouti à l'émersion de ce massif.

-Les Monts de Batna –Bellezma : Prolongement oriental des Monts du Hodna, ils ont fait l'objet d'études géologiques entreprises par Y.Bellion (1972), D.Bureau (1973), et J.M.Vila, 1980). Ils sont structurés en de vastes anticlinaux dont les flancs Sud sont très redressés et les flancs Nord présentent des pendages plus faibles.

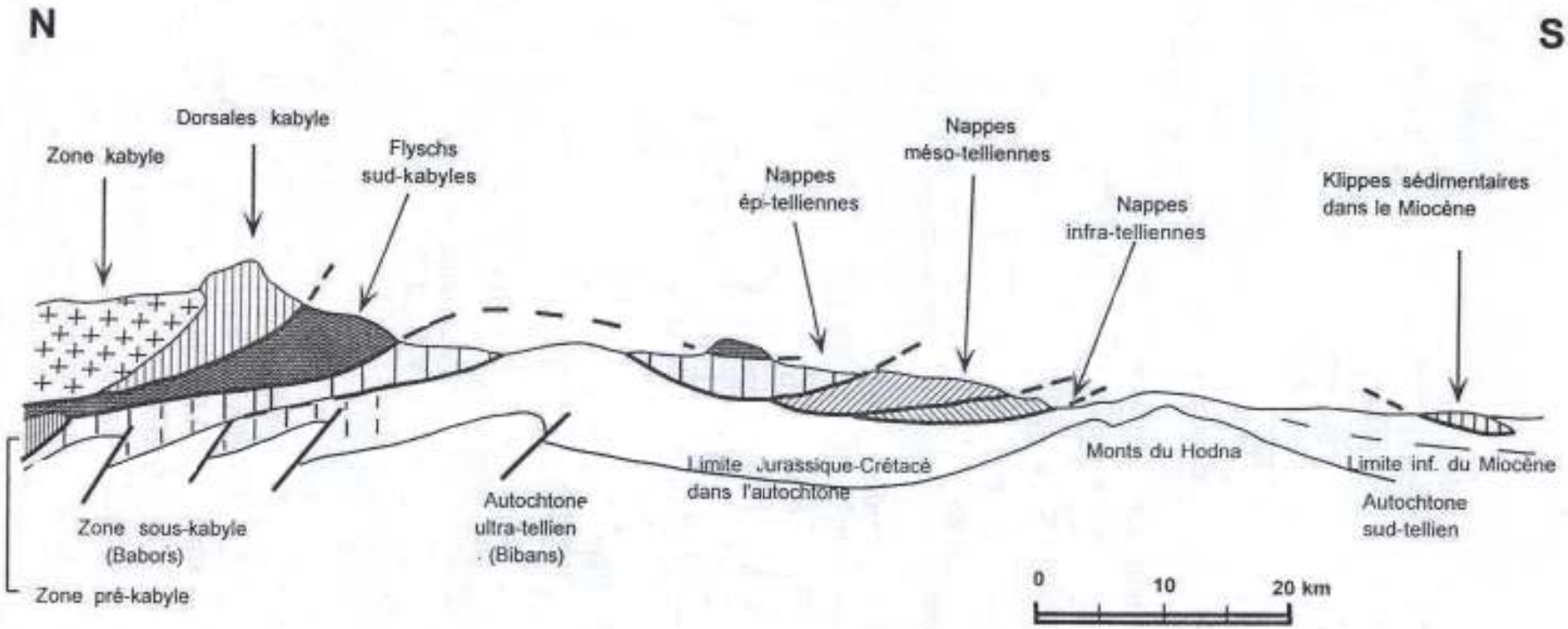


Fig. 6 : Coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale (d'après M. Durand-Delga, 1969).

3. Les phases Tectonique :

3.1 Introduction :

Si la période prétectogénique à commencée dès le Trias, la chaîne alpine d'Algérie s'est surtout structurée au cours des phases tectoniques Tertiaires. Cette structuration est rattachée à la fermeture du sillon des flyschs dont le contenu a été expulsé et largement charrié au dessus des zones externes. Ceux-ci, enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural anté Tertiaire (N.Kazi-Tani, 1986). Après comparaison des données sur le socle paléozoïque de la septentrionale africaine et ceux du Paléozoïque saharien, il est admis que la structuration du bassin maghrébin est héritée d'une structuration ancienne (R.Guirand, 1973).

Cette différentiation serait due au fonctionnement d'un accident connu actuellement sous le nom de **flexure sud atlasique**, délimitant la plate forme saharienne stable des domaines de l'avant-pays de la chaîne des Maghrébides (R.Guirand, 1973 ; D.Aissaoui, 1984 ; D.Bureau ,1984 et 1986).

3.2 Les phases Tectoniques Mésozoïques :

Une phase Triasique qui correspond à une période de distention généralisée, accompagnée d'un volcanisme basique contemporain à une sédimentation argilo-gypseuse (D.Bureau, 1970 ; R.Guiraud, 1973).

Au Jurassique inférieur, la distention se poursuit et provoque une subsidence différentielle qui persiste jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration générale E-W caractéristique des bassins Maghrébins.

La Tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires.

3.2.1 La phase Jurassique supérieur :

Elle est caractérisée par des changements paléogéographiques majeurs du régime sédimentaire (B.Besent, 1981). Cette phase souligne la fin d'une période distensive et subsidente qui caractérisait le Jurassique inférieur et moyen (J.Proust et al 1977, J.Aubouin, 1977). L'importance de cette phase tectonique est surtout attestée par des discordances angulaires qui marquent la base du Crétacé inférieur (J.Savornin, 1904 ; M.Durand-Dalga 1949 et 1955).

3.2.2 La phase Anté-Sénonienne :

Cette phase correspond à une phase de compression associée à des plis E-W (M.Durand-Dalga, 1955 ; P.Deleau, 1938).

Les structures issues de cette phase, sont souvent déversées vers le Sud et sont liées à des discordances, à des lacunes et à des intercalations détritiques. Dans les massifs du Constantinois, la lacune du Turonien et du Sénonien inférieur a souvent été mise en évidence par plusieurs auteurs (R.Van der

Fliert, 1955 ; B.C.Bar, 1954 ; G.Durozoy, 1960 ; C.Voute, 1967). Dans les Babors, plusieurs auteurs mettent en évidence une phase Tectonique anté- Sénonienne accompagnée par une forte schistosité de fracture (M.Leikine et V.Velde, 1974 ; D.Obert, 1981).

3.3 Les phases Tectoniques Tertiaires :

3.3.1 La phase Fini-lutétienne :

Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (R.Guiraud.1973) Fini-lutétienne (M.Durand-Delga ,1969 ; J.F.Raoult, 1974) Priabonienne (J.M.Vila ,1980).

Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire qui a débuté dès le Trias supérieur et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomanien (D.Obert et M.Leikine, 1974).

Cette phase aurait structuré la chaîne calcaire (ou Dorsale Kabyle), les flyschs et les séries telliennes en grandes lames ou en plis couchés à vergence Sud, avec les unités les plus internes en position plus haute.

En mettant en évidence la superposition d'événements tectoniques dans le temps, J.P.Bouillin (1971-1978) a conclu à l'existence d'une tectonique continue de la fin du Lutétien au Burdigalien moyen.

La tectonique burdigalienne se manifeste par un bombement à l'aplomb du domaine Kabyle méridional. Ce bombement permet l'alimentation en Olistolithes du bassin de sédimentation de l'Oligo-Miocéne Kabyle au Nord et la mise en place de la nappe Numidienne au Sud.

En petite Kabylie, cette déformation est matérialisée par des déplacements tangentiels vers l'Est et qui sont responsable de la mise en place des unités de flyschs et de la nappe du socle de petite Kabylie **(Fig.07).**

Ces chevauchements sont à l'origine d'un grand cisaillement transcurrent limitant le socle dans sa partie méridionale (Y.Mahdjoub et O.Merle 1990).

Dans l'Atlas saharien ou elle est manifestement la plus évidente, en raison de son intensité et du fait de l'absence ou du peu d'importance des déformations ultérieures, elle montre une direction de raccourcissement Nord-Ouest Sud- Est et elle a généré des plis à grand rayon de courbure et des structures de direction NE-SW.

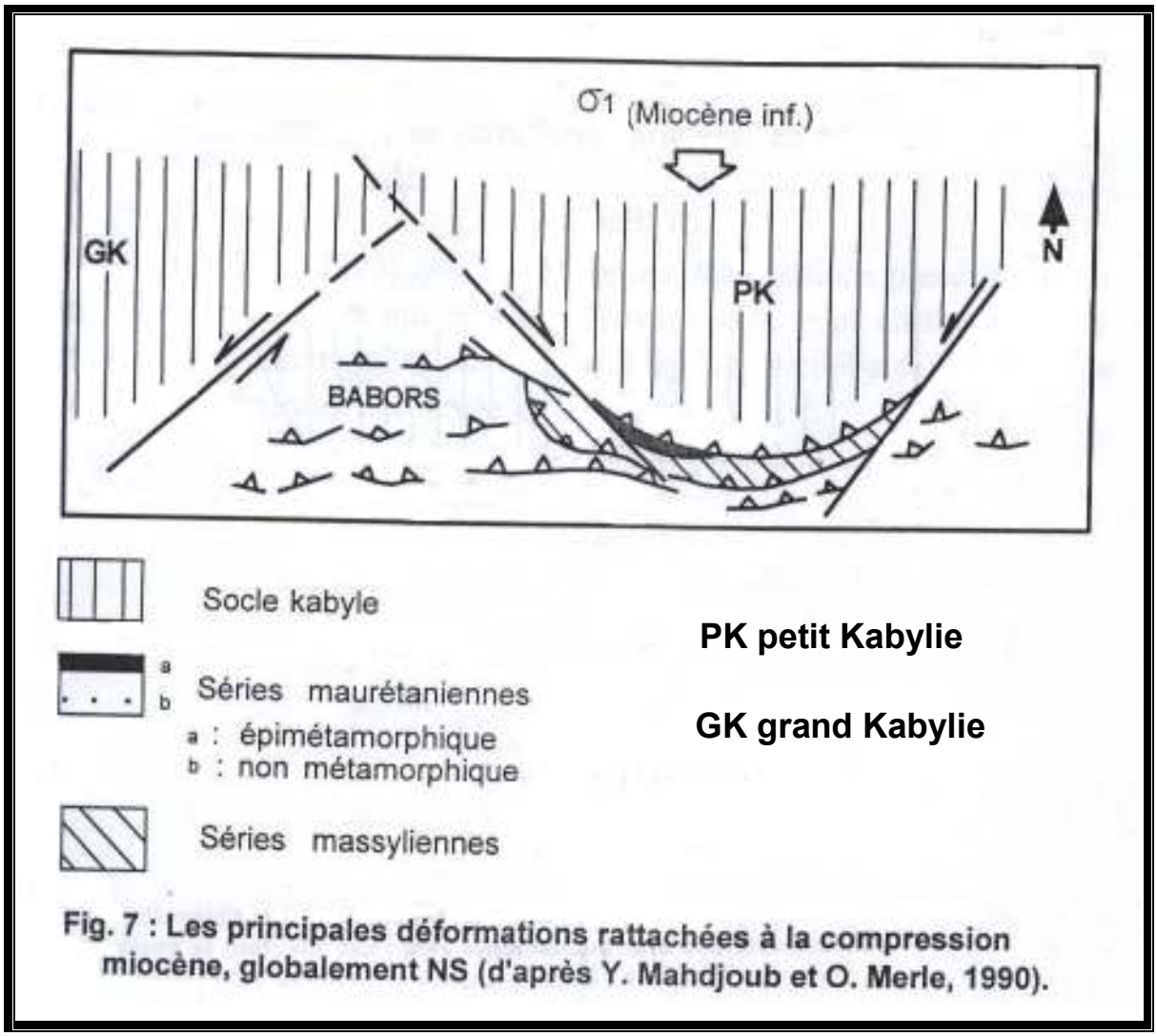


Fig. 7 : Les principales déformations rattachées à la compression miocène, globalement NS (d'après Y. Mahdjoub et O. Merle, 1990).

3.3.2 La phase Miocène :

Caractérisée par une direction de raccourcissement Nord-Sud, elle aurait débuté plus tôt dans les zones septentrionales (Burdigalien moyen) que dans les contrées méridionales (Langhien inférieur) (J.M.Vila, 1977 ; M.D.Courme-Rault, 1985).

Pour J.M.Vila (1980), c'est la phase Tortonienne à vergence Sud qui est responsable de la génèse de la « Nappe néritique Constantinoise », des « unités allochtones des Sallaoua », de « l'ensemble Sud-Sétifien », et des « unités méridionales à Nummulites ».

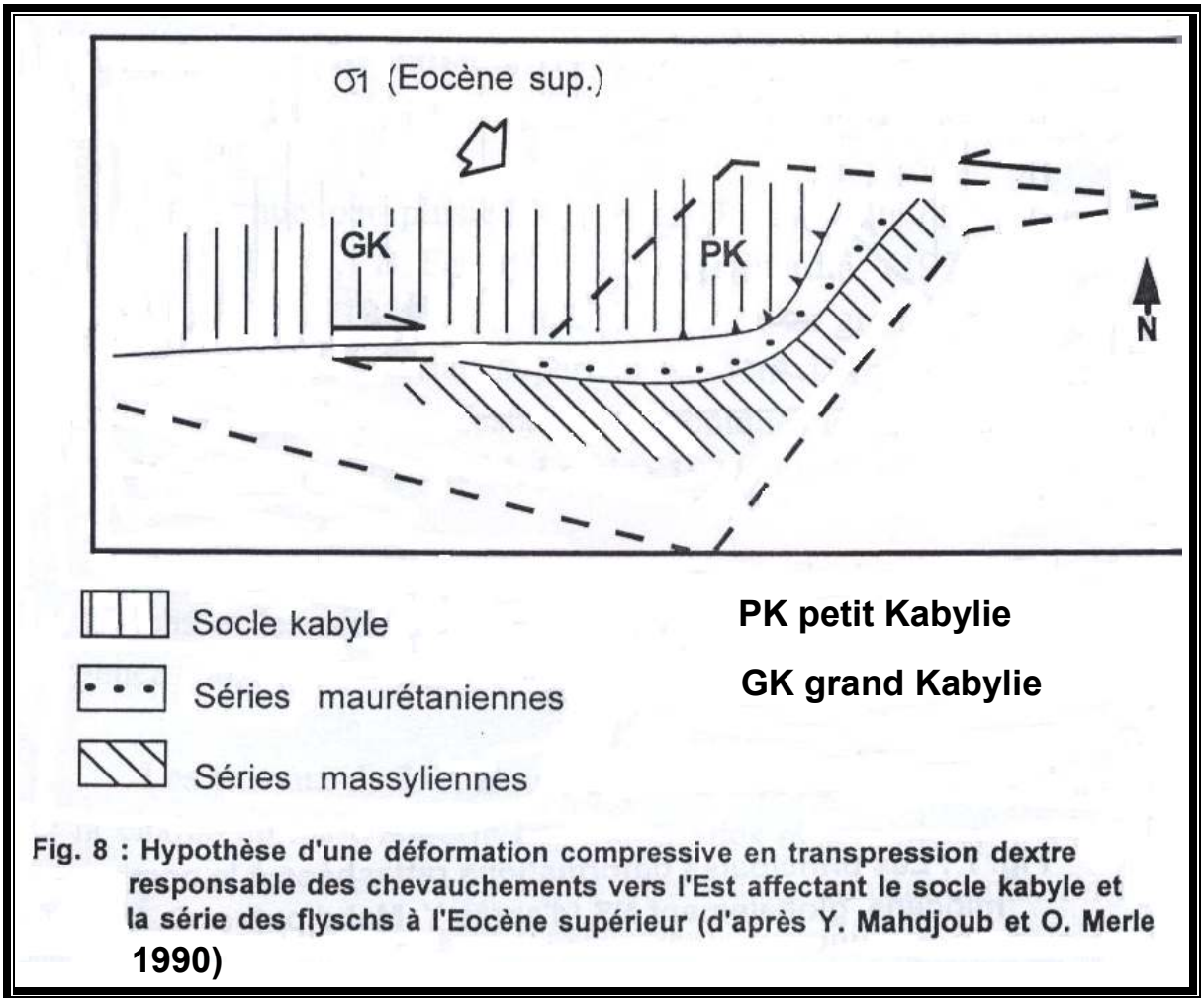


Fig. 8 : Hypothèse d'une déformation compressive en transpression dextre responsable des chevauchements vers l'Est affectant le socle kabyle et la série des flyschs à l'Eocène supérieur (d'après Y. Mahdjoub et O. Merle 1990)

3.4 La Tectonique récente :

Dans les zones externes de la chaîne Alpine d'Algérie orientale, la Tectonique post nappe n'a pas fais l'objet d'études détaillées.

Dans le constantinois J.M.Vila (1980) et P.E.Coiffait (1992), considèrent que les déformations de la tectonique récente sont représentées par des failles normales, de directions variables, en bordure des massifs calcaires Jurassico-Crétacés.

R.Guiraud (1973) considère que les déformations postérieures à la tectonique compressive Miocène dans l'avant pays, sont attribuées a une phase de distention marquée par une subsidence qui a débutée dés la fin du Burdigalien et qui s'est accentuée au Pliocène.

AGES	*FORMATION*	*Lithologie et styles structuraux*	*Phases tectoniques*
Miocène sup. Pliocène Et Quaternaire	**Formation Continentales marines**	*Poste –Nappes*	Phases récentes
			Phase compressive N170° Miocène terminal
Oligo-Miocène	**Nappe Numidienne**	*Nappes*	Phase compressive N20°-30° Miocène inf à moy
Oligocène / *Eocène*			
Crétacé	**Calcaires phosphatés et calcaire a silex**	*Couverture*	Phase compressive N120°E Eocène sup.
Paléocène	**Marnes**		Phase compressive N-S Sénonienne
Sénonien Supérieur	**Marne et Marno-calcaire**		
Sénonien Inférieur			
Jurassique Crétacé inf	**Calcaire Néritiques De Plate-forme**	*Plate-forme*	Phase Distensive N120°E Albo-Cénomanienne

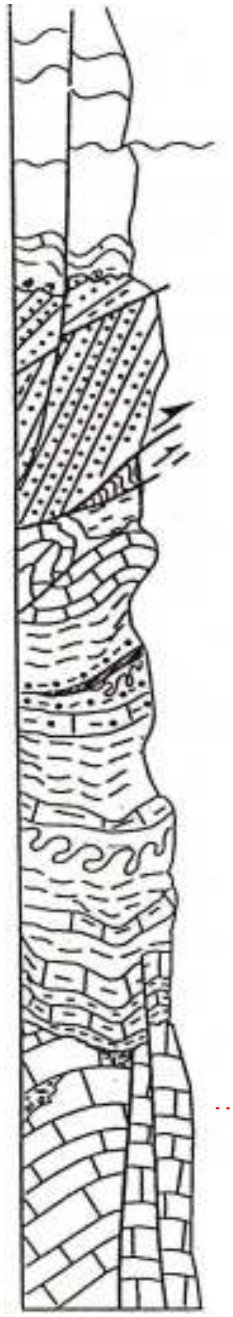


Fig.09: Chronologie des phases tectoniques définies dans le Constantinois central (Y.ARRIS 1994)

V. CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE :

1. Introduction :

Pour donner un aperçu litho stratigraphique des différents domaines paléogéographique ainsi de préciser leurs répartition spatiale.

La description stratigraphique qui va suivre concerne uniquement les formations rencontrées dans le bassin du Rhumel.

2. Trias exotique ou extrusif :

Il affleure en position anormale (Failles) au sien des massifs calcaires et se présente aussi sous forme de diapirs, au Sud-Est du bassin du Rhumel, traversant la couverture Mio-Piocéne. Il s'agit d'un complexe constitué de marnes bariolées, de grés, de cargneules, de lentilles de dolomites noires, de calcaires dolomitiques ainsi de dépôt gypso-salins.

3. Série néritique Constantinoise :

Elle est caractérisée principalement par des formations carbonatées de Jurassique supérieur au Sénonien Transgressif (J.M.Vila ,1980).

- Jurassique supérieur : carbonatés il s'agit du dolomie noirs, largement cristallins, surmontées par de calcaires massifs.

- Néocomien : carbonatés. Débutant par des calcaires fins et des marnes rossées au jaunâtres, il se poursuit par (150m) de calcaires à silex (sauf au Djebel Guerioun et Fortass). Plus à l'Ouest dans les monts de Ain M'lila, le Néocomien est uniquement carbonatée, avec des affleurements calcaro-dolomitiques.

-Barrémien : 250-300 m de calcaires dolomitiques.

-**Aptien :** débute par des calcaires massifs (50 m), suivi par des calcaires micritiques noirs (100-120m), très riches en miliolidés et en débris de rudistes et se termine par une corniche de 80 à 100m de calcaires massifs.

-Albien et Vraconien : constitué par des bancs de calcaires noirs.

-Cénomanien : calcaires (250-300m).

-Turonien : constitué par 180m de calcaires rubanés à patine blanche et à cassure grise, et par de grosses barres de calcaires massifs clairs, avec des intercalations de calcaires sombres.

-Sénonien Transgressif : les affleurements septentrionaux de la série néritique Constantinoise possèdent une couverture Sénonienne transgressive (J.M.Vila 1980).

La plus diversifiée existe au rocher de Constantine. Le Sénonien début par une discordance du ravinement et des niveaux d'allure micro-bréchique qui précédent 20m environ de calcaires noirs,

micritique fétide, à fins débris organogènes et à silex noirs. Ces couches ont fossilisées des petites failles verticales à faible rejet.

Au dessus d'une nouvelle surface de ravinement, on trouve notamment à l'ancrage Nord du pont suspendu de sidi m'cid (Constantine),quelques décimètres de la micrite grise au jaunâtres à aspect feuilleté et à gros cristaux de pyrite, avec une mince intercalation marneuse de couleur crème.

4. Les séries telliennes :

4.1. Priabonien :

Il s'agit là des formations marneuses à argile de teinte grise verdâtre, à blocs de tailles et de natures variables.

4.2. Unités Ultra tellienne : marnes, calcaires.

Elle affleure à la base de la nappe Numidienne du Djebel El ouahch et elle est constituée par des couches marneuses grises, alternant parfois avec des calcaires gris (Crétacé inférieur).

Le Crétacé moyen et le Sénonien correspondent à des marnes et des marno-calcaires de teintes claires.

L'Eocène est marneux, de couleurs noires au Lutétien, calcaires claires à la patine et noires à la cassure à l'Ypresien.

4.3. Les Unités telliennes sensu-strito (S.S) :

Localisées dans l'axe Chalgoum El Aid, Constantine, Sigus, elles correspondent à des séries comparables à la série de type Djemila (J.M.Vila, 1980), les matériaux allant du Sénonien inférieur à l'Eocène.

-Sénonien inférieur (250-300m) : marnes grises au beiges avec de minces intercalations marno-calcaires (il est parfois absent).

-Sénonien supérieur (250-300m) : il correspond à une série marno-calcaire.

-Maestrichtien à Paléocène : ensemble monotone de marnes ou d'argiles calcareuses noires.

-Ypresien- Lutétien inférieur (150-200) : calcaires massifs blanc à patine bitumineuse.

-Lutétien : marnes grises ou noires à boule jaunes.

4.4. Les Unités pénitelliennes:

Alternance de carbonates et de vases allant du Lias au Paléocène.

-Lias : calcaires massifs.

-Dogger : calcaires oolithiques, oosparites dont la couche peut atteindre 300m.

-Tithonique : dolomie noirs sableuses, calcaires à silex et micrites en petit banc.

-Crétacé inférieur : pelitico-marneux, micritique et rares niveaux gréseux.

-Albo-Cénomanien : représenté dans les gorges de hammam Grouz par une barre calcaires (200m).

-Crétacé moyen : calcaires, silex noirs en petits bancs.

-Sénonien inférieur : conglomérats avec passage marneux.

-Sénonien supérieur : il débute par des conglomérats (50 a 100m), devient marneux au Campanien supérieur et forme une barre de calcaire marneux claire au sommet.

-Maestrichtien au Paléocène : marnes grises au noires que l'on rencontre uniquement sur le versant Sud-est du Djebel Chattabah.

Pour les unités les plus méridionales de la série tellienne, dans la région de Tadjnanet, on distingue une association stratigraphique d'un Sénonien analogue à celui de Djebel Chattabah avec des formations Eocènes riches en nummulites (J.M.Vila, 1972, 1977,1980).

4.5. Nappe Numidienne : Argiles et grés.

Les formations argilo-greseuses du Numidien se rencontrent au Djebel Ouahch et dans quelques régions voisines d'Ain Abid et au Nord Ouest d'Ain M'lila. Il s'agit de grés organisés en bancs décamétriques, avec une granulométrie de caractère fluyscho-Turbiditique, et d'argiles vertes, parfois brunes au rougeâtres, à la base de la série gréseuse précédente.

5. Les séries poste-nappes (J.M.Vila, 1980) :

Ce terme correspond aux formations du Mio- Pliocène continental et du Quaternaire qui constituent les bassins de Constantine et de Mila.

5.1 Mio- Pliocène continental :

Alternance de marnes, argiles à intercalations de gypse, conglomérats variés et calcaires lacustres.

Le bassin de Mila et de Constantine correspond à des variations rapides de faciès, à dominante argileuse. Celle-ci s'est déposée dans un fossé d'effondrement, l'épaisseur de ces séries pouvant atteindre 400 m à 500 m.

Dans la région d'Ain M'lila, il s'agit de calcaires lacustres, présentant des intercalations de conglomérats, d'argiles et de marnes.

5.2 Quaternaire :

- Des éboulis, des alluvions et des formations de pente.

-Les éboulis sont surtout développés en bordure des reliefs Numidiens et des massifs calcaires

-Les alluvions récentes des Oueds correspondent à des limons, des graviers et des galets roulés.

-Les alluvions anciennes des Oueds se composent de cailloux roulés, limons et graviers parfois, encroûtés, provenant d'anciennes terrasses.

Les alluvions anciennes des plateaux sont composées de cailloux roulés, limons et graviers.

Elles sont souvent cimentées par une croûte calcaire.

Les formations de pente correspondent à des glacis polygéniques qui forment des surfaces très faiblement inclinées, prés des plaines recouvertes d'un matériel clastique, avec de vastes placages sur

Les versants marneux. Les glacis anciens de Constantine dans la région d'El Haria, sont constitués exclusivement de blocs de Numidien bien roulés.

6. Paléogéographie des Monts de Constantine :

En conclusion, il est possible de dégager les grandes lignes de la paléogéographie de cette région (M.Chadi, 2004).

Au Jurassique, le Néritique constantinois apparaît comme une plate forme bordée au Sud-est par un sillon ou se déposent des sédiment pélagiques (Sillon des Sellaoua).

Durant tout le Crétacé, du Néocomien au Maestrichtien, cette plate forme carbonatée, montre des faciès récifaux à péri récifaux. Cependant, l'extension de cette plate forme a variée au cours des temps. Son extension maximum fut atteinte au Barremo- Aptien pour disparaître au Maestrichtien supérieur ou ne subsiste plus que les faciès marneux.

Au Maestrichtien inférieur seuls les massifs situés au Nord-est montrent des faciès néritiques.

Vers le Nord-Ouest, cette plate forme était bordée par un domaine à sédimentation marno-calcaires dans lequel les influences récifales de la plate-forme se faisaient épisodiquement sentir c'est le domaine penitellien (A.Marre et al ; 1977).

Vers le Sud-Est, cette plate forme était bordée par un sillon à sédimentation essentiellement pélitique et marno-calcaires avec une zone de transition (djebel Djaffa) qui se distingue par des faciès intermédiaires entre faciès de plate forme et faciès du Bassin.

En définitive, on peut dire qu'on a une plate forme de dimensions variables ou cours des temps, qui montre une extension Nord-Est, Sud-Ouest limitée au Nord-Ouest et Sud-Est par un bassin.

Ceci dénote, à notre sens, l'importance de l'héritage structural mésozoïque. Car dès le Jurassique, on remarque que la plate forme Constantinoise se trouve structurée par des accidents bordiers Nord Est - Sud Ouest.

7. Le Style tectonique des unités telliennes (Monts de Constantine) :

Les nappes telliennes sont les éléments structuraux dominants. Elles sont affectées par une tectonique de nappes, d'âge priabonien (Vila J.M., 1980).

7.1. La nappe numidienne

Déposée après la phase tangentielle priabonienne, cette nappe a été cisaillée en masse. Elle présente un contact de base anormal plat.

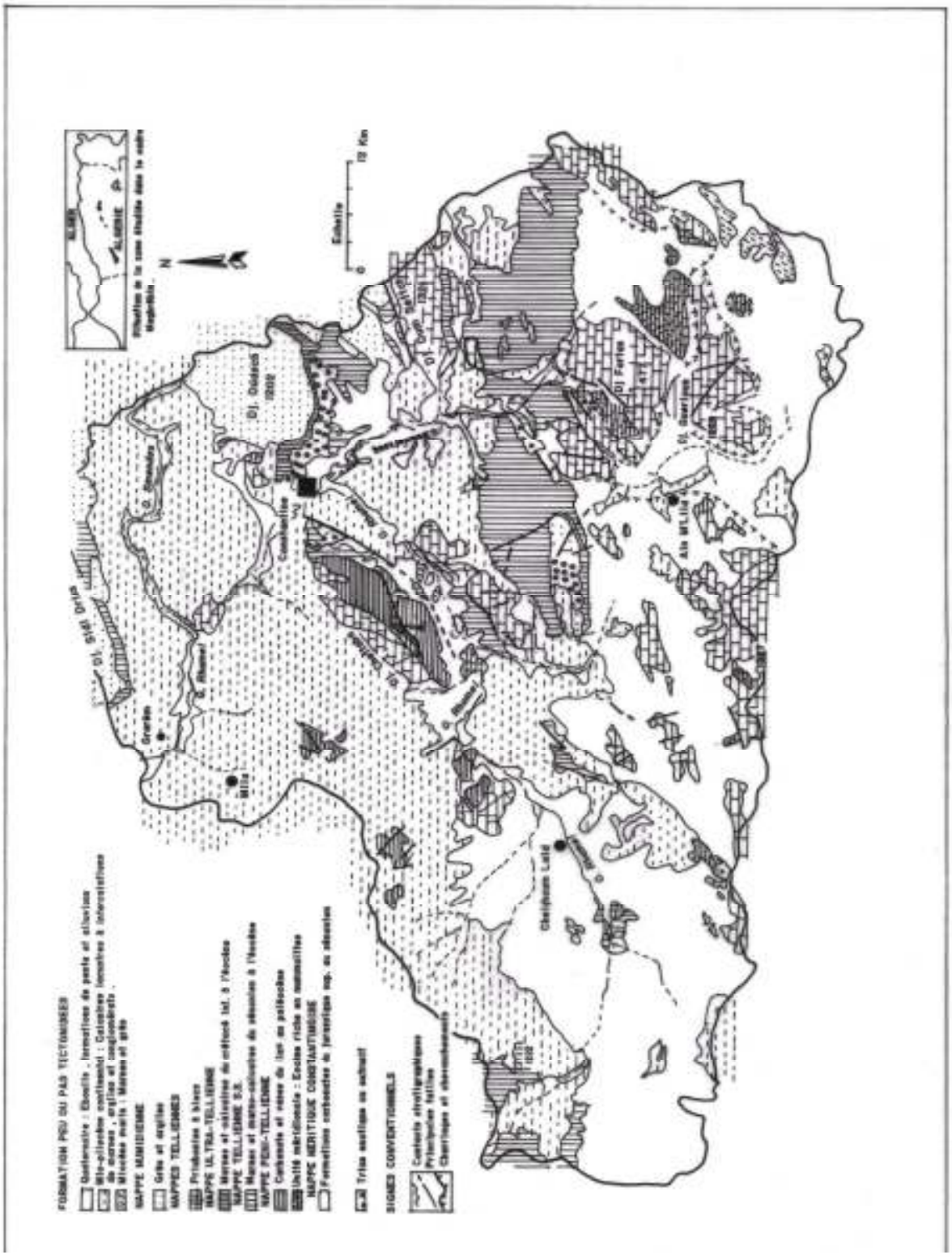
7.2. La nappe ulta-tellienne

Elle est peu représentée dans le bassin. Sa structure complexe est d'origine purement tectonique.

7.3. Les nappes telliennes sensu-stricto

Elles forment un ensemble structural cohérent, continu sur plusieurs kilomètres.

La direction des axes des plis d'échelle hectométrique ou kilométrique varie de N40° E à N90° E. Les nappes telliennes reposent généralement sur la nappe péni-tellienne et sur la nappe néritique constantinoise


Echelle
0
10 Km
N
Constantine
Mila
Chelghoum Laid
Ain M'Lila
Oued Rhumel
Oued Smendou
Oued Boumerzoug
Oued El Kebir
Oued Endja
Oued Seguen
Oued Dekri
Oued Athmenia
Oued Bousselah
Oued Mellah
Oued Kebir
Oued Ressoul
Oued Bou Merzoug
Oued Hamimine
Oued Chemorah
Oued Bou Selah
Oued Smar
Oued Athmania
Oued Bou Sellah
Oued Bou Merzoug
Oued Rhumel

LEGENDE

FORMATION PEU OU PAS TECTONISEES

Quaternaire : Eboulis. Formations de pente et alluvions

Moi- pliocène continental : Calcaires lacustres à intercalations de marnes, argiles, conglomérats

Miocène marin : Marnes et grés.

NAPPE NUMIDIENNE

Grés et argiles

NAPPE TELLIENNE

Priabonien à bloc

NAPPE ULTRA-TELLIENNE

Marnes et Calcaires du Crétacé inf. à l'éocène

NAPPE TELLIENNE S.S

Marnes et marno-calcaires du Sénonien à l'Eocène

NAPPE PENI- TELLIENNE

Carbonate et vases du lias au paléocène

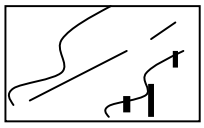
Unité méridionale : Eocène riche en nummulites.

NAPPE NÉRITIQUE CONSTANTINOISE

Formations carbonates du jurassique sup. au sénonien

Trias exotique au extrusif

SIGNES CONVENTIONNELS



Contacts stratigraphiques

Principales failles

Charriages et chevauchements

7.4. La nappe péni-tellienne

Elle est plissée assez lourdement aux Djebels Chettabah et Grouz. Au Djebel Kheneg, tous les niveaux allant du Vraconien au Campanien sont affectés par une schistosité de fracture très pénétrante. Au Sud, l'unité méridionale à nummulites repose sur la nappe néritique constantinoise.

7.5. La nappe néritique constantinoise

Elle comporte les plus hauts reliefs calcaires de la région. Cette unité possède un style particulier. Elle s'est déplacée en bloc, comme une immense banquise carbonatée, transportant ses structures propres,

Acquises à partir du Sénonien supérieur (failles de direction atlasiques), mais surtout au cours du plissement Priaboniens (Vila J.M., 1980).

Le contact de base de la nappe néritique cisaille clairement des structures plicatives anciennes et lui confère une allure de « rouleau frontal » (M.Chadi, 2004) signalé le long de la limite méridionale de cette nappe, telle la terminaison Sud du Djebel Guerioun.

Les nappes telliennes reposent par ailleurs, quelque soit leur nature, sur des niveaux d'âges variés, de la série néritique constantino

VI. Méthode de Travail :

Après une étude bibliographique sur le Constantinois, ainsi une collecte et traitement des données géologiques, hydrogéologiques….etc. concernant la zone d'étude, on a suivi un certains logique dans ce travail.

1. Sur le terrain :

- La description lithologique des coupes levées est faite de bas en haut avec un échantillonnage plus ou moins systématique. Les levés des coupes ont été effectués banc par banc à une échelle variable selon l'importance des intervalles étudiés.

-sur le plan sédimentologie, les observations ont été focalisées sur la disposition des couches (lits, bancs, stratifications, figures sédimentaires) et leur contenu faunistiques, ainsi toute indice sédimentation de ralentie (bioturbation….), ou de durcissement (perforation, croûte ferrugineuse), son oublier les paramètres physico-chimiques (porosité, compaction, fissuration, dissolution) qui ont une grande importance dans notre étude.

-sur le plan hydrogéologique on a consisté à faire un levé des points d'eau, dans le but essentiel de dresser une carte piezométrique.

-sur le plan structural on a suivi la démarche photo interprétative ou l'étude a été faite essentiellement à partir de photographie aérienne au 1/20 000°. Où la première étape consistait à délimités les affleurements, a relever les éléments géologiques surtout les pendages des couches, les failles et diaclases.

Enfin sortir sur terrain pour vérifier certains de ces structures.

2. Au laboratoire :

2.1 Pétrographie

Etude microscopique : dans chaque échantillon carbonaté, une lame mince a été confectionnée. La montage à été effectué a l'atelier des lames minces de l' IST (laboratoire de géologie), université Mentouri Constantine ou on a réalisées environs 37 lames.

Durant l'étude microscopique des roches nous nous sommes penchés sur la détermination de constituants de la roche ainsi que leur arrangement selon la procédure suivante :

- Inventaire des éléments figurés ainsi leur liaison (ciment, matrice).
- Phénomène diagnostique (dissolution, recristallisation…)
- Texture « d'après DUNHAM » et nom de la roche « microfaciès ».

2.2 Plan d'étude d'une roche sédimentaire en lame mince. (G.LUCAS, P.CROS, J.LANG. 1976)

2.2.1 Inventaire des constituants textures et structures de dépôts :

a) Elément figurés :

- ❖ Particules détritiques terrigènes (minéraux, élément lithiques)
- ❖ Particules carbonatées
  - Fossiles entiers et débris organiques
  - Oolithes, pelottes fécales, agglomérats, etc
- ❖ Eléments de remaniement synsédimentaires : intraclastes, galets, mous, etc

b) Cristaux de précipitation chimique primaire : cristaux de gypse, sels….

c) Matrice Ciment :

- ❖ Matrice : nature minéralogique et granulométrie.
- ❖ Ciment

d) Textures et structures de dépôt :

- ❖ Caractères texturaux
- ❖ Structures sédimentaires

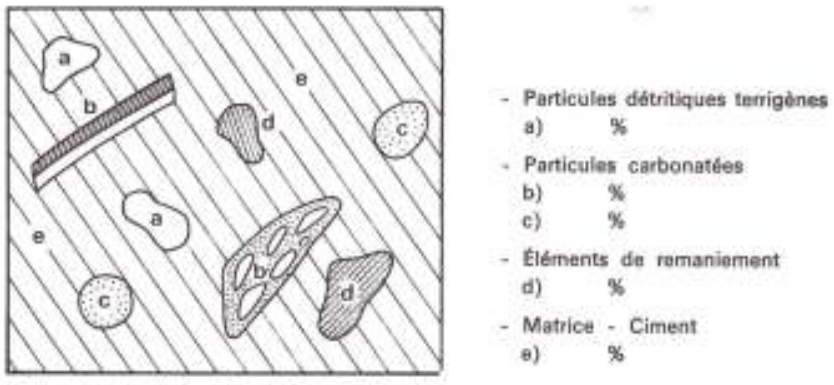


Fig.11: Schéma interprétatif d'une lame mince

2.2.2 Condition de sédimentation :

a) Constituants minéraux clastiques : comprenant éventuellement la matrice

- ❖ Influence de la constitution des particules minérales
  - Dissociation des fragments.
  - Fragmentation : soit d'origine mécanique morphométrie, soit d'origine biologique.
  - Dissolution des fragments.
- ❖ Rapports des particules avec d'autres composants du milieu :
  - Facteurs physico-chimiques modifiant l'environnement : ex : PH
  - Genèse de particules par action directe du milieu : oolithes, pisolithes, particules fines. Etc.
- ❖ Transport et sédimentation :
  - Transport : morpho scopie, granulométrie.
  - Enfouissement des particules : litage, granoclassement, classement indépendant de la taille.

b) Constituants organiques bioclastiques ou biogènes : comprenant éventuellement la matrice

- ❖ Influence de la morphologie des restes d'organismes
  - Dissolution des éléments du squelette par destruction de la matière organique.
  - Fragmentation : soit d'origine mécanique, soit d'origine biologique.
  - Dissolution des fragments
- ❖ Rapports des débris d'organismes avec les autres composants du milieu
  - Remplissage des coquille **:** soit par sédiment avoisinant, soit par remplissage néo génétique primaire.
  - Précipitation autour des organismes.
  - Evolution de la matière organique.
- ❖ Transport et sédimentation
  - Transport des coquilles
  - Enfouissement des particules : (litage, granoclassement), organismes en place, organismes transportés.

2.2.3 Diagenèse (évolution des constituants chimiques des sédiments)

a) Syndiagénése (Diagenèse débutante) : c'est un passage progressif à la sédimentogénése

- ❖ **Diagenèse mécanique**
  - Compaction, synérèse…
  - Gonflement, augmentation de volume
  - Déformations mécanique « hydro plastique », cassantes…
- ❖ **Diagenèse chimique**

- Fixation de composés chimique divers avant cimentation, diffuse ou sous forme de nouveaux minéraux : néogénese syndiagénétique
- Dissolution avant cimentation.

b) Epidiagénése (Diagenèse avancée) : ou lithification

- **Cimentation (néogenése épidiagénétique)**
  - Cimentation simple « précipitations chimiques, accroissements syntaxiaux »
  - Cimentation complexe : réaction intergranulaires sans genèse de nouveaux minéraux « pressure solution » interparticulaire engendrant des microstilolithes.

    Réactions intergranulaires avec genèse de nouveaux minéraux ; substitution ou superposition de ciments variés.
- **Dissolutions :**
  - **Analyse des vides diagénétiques au niveau des particules, de la gangue ou de l'ensemble**
  - **Analyse des figures de dissolution pression (stylolithes).**
- **Remplissage et évolution ultérieure des vides diagénétiques.**
  - Remplissage chimique
  - Remplissage par un sédiment interne mécanique
- **Recristallisation**
  - Nature et habitus minéralogique des cristaux
  - Partie du sédiment lithifié recristallisé
  - Reliques de sédiment non recristallisé
- **Intérêt de la diagenèse :** évolution de la porosité et de la perméabilité.

c) Analyse chronologique relative des diverses étapes de la diagenèse « faciès diagénétique »

2.2.4 Donner un nom au roche selon les classifications sédimentologiste et diagénétique

2.3 Paléontologie :

- Macro faunes : rare macrofaune ont été récolté au cours de levé de la coupe.
- Micro faunes : la détermination des microfaunes

2.4. Analyse structurale :

Les photographies aériennes ayant servi à cette étude ; ont été exploitées systématiquement de la manière suivante :

Sur un cliché de deux photos se superposent un carré de papier calque ; avec le stéréoscope à miroir ; on trace les linéaments qui apparaissent dans le relief ; en plus de ces structures d'autres éléments ont été porté et qui sont parfois d'origine morphologiques

Oueds, ravines, rivières, Escarpements et Cheverons etc.…. Et parfois d'origine géologique :

Pendage, limites de couches géologiques, failles, diaclases et escarpement de faille etc….

Après avoir achevé le déchiffrement des photographies aériennes, on procède à l'opération de raport-synthese.

Cette dernière consiste à transférer les informations géologiques et morphologiques portées sur le papier calque, sur un transparent superposé à la carte topographique correspondante.

Les caractères fondamentaux utilisés pour le déchiffrement de ces linéaments sont :

- Caractères morphologiques (réseau hydrographique et forme du relief).
- Teinte (photo ton).
- Végétation.
- Déformation des couches horizons.
- Disparition brutale des couches géologiques.

VII. Terminologie

1. Terminologie de terrain

Pour la description lithologique au cours des inventaires stratigraphiques, la nomenclature utilisée repose généralement sur la nature chimique de la roche. Au même temps, il est nécessaire de prendre en considération la nature de l'élément de caractérisation macroscopique dominant et la granulométrie des constituent clastiques. Par exemple calcaires bioclastique à gastéropodes.

1.1 Roches carbonatées :

Deux type de roche carbonatée qui peut se distingués :

- Calcaire
- Dolomie

1.2 Roches mixtes

Le constituant principal donne son nom à la roche, le constituant secondaire intervient comme adjectif ; par exemple : calcaire argileux, calcaire marneux…..etc

2. Terminologie de laboratoire :

L'étude qualitative et quantitative des éléments de caractérisation des roches carbonatées (élément figurés, ciments) permit d'approcher la caractérisation de leur milieu de dépôts.

Chaque roche sédimentaire peut être définie par :

- la nature des éléments constituants tels que bioclastes, intraclastes, oolites…
- la nature de phase de liaison : ciment- matrice.
- Le mode d'arrangement des différents éléments entre eux au sien de la roche : texture.

Deux classifications des roches carbonatées ont été utilisées :

2.1. Classification de FOLK (1959) (fig. 12)

Elle tient compte des éléments de caractérisation tels que les principaux constituants des roches sédimentaires qui sont les « Allochems » ou les éléments figurés (bioclastes, intraclastes, oolites, pelletoides, minéraux non carbonatées) et la phase de liaison entre eux ou « orthochems » (ciment-matrice).

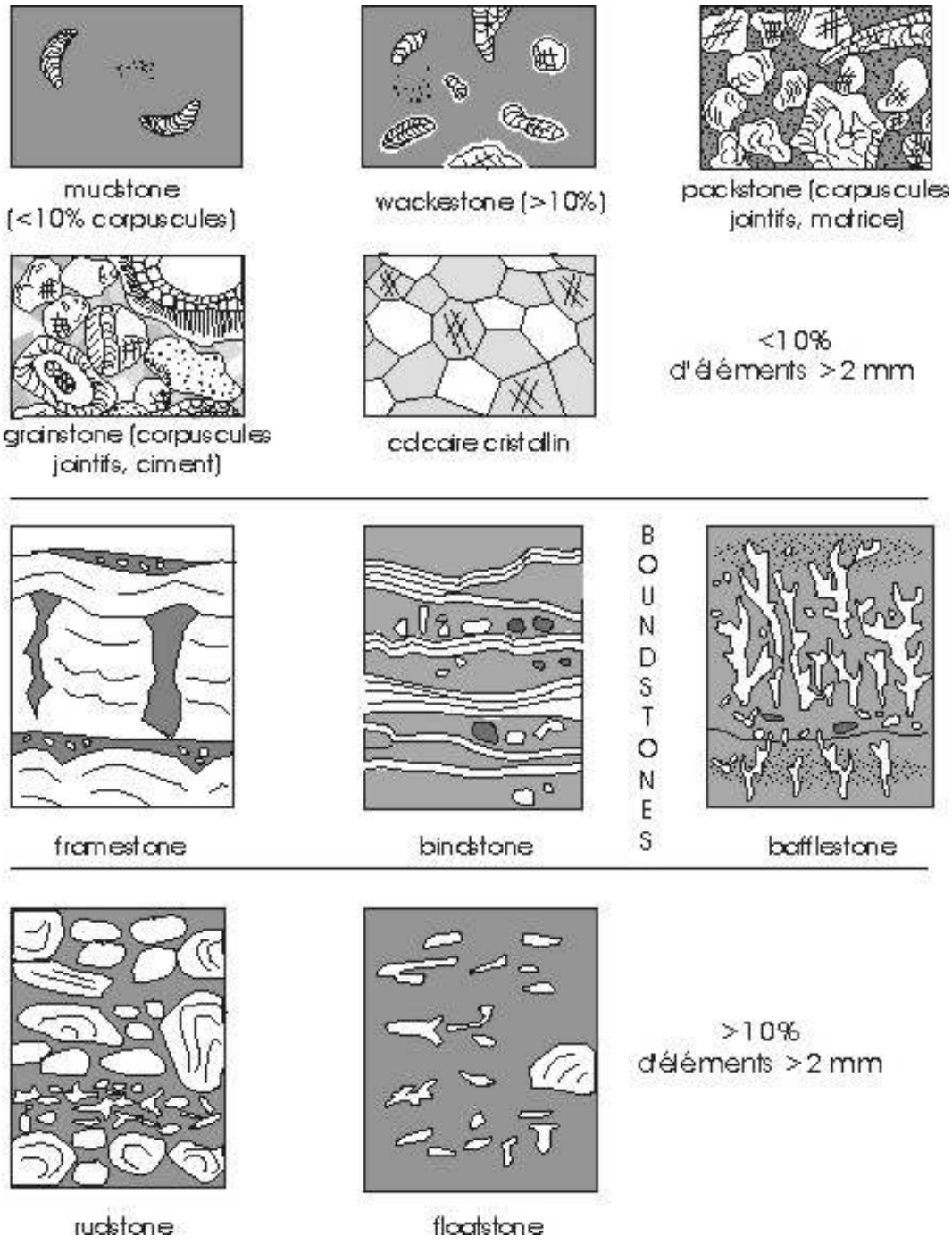


Fig. : 12 Classification des calcaires selon la nature des constituants (Folk 1962)

2.2. Classification de Dunham (1962) (fig. 13)

Elle prend en considération l'agencement des composants de la roche qui reflète généralement la texture originelle. Elle permet d'apprécier de façon relative l'hydrodynamisme du milieu de dépôt.

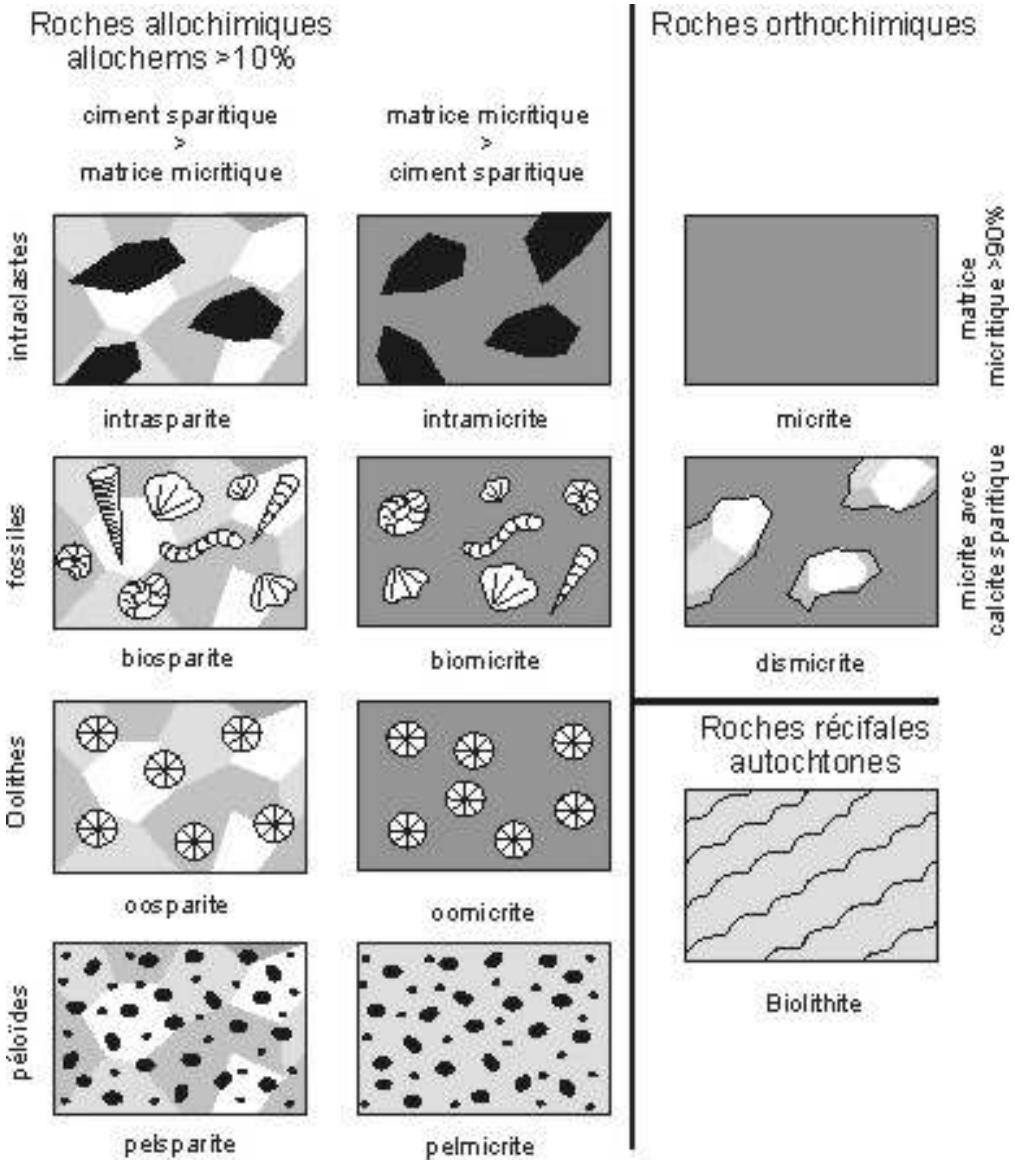


Fig. 13 : Classification texturale des calcaires selon R.J Dunham (Folk 1962)

DEUXIEME CHAPITRE
LITHOSTRATIGRAPHIE

1. Introduction

Les grands traits de la stratigraphie des monts de Constantine sont actuellement bien connus. Cependant, l'évolution Crétacée de la plate-forme néritique Constantinoise, marquée par des variations brusques des faciès (M.Chadi ; 2004).

Ainsi, deux coupes stratigraphiques ont été choisies :

a) une coupe au Djebel Felten sur le flanc Sud

b) une coupe au massif de Chattabah exactement au centre de Djebel Garnechouf.

La description lithologique des coupes levées est faite de bas en haut avec une échantillonnage plus ou mois systématique.

Les échantillons prélevés des bancs calcaires ont servi à la confection de lames minces. Enfin, les structures et les figures sédimentaires ont fait l'objet de toute notre attention.

2. Analyse Lithostratigraphique :

L'analyse de la succession lithologique a été faite suivant des coupes sensiblement orientées perpendiculairement à la direction générale des couches.

2.1 La coupe de Djebel Felten :

Elle est située à l'extrémité Sud du Djebel Felten, plus exactement à la proximité du cimetière des chouhadas, dans la localité de Dra Setina. La coupe a été levée, sur la rive droite de l'Oued Seguin.

La succession sera décrite, de bas en haut, et la coupe a été subdivisée en cinq formations **(Fig.14) :**

- **Formation I : 112 m** de calcaire micritique stratifié et parfois rubané en bancs

d'épaisseur centimétrique à décimétrique de couleur grise foncée à lamellibranches, rares rudistes et des foraminifères benthiques.

Cette unité débute par :

Terme 1 : 20 m de calcaire gris noirs légèrement dolomitisé **(éch 1),** à débris de lamellibranches, et quelques formes de foraminifères benthiques très micritisées indéterminables sauf quelque uniséries.

Terme 2 : 25 m de calcaire très fin gris noirs **(éch 2)**, à grands lamellibranches et association de foraminifères benthiques (bisérié, unisérié, sigmoïlina, Nummoloculina, quiqueloculina seminulum, triloculina laevigata, Miliole).

Terme 3 : 12 m de calcaire gris microsparitique durs, fracturé **(éch 3),** à Orbitoline (mesorbitolina), lamellibranches, et quelques foraminifères benthiques (unisérié, miliole).

Terme 4 : 45 m de calcaire gris noirs micritiques **(éch 4)** à foraminifères benthiques (unisérié, bisérié, Valvulinaria, sphaviodina bulloides, chilostomelloides oviformis, Miliolidae avec genre « sigmoilina, Nummoloculina contraria, Triloculina, spiroloculina », et rares débris d'ostracode.

Terme 5 : 5 m de calcaire **à huître (Photo N°01)**, légèrement dolomitisés de couleur grise **(éch 5A),** à Gastéropodes, lamellibranches, lithoclastes et des foraminifères benthiques (bisérie, miliole, Cuneolina pavonia).

Terme 6 : 5 m de calcaire micritique gris noirs **(éch 5B),** à foraminifères benthiques (Textularia sagittula, bisérié, unisérié, miliole).

- **Formation II** : **15 m** de calcaires sparitiques compactes gris blancs à Orbitolines

Ce terme est caractérisé par des couches rubanées en bancs centimétriques très oxydés.

Terme 1 : 10 m de calcaire grossier rubané en couches **(éch 6)** d'épaisseurs décimétriques (0.7 à 0.8 m) à Orbitolines (Orbitolina concava), débris de lamellibranches, milioles et lithoclastes.

Terme 2 : 5 m de calcaire sparitique gris blanc à tache noirs stratifiés **(éch 7)** à Orbitoline (Orbitolina concava), débris de lamellibranches, Rudistes et lithoclastes.



Photo N°01 Calcaire à Huître et Gastéropode

- **Formation III** : **21 m** Calcaires marneux à Algues

Ce terme est essentiellement constitué des bancs de calcaires légèrement marneux microsparitiques gris d'épaisseurs décimétriques à métriques, plus ou moins lenticulaires, intercalés par des couches de marnes gris-jaunâtres d'épaisseurs centimétriques. On a choisi trois bancs de calcaire pour l'échantillonnage, le premier à la base, le deuxième et le troisième au sommet

Terme 1 : 3 m d'une couche de calcaire **(éch 8)** microsparitique gris jaunâtre à pellets « Algaires », échinodermes, et des formes benthiques difficilement déterminables « bisérié »

Terme 2 : 5 m de calcaire très oxydé dolomitique gris noirs, plus ou moins grossier, **(éch 9),** à pelloides, échinodermes, et foraminifères benthiques (unisérié, bisérié). Cet horizon présente probablement une surface durcie.

Terme 3 : 12 m de calcaire microsparitique légèrement marneux avec quelques intercalations d'horizons marneux de couleur gris foncée **(éch 10),** à échinodermes, unisérié, pellets et algues.

- **Formation IV 45 m** Calcaire microsparitique gris à patine jaune à Orbitoline.

Terme 1 :10 m de calcaire microsparitique gris à patine jaune stratifiée et trés facturée **(éch 11),** à pellets, échinodermes, débris de lamellibranches, lithoclastes et des foraminifères benthiques (verneuilina propinqua, lituonella voberti)

Terme 2 : 10 m de calcaire plus ou moins grossier gris stratifié **(éch 12),** à pelloides, échinoderme, débris de lamellibranches, et des foraminifères benthiques (textulariodes inflata, Bigenerina nodosaria, Textularia gramen, miliole).

Terme 3 : 5 m de calcaire microsparitique gris foncé **(éch 13)**, à pelloides, échinodermes, débris de lamellibranches, Algues, lithoclastes, et rares foraminifères pélagiques (Globigérina).

Terme 4 :20 m de calcaire sparitique gris **(éch 14)** à Orbitolines (Orbitolina conica, et concava), lamellibranches, Rudistes, pelloides.

- **Formation V : 39 m** de calcaire en corniche grossier, durs de couleur beige, compact très fracturé et Karstifié à Gastéropodes et coraux.

Terme 1 : 10 m de calcaire grossier gris blanc dur **(éch 15)** avec la présence de formes de dissolutions « géodes », à coraux, lamellibranches, et Gastéropodes.

Terme 2 : 8 m de calcaire beige à blanc à patine de couleur jaunâtre, très oxydé et karstifié **(éch 16)**, à Gastéropodes et lamellibranches.

Terme 3 : 14 m de calcaire sparitique blanc onduleux avec Filons de calcite **(éch 17),** ce banc contient des coraux et débris de lamellibranches.

Terme 4 : 7 m de calcaire microsparitique à sparitique beiges **(éch 18)** à Gastéropodes, lamellibranches, coraux, lithoclastes, rares Orbitolines et quelques formes benthique « bisérié ».

2.1.1 : Attribution Stratigraphique de la coupe de Djebel Felten :

L'étude Lithostratigraphique de la série de Djebel Felten a permis de distinguer trois unités stratigraphiques datées par la microfaune (foraminifères) « MASSE J P et al. 1979, NEUMANN. M, 1967 » :

Formation I : datée de l'Aptien grâce à la présence des formes : **Triloculina laevigata, Sigmoilina, Textularia sagittula.**

Le terme sommital, il s'agit de l'Aptien supérieur à cause de la présence d'**Orbitolines (mesorbitolina).**

Formation II et III : datée de l'Albien- Vraconien grâce à la présence des formes : **Orbitolines (Orbitolina concava), Rudistes.**

Formation IV et V : daté du Cénomano-Turonien car le Turonien ne peut être séparé cartographiquement du Cénomanien supérieur, il d'agit de calcaire microsparitique gris à patine jaune et sur sa partie sommital, il est grossier, durs de couleur beige. La microfaune contient **Textulariodes inflata, Bigenerina nodosaria, Textularia gramen, Verneuilina propinqua, Lituonella voberti.**

NB : la limite entre Formation I et Formation II est caractérisé par la présence d'une surface durcie (probable).

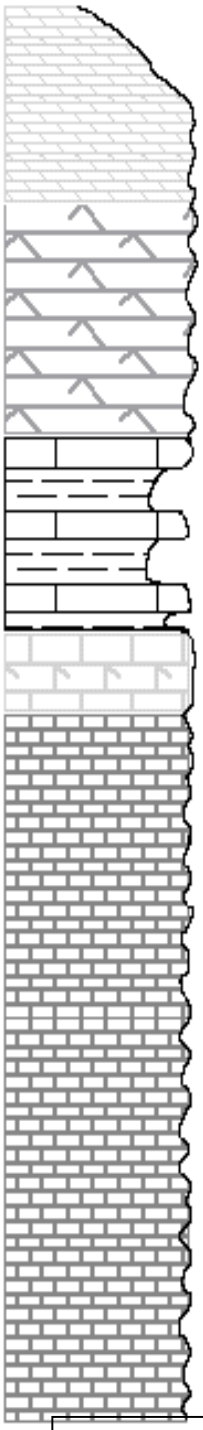
N° Ech	Lithologie	épm	Etage	Formation	Description
18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7		260 220 175 135	Cénomano-Turonien Albien et Vraconien	V	Calcaire en corniches grossier durs de couleur beige, compact très fracturé
				IV	Calcaire microsparitique gris à patine jaune à Orbitolines
				III	Calcaire marneux à Algues
				II	Calcaire sparitique compact gris blanc à Orbitolines
6		120			
5B 5A 4 3 2 1		0	Aptien	I	Calcaire micritique stratifié et parfois rubané en couches d'épaisseurs centimétriques à décimétriques de couleur gris foncée

Fig. N°14 Coupe Lithostratigraphique de Djebel FELTEN

2.2 La coupe de Djebel Garnechouf (massif de Chattabah) :

Elle est située au centre de djebel Garnechouf, plus exactement dans la localité de Douar ben Aziz, La coupe a été levée à la proximité de chaâbat Charchar.

La succession sera décrite, de bas en haut, et la coupe a été subdivisée en quatre formations **(Fig.15) :**

- **Formation I : 73 m** de calcaire graveleux, massif avec un ciment isopaque de couleur gris bleuté en bancs centimétriques à décimétriques à Ammonites **(Photo N°02)**.

Terme 1 : 25m de calcaire microbréchique gris noirs **(éch 1)** à Orbitoline (Orbitolina conica, Orbitolina Dictyoconus), lamellibranches, intraclastes et des foraminifères benthiques (miliolidés, unisériés, sigmoilina lituolidae, pseudcyclammina, textularidés).

Terme 2 : 18 m de calcaire microbréchique plus ou moins microsparitique gris noirs **(éch 2)** à coraux, lamellibranches, radioles d'échinodermes et lithoclastes.

Terme 3 : 10 m de calcaire microsparitique à sparitique dur gris-foncé **(éch 3)** à pelloïdes, débris d'échinodermes et rares débris de gastropodes.

Terme 4 : 20 m de calcaire fin micritique gris noir laminé **(éch 4)** à foraminifères indéterminable.



Photo N°02 CALCAIRE A HUITRE

- **Formation II** : **83m** de calcaire dur stratifié gris très fracturée montre des rares

Intercalations marneuses surtout dans sa partie supérieure, riche en Algues.

Terme 1 : 30 m de calcaire dur microsparitique gris stratifié et parfois rubané en couches d'épaisseurs centimétriques **(éch 5)** à pelloïdes, lamellibranches, débris d'échinodermes, algues et rares foraminifères benthiques (textulariodes inflata, Vulvulina pennatula)

Terme 2 : 8 m calcaire micritique très fin gris noirs **(éch 6)** très fissuré à gastéropodes, Algues et rares miliolidés.

Terme 3 : 25. m de calcaire grossier compact gris blanc à tache noire **(éch 7)** à pelloïdes, Algues et rares lithoclastes.

Terme 4 : 20 m de calcaire micritique gris très compact **(éch 8)** à Algues et coraux.

- **Formation III : 35 m** de calcaires lités plus ou moins fins caractérisés par quelques intercalations marneuses de teint claire, et des nivaux à silex, renfermant des Orbitolines.

Terme 1 : 10 m de calcaire très fin gris à gris noirs **(éch 9)** à débris de lamellibranches, Orbitolines (Orbitolina conica), rares échinodermes, et des foraminifères benthiques (ventilabrella eggeri, bisérie, miliolidés).

Terme 2 : 5 m de calcaire micritique à microsparitique gris à taches blanches rubané en bancs centimétrique **(éch 10)** à Gastéropodes, lamellibranches, lithoclastes, rares Orbitolines (Orbitolina conica), rares algues et associations de foraminifères benthiques (miliolidés, bisérié, unisérié, Vulvulina permatula, lituolidés, climacamminaantiqua, nummoloculina contraria).

Terme 3 : 8 m de calcaire microsparitique très fracturé, gris bleuté **(éch 11)** à lamellibranches, coraux, Orbitolines (Orbitolina concava), échinodermes, et rares lithoclastes.

Terme 4 : 12 m de calcaire gris noirs avec des taches blanches, plus ou moins grossières **(éch 12)** à silex **(Photo N°03)**, ce nivaux renferme des Gastéropodes, lamellibranches, algues, lithoclastes, calpionelles.

- **Formation IV : 105m** calcaire noduleux grisâtre très oxydé, contient quelques minéraux argileux ainsi que des microplissements. Ce terme commence par des calcaires graveleux et se termine par des concrétions ferrugineuses.

Terme 1 : 30 m de calcaire sparitique à microsparitique graveleux gris à patine jaune **(éch 13)** à coraux (Hexacorallaire), lamellibranches, rudistes et quelques associations de foraminifères benthiques (Gumbelina decunens, meliolidés) et des lithoclaste



Photo N°03 : CALCAIRE A SILEX

Terme 2 : 30 m de calcaire microspatitique gris noirs **(éch 14)** à échinodermes et des foraminifères pélagiques (Globogénéridés).

Terme 3 : 15 m de calcaire micritique à microsparitique gris foncé **(éch 15)** à échinodermes, lamellibranches et des bisériés.

15 m de calcaire microsparitique gris claire à tache noir **(éch 16)** à coraux, échinodermes (crinoïdes), lithoclastes, Algues et quelques associations de foraminifères benthiques (bisérié, unisérié).

Terme 4 : 5 m de calcaire grossier gris **(éch 17)** à échinodermes, algues et association des foraminifères benthiques (bisérié, unisérié, Bolivinella foliens ?pseudotextularia).

Terme 5 : 25 m de calcaire micritique à association **(éch 18)** de foraminifères pélagiques (globolina, globotruncana, heterohelix, globigirina).

2.2.1 : Attribution Stratigraphique de la coupe de Djebel Garnechouf

L'étude Lithostratigraphique de la série de Djebel Garnechouf a permis de distinguer cinq unités stratigraphiques datées par la microfaune« MASSE J P et al. 1979, NEUMANN. M, 1967 » :

Formation I : datée du Barremien supérieur grâce à la présence de formes **: Dictyoconus, sigmoilina lituolidae, pseudcyclammina, textularidés**

Formation II : datée de l'Aptien grâce à la présence des formes : **textulariodes inflata, Vulvulina pennatula**

Formation III : datée de l'Albien grâce à la présence des formes : **Orbitolina conica Vulvulina permatula, lituolidé, climacamminaantiqua, nummoloculina contraria.**

Formation IV : datée du Cénomanien grâce à la présence des formes : **Orbitolina conica Bolivinella foliens, pseudotextularia.**

Le sommet de formation IV : datée du Sénonien grâce à la présence des formes : **globolina, globotruncana, heterohelix, globigirina**

3. Corrélation lithostratigraphique entre les deux coupes :

Cette corrélation a pour but de déterminer les affinités entre les deux colonnes lithostratigraphiques **(Fig. N°16)**, ainsi que les variations des épaisseurs et des faciès afin de distinguer certains phénomènes qui nous permettront de faire les différences au cours de leur évolution géologique.

3.1.. L e Barrémien :

Le Barrémien est présent dans le massif du Chattabah, et absent dans le Djebel Felten, avec des dépôts en général de calcaire graveleux avec un ciment isopaque à Orbitolines et Ammonites.

Ces formations se sont déposées en général sur un Haut fond, dans la zone d'agitation des vagues**.**

3.2. L'Aptien : la sédimentation est essentiellement carbonatée, avec quelques intercalations marneuses surtout dans le Djebel de Garnechouf et avec une dimunation d'épaisseur qui peut être liée à des soulèvement de ce bloc **(J.M.VILA.1980).**

3.3 L'Albien : la sédimentation albienne montre une lithologie intermédiaire entre les formations carbonatées et les dépôts à dominante marneuses à Djebel Felten et quelques intercalations marneuse au massif du Chattabah. Avec l'abondance d'algues dans les deux djebels, on est à la présence d'une sédimentation sous une faible tranche d'eau. On remarque que l'épaisseur de cet étage est presque la même dans les deux djebels.

3.4 Le Cénomano-Turonien : il est carbonaté, contenant des Orbitolines, des rudistes et des foraminifères benthiques, indiquent un milieu de dépôts peu profond à forte énergie **(J.C.Lahondere, 1983**). Le Turonien est difficilement séparable du Cénomanien, ou probablement absent à cause de l'absence des indicateurs faunistique concernant cet étage.

3.5 Le Sénonien : il est marneux calcaire au Djebel Garnechouf à globolina, globotruncana, heterohelix, globigirina, il est absent dans la série étudiée de Djebel Felten.

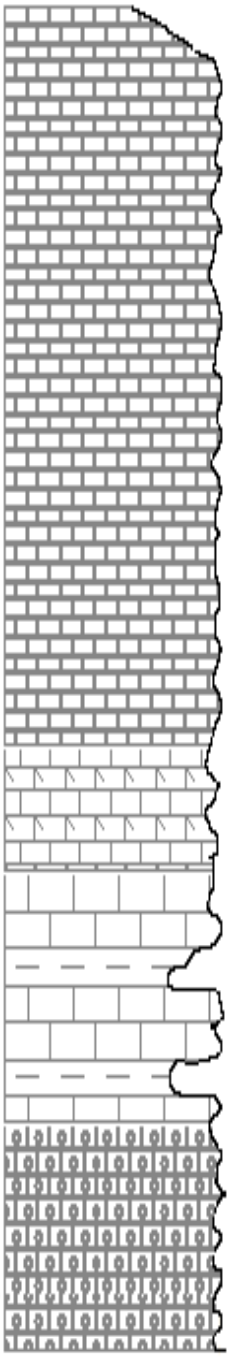
N° Ech	Lithologie	épm	Etage	Formation	Description
18 17 16 15 14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1		320 200 165 80 0	Sénonien Cénomano- Turonien Albien Aptien Barrémien	IV III II I	Calcaire noduleux grisâtre très oxydée contenant quelques minéraux argileux ainsi des microplissements. Ce terme commence par des calcaires graveleux et se termine par des concrétions ferrugineuses. Calcaire lités plus ou mois fins caractérise, par quelque intercalations marneuses de teint claire et des niveux à silex et Orbitolines Calcaire dur stratifié gris très fracturé montront de rares Intercalations marneuses, riches en Algues Calcaire graveleux, massif avec un ciment isopaque de couleur gris Bleuté en bancs centimétriques à décimétriques à Ammonites

Fig. N°15 : Coupe Lithostratigraphique de Djebel Garnechouf

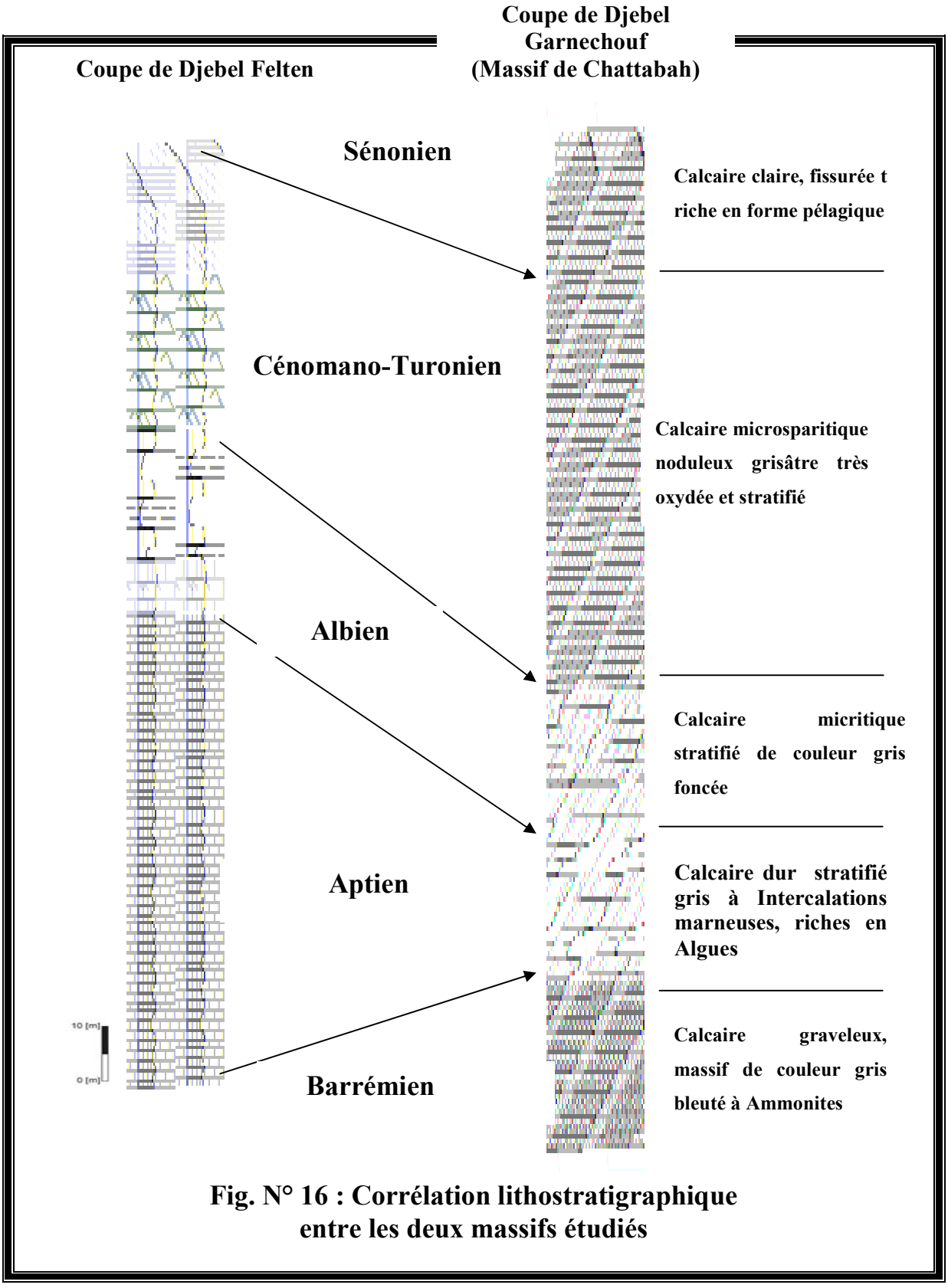


Fig. N° 16 : Corrélation lithostratigraphique entre les deux massifs étudiés

4. Conclusion :

Les études qu'on a effectuées sur la série néritique de Djebel Felten et Djebel Garnechouf (Massif de Chattabah) à savoir (Coupes lithologiques, Attribution Stratigraphique) a permis de:

La série carbonatée de Djebel Felten a été subdivisée en cinq formations datées par la microfaune ; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Aptien) calcaire micritique stratifier de couleur gris foncée, **formation II :** (Albien) calcaire sparitique compact à Orbitoline, **formation III :** (Albo-vraconien) calcaire marneux à Algues, **formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire microsparitique gris a patine jaune à Orbitoline et **formation V :** calcaire grossier dur compact et fracturée.

La série carbonatée du massif de Chattabah a été subdivisée en quatre formations datées par la microfaune ; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Barrémien) : calcaire graveleux à Ammonite, **Formation II :** (Aptien) calcaire dur stratifier à rares intercalations marneuses à Algues, **Formation III :** (Albien) calcaire lités a quelque intercalations marneuses à silex et Orbitoline et **Formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire noduleux et graveleux, cette formation ce termine par un terme (Sénonien) très Oxydée.

L'analyse lithostratiqraphique nous a permis aussi la mise en évidence:

- Un rare contenu faunistique dans toute la série étudiée.
- Les influences marneuses sont présentes à l'Aptien de Djebel Chattabah, et à la limite Albien Cénomanien de Djebel Felten.
- Un changement brutal de la granulomitrie des carbonates, qui va du calcaire fin vers un calcaire Spartique indique une paléogeographie très perturbée.
- Le Turonien est difficilement séparable du Cénomanien à cause de l'absence des indicateurs faunistiques concernant cet étage.
- Dans la sérié carbonatée de Djebel Felten, les formations II, IV et V présente une granulometrie grossieres ainsi un reseux de fracturations intense et des figures de Karstifications (géodes de dissolution), qui favorise un stockage ainsi une cerculation facile des eaux.
- Dans la sérié carbonatée du massif de Chattabah les formations I et IV présente un aspect graveleux, qui peut favorisé le stockage des eaux.

TROISIEME CHAPITRE
SEDIMENTOLOGIE

I. Introduction

Les formations géologiques dite reservoire (formations carbonatées dans notre cas) ; présentent des caractéristiques spécifiques, qui peuvent êtres obtenus par des moyens quantitatifs de mesures pétro-physiques (porosité et / ou perméabilité), et par des observations qualitatives pétrographiques (nature et genèse des roches).

Le mariage entre les deux méthodes (l'objet de ce chapitre), ce fait par la connaissance exacte des caractéristiques pétrographiques et sédimentologiques des roches, leurs évolutions dans le temps et l'espace ainsi la définition des caractéristiques pétro-physiques (la porosité surtout), leur taille et géométrie et les étapes et processus de leur transformation.

II Analyse Faciologique :

1. Introduction :

Les observations du terrain et l'analyse microscopique des échantillons relevées dans les séries carbonatées de deux coupes lithologiques étudiées (Djebel Felten et Massif de Chattabah) ont permis de définir les différents faciès et microfaciès.

La démarche utilisée pour la description des faciès et microfaciès est basée sur la classification utilisée par le groupe ELF Aquitaine (1975) à base FOLK (1959) et DUNHAM (1962).

- La classification de DUNHAM (1962) : a la mérite de tenir compte à la fois de l'agencement des grains (jointifs ou non jointifs) et la présence d'une matrice boueuse ou ciment.
- La classification de FOLK (1959) : Folk a distingué les principaux types de roches calcaires apartir des proportions d'allochèmes et d'orthochèmes**.**
- La classification et la terminologie des roches carbonatées sont modifiées en fonction des éléments terrigènes, si ces derniers entrent pour 10% et plus dans la composition des sédiments, un adjectif épithète est alors ajouté au terme qualifiant de la roche (ex : intra micrite gréseuse).

2. Description et milieu de dépôt des faciès :

Les faciès et microfaciés reconnus sur le terrain et au laboratoire sont regroupés en fonction de leurs contextes paléogéographiques déduites d'une étude minutieuse des restes biologiques, des ciments et des structures sédimentaires.

Afin de mieux distinguer les différents milieux de dépôts, plusieurs microfaciès ont été définis dans un même faciès (voir annexe XI).

Indices des faciès et microfaciès :

Les faciès seront regroupés en fonction de leur position paléogéographique et symbolisés par des lettres (voir Tableaux N°01):

PEXD : plate forme externe zone distale

PEXA : plate forme abritée

PEXP : plate forme proximale

PM : plate forme moyenne

PMR : plate forme moyenne zone récifale

PMH : plate forme moyenne zone haut fond

PIN : plate forme interne.

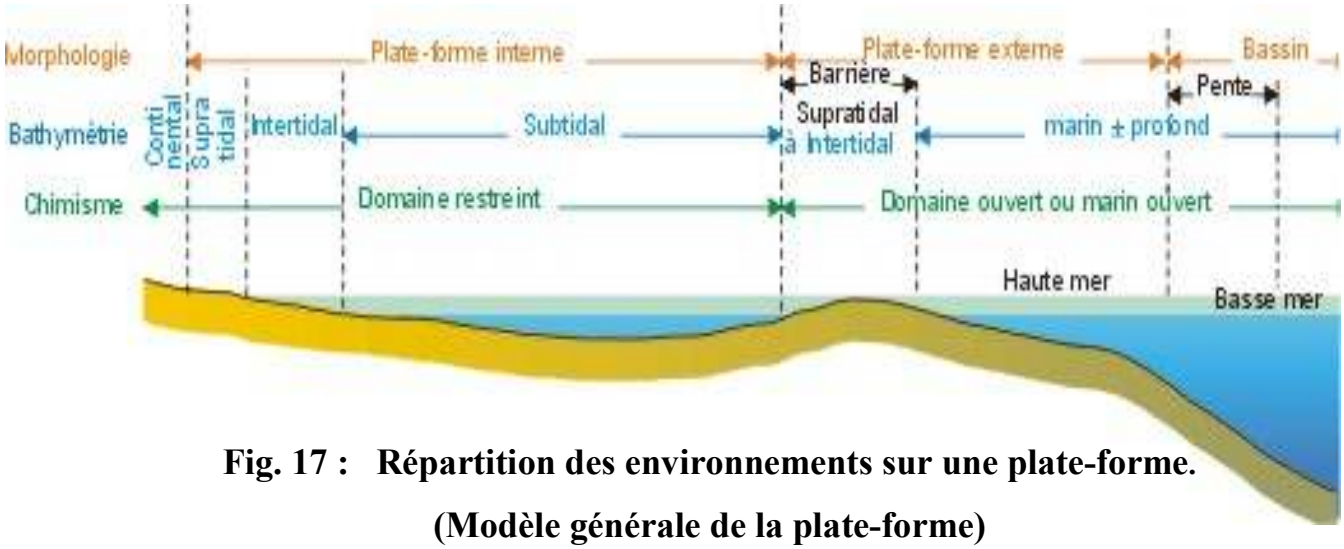


Fig. 17 : Répartition des environnements sur une plate-forme.

(Modèle générale de la plate-forme)

2.1. Faciès de plate forme externe

2.1.1 Faciès externe distale :

Ils sont caractérisées généralement par des calcaires marneux et des calcaires micritiques fins à microfaunes généralement pélagiques.

- PEXD1: Biomicrite à foraminifères pélagiques : **(PL.I. Ph1, Ph 2)**

La texture variée de Wackstone à Packstone, le classement est modérée. Les éléments figurés constituent 40 % du volume, et se représentent généralement en petite taille, les biocalstes sont représentés par des foraminifères pélagiques (globolina, globotruncana, heterohelix, globigérina). La ferruginisation affecte au même temps la matrice et les bioclastes, ainsi une accumulation de la micrite (bioturbation) le long des fractures fermées par la calcite.

Milieu de dépôt :

L'abondance des foraminifères pélagiques suggère un milieu de plate forme externe distale, calme et assez ouvert.

La présence des oxydes de fer indique un milieu oxygéné (Gall, 1976).

2.1.2 Faciès proximale :

a) Faciès à échinodermes dominants :

PEXP1: biomicrosparite à échinodermes : **(PL .II, Ph.1)**

La texture est Packstone à Grainstone**,** le classement est modéré. Les biocalstes sont représentés essentiellement par des échinodermes, foraminifères planctoniques (globogérinidés) et les pellets qui participent par 25%.

On note la présence des compactions chimiques.

Milieu de dépôt :

La présence des foraminifères planctoniques et les échinodermes, témoigne un milieu assez ouvert, moins profond.

PEXP2: Pelbiosparite à lamellibranches et échinodermes : **(PL.II. Ph 2)**

La texture est Grainstone**,** le classement est modéré, Les éléments figurés constituent 70% du volume. Les biocalstes sont représentés essentiellement par des échinodermes, pelloides, débris de lamellibranches et rares foraminifères planctoniques (globigérina), rares algues, et lithoclastes.

On note la présence de compaction chimique.

Milieu de dépôt :

La présence des foraminifères planctoniques et des échinodermes témoigne un milieu ouvert.

La présence des algues indique un milieu d'eau plus ou moins peut profond, ainsi la présence de lithoclastes indique un environnement situé à la proximité d'une barrière sous l'action des vagues (ELF Aquitaine 1977).

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement de plate forme peu ouvert à la limite d'action de vagues.

PEXP3: biomicrite a biomicrosparite à échinodermes : **(PL.II. Ph3)**

La texture est variée de Wackstone à Packstone. Dans ce microfaciès, on parle de petite bioclastes modérément classées, constitués par des échinodermes, pelloides, lamellibranches et rares foraminifères benthiques (bisérié).

On note la présence d'une ferruginisation modérée affecte la matrice.

Milieu de dépôt

La matrice micritique à microsparitique indique un milieu calme provoqué par des sessions plus ou moins Agitée (ELF Aquitaine 1977). La ferruginisation indique un milieu oxygéné (Gall, 1976).

On peut suggérer que le microfaciès appartient à un environnement infratidal moyen.

b) Faciès à environnement Agité :

PEXP4: biomicrosparite à pellets : **(PL.III. Ph1)**

La texture est Grainstone, la taille des éléments figurés est très petite avec un bon classement, le pourcentage des particules est très élevé, environ 50% à 60% du volume total. Les bioclastes sont essentiellement représentés par des pellets, échinodermes et quelques foraminifères benthiques.

Quelque endroit dans le microfaciès fortement touché par la ferruginisation. On note aussi la présence de quelques cristaux de quartz.

Milieu de dépôt

La texture Grainstone indique un milieu agité (Gall ,1976). La présence des pellets et les oxydes de fer indiquent un milieu plus ou moins peu profond et oxygéné.

PEXP5 : biosparite pelletoidal à échinodermes : **(PL.III. Ph 2,3)**

La texture est Grainstone, le classement est bon, avec des bioclastes à petite taille. Les éléments figurés constituent plus de 50% du volume. Les bioclastes transformées partiellement en pelloides par la micritisation ; sont essentiellement représentées par des échinodermes, débris de lamellibranches, foraminifères benthiques et rarement des Algues.

On note la présence de compaction chimique représenté par des styllolites, une légère oxydation développée au sien du ciment microsparitique.

Milieu de dépôt

La texture Grainstone indique un milieu agité (Gall ; 1976).

La présence des pelloides et des fragments d'échinodermes , de lamellibranches roulés et usés, témoigne d'un enfouissement très lent et d'une évolution assez longue, sous l'action d'agitation du milieu (in A.YAHIAOUI ; 1990).

c) Faciès Abrités :

PEXP6 : Micrite à rare unisérié et échinodermes : **(PL.IV. Ph1)**

La texture est Mudstone à Wackstone, le classement est bon. Les bioclastes sont rares sauf de quelques unisériés et échinodermes micritisées.

PEXP7: Micrite à bioclastes indéterminables: **(PL.IV. Ph2)**

Ce faciès se compose de lamines sombres alternant avec des lamines claires, quelque bioclastes indéterminables.

Milieu de dépôt

Les faciès PEXP6- PEXP7 sont déposés dans un milieu infratidal calme.

2.2. Faciès de plate forme moyenne :

Ils se différencient de ceux de la plate forme externe par la disparition ou raréfaction des organismes du domaine ouvert et l'apparition d'organismes spécifiques, et par la présence de pelloides.

2.2.1 Faciès du Haut Fond local :

2.2.1.1. Faciès a Orbitoline dominants :

PMOH1: biosparite à Orbitoline: **(PL.V. Ph1)**

C'est un sable bioclastique à texture Grainstone, les bioclastes sont grossiers et de forme arrondie témoignent une transportation des éléments figurés. Les bioclastes sont représentés par des orbitolines, lamellibranches, débris de rudistes et rares foraminifères benthiques et lithoclastes.

Les bioclastes sont souvent micritisés et rarement perforée avec une compaction chimique du ciment sparitique.

On note la présence de quelques cristaux de quartz.

Milieu de dépôt

Le faciès PMOH1 correspond peut être a un milieu infratidal supérieur à forte énergie.

La cimentation sparitique intervient au cours de la mésogenése après la compaction (In A.YAHIAOUI ; 1990).

PMOH2 : biomicrosparite a biosparite à pelloides et Algues: **(PL.V. Ph2, Ph3)**

Dans ce microfaciés, on remarque qu'il y a deux séquence texturale allez d'un Packstone à pelloides et algue bien classée et de petite taille vers un Grainstone toujours à pelloides, et toujours bien classée, avec la présence de quelques lithoclastes. Les éléments figurés sont de forme arrondie à subarrondie.

Milieu de dépôt

L'évolution au sien de microfaciès PMOH2 montre l'augmentation d'énergie du milieu et la diminution du profondeur.

2.2.1.2. Faciès a Faible énergie :

PMOH3: Biosparite pelletoidal à Bioclastes: **(PL.V. Ph4)**

La texture est Grainstone, le classement est modéré. Les biocalstes sont représentés par des pelloides, débris d'échinodermes et rares débris de gastéropodes, en générale des formes arrondies.

Le ciment microsparitique est syntaxique autour des échinodermes.

Milieu de dépôt

Le microfaciès correspond à un milieu infratidal peu profond à énergie plus ou moins faible.

2.2.2 Faciès de la zone récifale :

Deux zones peuvent être distingue :

- Faciès de la zone subrécifale interne (elle appartienne généralement a la plate forme interne)
- Faciès de la zone subrécifale externe.

a) Faciès de la zone subrécifale interne :

PMOR1: Biomicrite à Biomicrosparite à lamellibranches et milioles : **(PL.VI. Ph1, Ph 2)**

La texture variée de Wackstone à Packstone, le classement est mauvais, le pourcentage des éléments figurés atteint environ 30% du volume ; leurs tailles varies de 0.2 mm à 3mm (lamellibranches). Les bioclastes sont représentés par des lamellibranches, milioles, unisériés, bisériés, des intraclastes et rares pelletes.

Une intense micritisation rend l'identification des bioclastes difficile.

Milieu de dépôt

Le microfaciès PMOR1 correspond à un milieu subrécifale interne plus ou moins agité, il devient plus calme par la suite.

PMOR2 : Biomicrite à coraux et Algues : **(PL.VI. Ph3)**

La texture variée de Wackstone à Packstone, le classement est mauvais, les éléments figurés constituent environ 30% du volume. Les bioclastes sont représentés par des coraux et des algues.

On note également la présence d'un encroûtement algaire.

Milieu de dépôt

La présence des coraux indique un milieu subrécifale très peu profond (Coque1977).

La présence des algues à un pourcentage élevé indique un milieu d'eau peut profond chaud avec un contexte de dépôt calme (Lucas et Al, 1976).

b) Faciès de la zone subrécifale externe :

PMOR3 : biomicrosparite à Orbitolines et lamellibranches: **(PL.VII. Ph1)**

La texture variée de Wackstone à Packstone, le classement est mauvais, les éléments figurés occupent environ 35% du volume et leur taille moyenne est comprise entre 2 et 4 mm. Les bioclastes sont représentés par des orbitolines, des lamellibranches, des rudistes, des foraminifères benthiques (unisérié, miliole) et des intraclastes très oxydés.

Les lamellibranches se représentent en teste calcitique Fibro-lamellaire encroûtée et les rudistes en fibre de calcite intercroisée.

Milieu de dépôt

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lacus et Al, 1976).

La présence des intraclastes indique la courte période d'Agitation du fond marin lié probablement à l'action de vague (Hordie, 1977), (Aiguer, 1982).

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement à la proximité d'une barrière (Récif).

❖ Faciès à coraux :

PMOR4: biomicrosparite à biosparite à coraux et lamellibranches: **(PLVII. Ph2. Ph3) :**

La texture variée de Wackstone à Packstone, le classement est mauvais, les éléments figurés occupent environ 30% à 35% du volume et leur taille moyenne est comprise entre 2 et 5 mm. Les bioclastes sont représentés par des coraux, des lamellibranches, des gastéropodes, quelques foraminifères benthiques (unisérie, miliole, Nodosaria), rares Orbitolines et lithoclastes.

On note la recristallisation des testes des bioclastes par la calcite.

Milieu de dépôt

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond (Lucas et Al ; 1976).

La recristallisation des testes des bioclastes indique l'influence des eaux douces.

La présence des coraux indique un milieu récifale très peu profond (Coque, 1977).

PMOR5: Biomicrite à biomicrosparite à coraux: **(PL.VIII. Ph1, Ph2, Ph3) :**

La texture est Wackstone à Packstone , le classement est mauvais, la taille moyenne des éléments figurées est compris entre 3-5mm, les bioclastes sont représentés par des coraux, lamellibranches, radioles d'échinodermes et lithoclastes.

La dissolution et la recristallisation calcitique affecte les testes des bioclastes ainsi une compaction chimique de la matrice.

Milieu de dépôt

La présence de coraux indique un milieu récifale (ELF Aquitaine, 1977).

PMOR6 : Intra micrite à intramicrosparite à Gastéropodes, et Algues: **(PL.VIII. Ph4, Ph5) :**

La texture est Wackstone, le classement est mauvais, les bioclastes sont représentés par des intraclastes, gastéropodes, algues, lamellibranches, calpionnelles et rares foraminifères benthiques.

Milieu de dépôt

La présence des intraclastes indique la courte période d'agitation de fond marin lié probablement à l'action des vagues (Hordie, 1977), (Aiguer, 1982).

On peu suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement à la proximité d'une barrière.

2.3. Faciès de plate forme interne :

Deux zone peuvent être distingue :

- ❖ Faciès internes calmes
- ❖ Faciès internes plus ou moins agités

2.3.1 Faciès internes calmes

PIN1 : biomicrite à foraminiféres benthiques: **(PL.IX. Ph1, Ph2)**

La texture variée de Mudstone à Wackstone, le classement est bon, les éléments figurés occupent environ 5% à 15% du volume, et se représentent en générale en petite taille. Les bioclastes sont représentés par des foraminifères benthiques souvent micritisés (unisérié, bisérié, Valvulinaria, sphaviodina bulloides, chilostomelloides oviformis, Milioldae avec genre «sigmoilina, Nummoloculina contraria, Triloculina, spiroloculina », Textularia sagittula).

On note la présence de bioturbation, ainsi une compaction chimique représentée sous forme d'un styllolite.

Milieu de dépôt

La matrice micritique indique un milieu calme (Gall, 1976)

La taille et le taux de fossiles indiquent que le milieu de dépôt appartient à la plate forme interne calme.

PIN2 : biomicrite à lamellibranches et foraminifères benthiques: **(PL.IX. Ph3, Ph4)**

La texture est Wackstone à Packstone, les éléments figurés sont des bioclastes dispersés dans une matrice micritique, et se sont représentés par des lamellibranches, des foraminifères benthiques (Cuneolina pavonia, Bisérié, ventilabrella eggeri, , miliolidés) et rares gastéropodes , orbitolines et échinodermes.

On note la micritisation de quelque forme surtout les foraminifères benthiques.

Milieu de dépôt

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond. La matrice micritique indique un milieu calme.

On peut suggérer que le milieu de dépôt appartient à un environnement interne calme.

PIN3 : biomicrite a gastéropode et Algue: **(PL.IX. Ph5)**

La texture est Wackstone, le classement est modéré, la taille des éléments figurés est moyenne. Les bioclastes sont représentés par des gastéropodes, des milioles et des algues.

On note la présence d'une facturation intense avec remplissage calcitique.

Milieu de dépôt

Les algues indiquent un milieu plus ou moins peu profond et contexte de dépôts calme (Lucas et Al ; 1976).

2.3.2 Faciès internes plus ou moins agités :

PIN4 : biopelmicrosparite à gastéropodes, lamellibranches et foraminifères benthiques: **(PL.X. Ph1)**

La texture est Packstone à Grainstone, le classement est mauvais, les éléments figurés occupent presque 50% du volume, les bioclastes sont représentés par des gastéropodes lamellibranches et foraminifères benthiques (miliolidés, bisérié, unisérié, Vulvulina permatula, lituolidés, climacammina antiqua, nummoloculina contraria), algues et rares orbitolines et lithoclastes.

On note une transformation de quelques bioclastes en pelloides. Une dissolution du ciment microsparitique laisse la place à une porosité intergranulaire.

Milieu de dépôt

Le ciment microsparitique indique un milieu plus ou moins Agité (Gall ; 1976).

La diversité des bioclastes indique un milieu peu profond.

PIN5 : biopelmicrosparite à échinodermes et foraminifères benthiques: **(PL.X. Ph2)**

La texture est Packstone à Grainstone, le classement est bon, les éléments figurés occupent presque 60% du volume avec des tailles variées de 0.5-0.7mm. Les bioclastes sont représentés par des pelloides, échinodermes et des associations foraminifères benthiques (bisérié, unisérié, Bolivinella folies, pseudotextularia) et des algues.

La ferruginisation affecte quelque endroit dans le microfaciés.

Milieu de dépôt

La texture Grainstone indique un milieu agité ainsi ; la présence des algues indiquent un milieu plus ou moins peu profond probablement à la proximité de l'intratidal.

PIN6 : biopelsparite: **(PL.X. Ph3)**

La texture est Grainstone, avec des éléments figurés bien classés et de petite taille, les bioclastes sont représentés par des pelloides, échinodermes, bisériés, uniséries.

Une ferruginisation intense, une dolomitisation et une compaction chimique se développe dans ce microfaciés (probablement un surface durcie).

Milieu de dépôt

Ce microfaciés appartient à l'environnement de la plate forme agitée.

PIN7 : Microbréche a Orbitolines et foraminifères benthiques: **(PL.X. Ph4)**

La texture est Packstone, les éléments figurés sont mal classés et non transportés. Les bioclastes sont représentés par des orbitolines, foraminifères benthiques (miliolidés, unisérié, sigmoilina, lituolidae, pseudocyclammina, textularidés).

Ce microfaciés en réalité c'est une association des agrégats cimentés par un ciment sparitique tardive.

Milieu de dépôt

La présence des agrégats indique un milieu de plate forme restreint. Le ciment sparitique indique un milieu agité. On peut suggérer donc que ce microfaciés appartient à un environnement intertidal.

En conclusion les différents faciès décrits, sont résumés dans le tableau N° 01

	Micro -faciés	Composition	Texture	Trait particulier	Environnement	Energie
Plate- forme externe	**PEXD1**	- Bioclastes	W a P	-Ferruginisation -Lamination	Plate-forme distale Assez ouvert	Faible
	PEXP1	- Bioclastes - Pelletes	P à G	-Compaction	Plate-forme Assez ouverte	Modérée
	PEXP2	- Bioclastes - Pelloides - Lithoclastes	G	-Compaction - Porosité	Plate-forme peu ouverte, limite d'action de vague	Modérée
	PEXP3	- Bioclastes - Pelloides	W à P	- Ferruginisation - Porosité	Infratidal Moyen	Moyenne à Forte
	PEXP4	- Bioclastes - Pelletes - Quartz	G	- Ferruginisation	Plate-forme peu profonde	Forte
	PEXP5	- Bioclastes - Pelletoides	G	- Compaction - Porosité -Oxydation	Plate-forme peu profonde	Forte
	PEXP6	- Bioclastes	M à W	- Porosité - Micritisation	Infratidal	Faible
	PEXP7	- Bioclastes	M à W	-Lamination -Porosité	Infratidal	Faible
Plate-forme	**PMOH1**	- Bioclastes - Lithoclastes - Quartz	G	- Micritisation - Compaction	Infratidal sup.	Forte

	PMOH2	- Bioclastes - Lithoclastes - Pelloides	P à G	- Micritisation - Compaction	Infratidal	Forte
	PMOH3	- Bioclastes - Pelloides	G	- Fracturation	Infratidal peu profond	Faible
	PMOR1	- Bioclastes - Intraclastes - Pelletes	W à P	- Micritisation - Porosité	Subrécifale Interne	Moyenne
	PMOR2	- Bioclastes	W à P	- Encoutement algaire - Porosité	Subrécifale Interne Plus ou moins profond	Faible
	PMOR3	- Bioclastes - Intraclastes	W à P	- Encoutement - Oxydation - Fracture	Récifale	Moyenne
	PMOR4	- Bioclastes - Lithoclastes	W à P	- recristallisation - Porosité	Récifale très peu profond	Moyenne
	PMOR5	- Bioclastes - Lithoclastes	W à P	- Dissolution - recristallisation - Porosité - Compaction	Récifale	Moyenne
	PMOR6	- Bioclastes - Intraclastes	W	- Porosité	Subrécifale	Faible à Moyenne
Plate- forme interne	**PIN1**	- Bioclastes	M à W	- Micritisation - Compaction - Bioturbation - Porosité	Plate- forme interne calme	Faible
	PIN2	- Bioclastes	W à P	- Micritisation - Fracturation	Environnement restreint Calme	Faible
	PIN3	- Bioclastes	W	- Fracturation	Environnement peu profond Calme	Faible

	PIN4	- Bioclastes -Lithoclastes - Pelloides	P à G	-Dissolution - Porosité	Environnement peu profond plus ou moins agité	Modérée
	PIN5	- Bioclastes	P à G	- Ferruginisation - Porosité	La proximité de l'intratidal	Elevée
	PIN6	- Bioclastes -Lithoclastes - Pelloides	G	- Ferruginisation - Dolomitisation - Compaction	Plate-forme agitée	Elevée
	PIN7	- Bioclastes -Agrégats	P	- Cimentation -Porosité	Intra tidal	Forte

Tableau N°1 Tableau récapitulatif des faciès et microfaciès

III Diagenèse et Porosimétrie

1. Diagenèse

1.1 Définition de la diagenèse

La diagenèse est l'ensemble des modifications qui affectent le sédiment après son dépôt et avant son éventuel métamorphisme. Elle correspond à des processus physico-chimiques (cimentation, dissolution, remplacement) et physiques (compaction, fracturation) auxquels on doit ajouter les transformations dues aux organismes (bio érosion, bioturbation…). Ces modifications se traduisent soit par un changement minéralogique (transformation de l'aragonite et de la calcite magnésienne en calcite, dolomitisation et silicification), soit par un changement de texture (Packstone= Grainstone).

1.2 Environnements Diagenétiques :

Longman (1980) distingue quatre environnements diagenétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores.

- La zone vadose caractérisée par la circulation temporaire d'eau douce.
- La zone phréatique d'eau douce caractérisée par la circulation permanente d'eau douce.
- La zone mixte ou de mélange caractérisée par la présence d'eau douce et d'eau marine.
- La zone phréatique marine caractérisée par la circulation permanente d'eau marine.

1.3 Stade de Diagenèse :

Au cours de l'évolution diagénétique les sédiments carbonatés subie en générale trois stades de transformations diagénétiques en fonction de temps .Selon ELF Aquitaine1977 en distingue :

- Diagenèse précoce « Eogenése » : elle est influencée par des facteurs tels que la nature des sédiments, la bioturbation, le chimisme des eaux et la durée de contact à l'interface eau/sédiment.
- Diagenèse d'enfouissement « Mésogenése » : elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation.
- Altération subaérienne tardive « Télogenése » : elle a lieu lorsque les roches sont remaniées à la surface et soumises à l'action de la décompression, de la pédogenèse, et des eaux agressives (dissolution, dedolomitisation)

Dans notre terrain d'étude, on peut distinguée :

1.3.1. Eogenése :

1.3.1.1 : phase de liaison « ciments » :

Tous les éléments figurés carbonatés ou non qui s'observent dans un dépôt sont généralement sertis par une phase dite de « liaison », représentée par une matrice fin ou un ciment de cristallinité supérieure.

Dans nos microfaciès on a peut observée :

- **Ciments micritiques :** Il est difficile à distinguer de la matrice micritique, ce ciment est représenté dans les microfaciès en mosaïque avec sa couleur claire à nuances brunâtres. Il s'agit de calcite magnésienne (Alexandesson, 1972 ; Longmen, 1980).
- **Ciments syntaxiques :** c'est un calcite croissant en continuité de réseau optique avec l'élément substrat (ALF AQUITAINE ; 1975) « lamellibranche dans notre cas », il est caractérisé par la taille relativement grande des cristaux calcitiques.

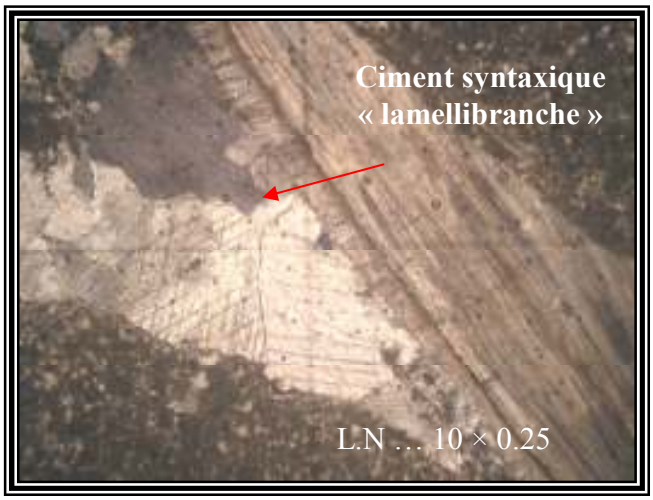


Photo N°04 Ciment syntaxique « lamellibranche » dans le microfaciès PMOH3

- **Ciments granulaires** : est formé par deux grands cristaux subautomorphes ou xénomorphes avec des limites irrégulières. La formation de ce type de ciment du a la dissolution des bioclastes (in A.Yahiaoui ; 1990).
- **Ciments en frange** : ce sont des cristaux généralement avec une forme moyenne, qui se développe a partir d'une base quelconque.

1.3.1.2 : Phase de transformation diagénétique précoce:

- **Micritisation des éléments figurés :** intervient juste au moment du dépôt des sédiments et affecte souvent la périphérie des particules formant alors une couche micritique (in A.Yahiaoui ; 1990), nommée enveloppe micritique (Bathurst, 1966).

L'enveloppe micritique permettra, au cours de la diagenèse (dissolution de bioclastes), la conservation de la forme initiale de l'élément.

L'enveloppe micritique calcitique, observée autour des particules, résulte de la recristallisation, par l'intermédiaire d'un stade de dissolution/précipitation à l'échelle micrométrique (Friedman, 1964), d'une couche initialement composée de calcite magnésienne (Alexandesson, 1969).

La micritisation affecte partiellement la bordure externe des éléments et forme alors une couche micritique.

La micritisation affecte complètement l'élément ; celui-ci, quelle que soit son origine, se transforme en pelloide sans structure visible (Pursre1980) ou en intraclaste gravelle (Folk1959).

Dans notre étude les enveloppes micritisées se rencontrent particulièrement dans les faciès bioclastiques de plate forme carbonatée moyenne ou interne.

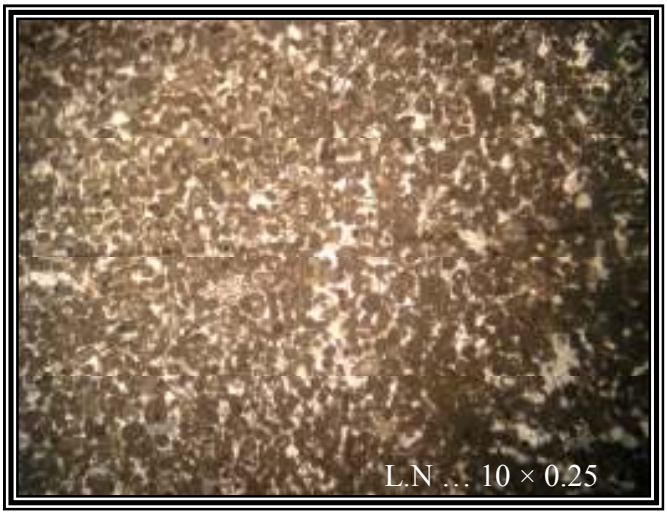


Photo N°05 Micritisation des Bioclastes dans le microfaciès PMOH2

- **Perforation** : c'est une microperforation, en réalité qui se développe sur les tests de rudistes et lamellibranches, elles se présentent sous une forme sphérique. Ce type de micro perforation caractérise le domaine de plate forme moyenne à externe.

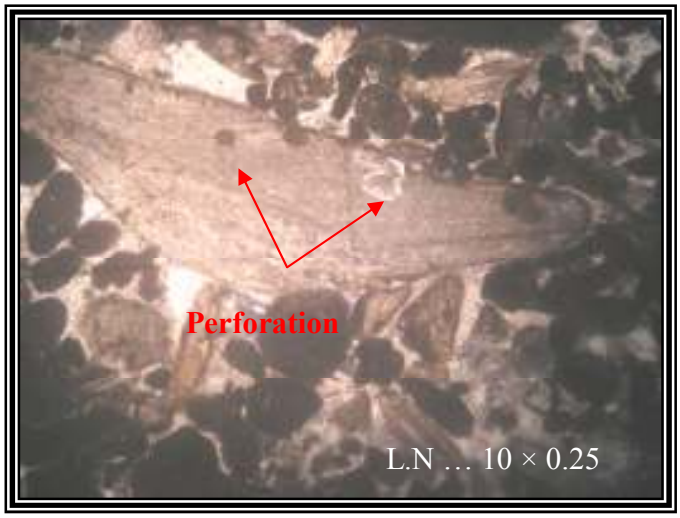
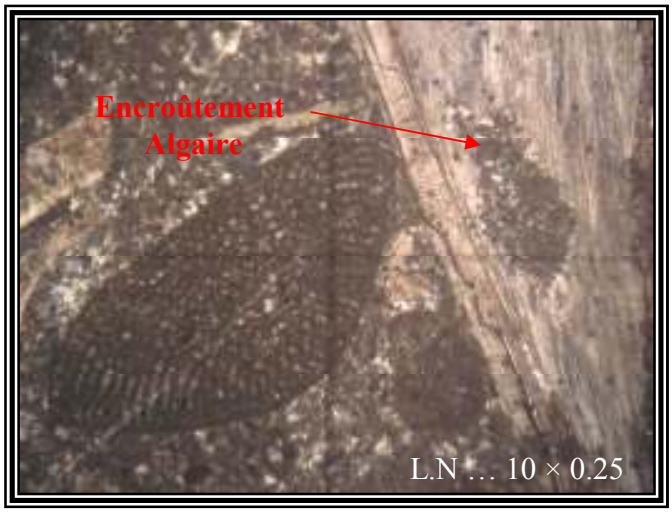


Photo N°06 : Perforation des tests de lamellibranches dans le microfaciès PMOH1

- **Encroûtement Biologique « Algaire »** : Ce type d'encroûtement touche particulièrement les formations calcaro-marneuses de Djebel Felten ou les algues encoutent les différentes particules (lamellibranches, échinodermes, foraminifères benthiques …).

Photo N°07 : Encroûtement Biologique « Algaire » dans le microfaciès PMOR2



- **Bioturbation** : c'est un aménagement des sédiments créant un contraste entre le sédiment encaissant et le sédiment de remplissage. Il est développé surtout dans les faciès Wackstone, au sommet de Aptien de Djebel Felten.



Photo N°08 : Bioturbation dans le microfaciès PIN1

1.3.2. Mésogenése :

La phase d'enfouissement débute au moment ou le sédiment est loin de l'action des eaux superficielles et s'achève quant il est ramené en surface (ELF Aquitaine1977). Au cours de cette phase, les sédiments vont subir des modifications diagénétiques qui dépendent d'une part des facteurs du milieu : profondeur, température, circulation des eaux et temps d'enfouissement, et d'autre part des facteurs tectoniques : nature (compression / distension), (in A.Yahiaoui ; 1990).

- **Compaction** : il est en générale d'origine chimique (pression/dissolution), il se manifeste soit par la dissolution des carbonates le long des contacts entre les particules, soit par des microstylolithes.
- **Lamination :** elle résulte de l'effet de poids de la colonne stratigraphique, il est difficile de le séparé de la compaction chimique surtout dans les faciès micritique, mais elle est plus caractéristique dans les faciès bioclastiques.



Photo N°09 : Compaction dans le microfaciès PEXP2

2. Porosimétrie

2.1. Définition de la porosité

Les roches sédimentaires sont constituées par des particules, de forme quelconque, plus ou moins cimentés entre elles, et entre lesquels existe des espaces vides qui ont la faculté de contenir un ou plusieurs fluides interstitiels tels que de l'air, de l'eau ou des hydrocarbures liquides ou gazeux, et de les laisse circuler : la roche est alors dite poreuse et perméable (Monicard, 1965 ; Deveughele, 1992).

La porosité (Φ ou f) : correspond au volume total occupé par les vides de la roche ***(Vp)*** divisé par le volume total de la roche *(Vt)*, elle s'exprime le plus souvent en pourcentage mais on peut la trouver sous forme de fraction (Monicard, 1965).

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \cdot 100 = \frac{(V_t - V_s)}{V_t} \cdot 100$$

- Φ : porosité [%]
- *Vt* : volume total (ou apparent) de l'échantillon [m3]
- *Vp* : volume des vides (ou volume des pores) entre les grains solides [m3]
- *Vs* : volume réel des grains [m3]

L'espace poreux est une continuité d'absence de matière solide imbriquée dans la continuité de matière solide ; il est par essence irrégulier dans ses formes et inconstant dans ses qualités ce qui lui confère une grande complexité (Monicard, 1965). Il apparaît donc logique d'étudier sa variabilité spatiale.

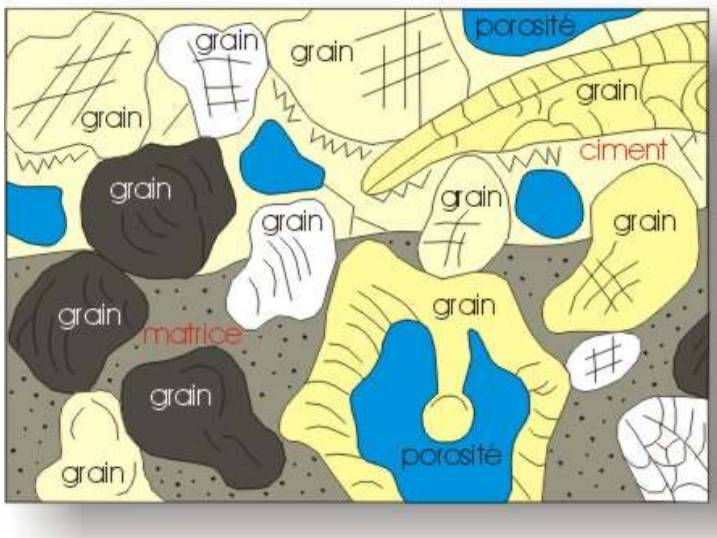


Fig.18 Représentation schématique de la porosité dans une roche

2.2. Les différents types de porosité

La **porosité utile** (connectée ou effective) de l'échantillon est le rapport du volume des pores qui sont reliés entre eux au volume total de l'échantillon. Il peut exister des pores qui ne communiquent pas entre eux. On peut ainsi définir une **porosité résiduelle** (ou occluse) due aux seuls pores non reliés. Il peut s'agir soit de vides intracristallins (inclusions fluides ou gazeuses par exemple), soit intercristallins mais reliés au reste du réseau poreux par des accès trop étroits. La porosité totale (utile + résiduelle) est celle qui est mesurée par les procédés de diagraphies électriques ou nucléaires (Monicard, 1965). La porosité utile est en général inférieure de 20 à 25%, parfois de 50% à la porosité totale. Ce coefficient est d'autant plus élevé que la granulométrie de la roche est fine, ce qui accentue l'action des phénomènes capillaires. Dans le cas de pores et d'interstices très étroits, conséquence d'une granulométrie très fine, de l'eau interstitielle reste absorbée de façon irréductible aux grains sous l'action des forces capillaires (Perrodon, 1985).

Les traditionnels termes exprimant une notion de temps pour la porosité dans les carbonates sont primaire et secondaire. La **porosité primaire** inclut tous les espaces poreux présents immédiatement après le dépôt final. La **porosité secondaire** désigne ceux crées après le dépôt final (Choquette et Pray, 1970).

Ces deux termes dépendent uniquement du moment où le pore est crée ; leurs définitions sont indépendantes du mode d'origine du pore et de l'état de lithification. Conformément à ces définitions, si des pores primaires sont remplis et des processus plus tardifs développent des ouvertures sur le lieu de ces pores, la nouvelle porosité sera classée comme secondaire ou post-dépositionnelle (ces deux termes étant synonymes) (Choquette et Pray, 1970).

2.3. Facteurs contrôlant et modifiants la porosité :

La complexité de la taille et de la forme des pores dans les roches carbonatées est induite par beaucoup de facteurs. Premièrement, elle est reliée en partie à la large gamme de taille et de forme des particules carbonatées, lesquels créent les pores par leur assemblage ou leur dissolution, de plus elle est aussi reliée en partie à la variation de taille et de forme des pores intragranulaires. La complexité physique au sein d'une roche carbonatée augmente grandement avec les processus de dissolution (Choquette et Pray, 1970). Morphologiquement et quantitativement, la porosité est extrêmement variable d'une roche à l'autre.

Les scientifiques ont longtemps considéré que l'essentiel de la porosité des roches sédimentaires carbonatées était post-dépositionnelle. C'est ainsi qu'une attention toute particulière a été donnée aux processus de dissolution et de dolomitisation. En revanche, l'oblitération systématique de la porosité primaire et secondaire qui se produit dans la majorité des carbonates anciens a suscité moins

d'attention. Ainsi les sédiments carbonatés récemment déposés ont communément des porosités de l'ordre de 40 à 70 % alors les carbonates anciens n'en possèdent plus que quelques pourcents (Choquette et Pray, 1970).

2.3.1. Diagenèse et porosité

L'influence de la diagenèse sur la porosité est majeure. En effet, elle peut en créer (dissolution, fracture, …), l'oblitérer (recristallisation, cimentation, …) ou alors complètement la transformer.

Tous les types de porosité sont particulièrement susceptibles de subir l'altération diagénétique depuis leur temps de formation. La plupart des roches carbonatées révèlent une histoire complexe de l'évolution de leur porosité. La porosité préexistante peut être augmentée par de la dissolution, de la dolomitisation ou de la fracturation. Cependant, la plupart des processus diagénétiques favorisent fortement la réduction ou l'occlusion total des pores. Ces processus sont par exemple l'infiltration de boue, la recristallisation, la compaction physique et chimique ou encore la cimentation partielle ou complète par de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, …

D'après Land et al. 1967 ; les deux changements diagénétiques majeurs qui se produisent lors du passage d'un sédiment carbonaté récemment déposé à une roche ancienne sont:

-la grande diminution de porosité,

- le passage d'un assemblage minéral contenant des formes instables à un assemblage stable.

2.4. Micro et macroporosité

En dehors des descriptions purement qualitatives, il existe toutes celles issues de méthodes d'analyse directes ou indirectes qui permettent une quantification. On aboutit dans tous les cas à des classifications par coupures de type granulométrique. Il faut cependant remarquer que ces classifications ne sauraient être considérées comme des granulométries réelles. Puisque la porosité n'a pas une morphologie granulaire, mais qu'elle constitue un milieu continu (Bousquie, 1979).

La topologie du milieu poreux des roches calcaires est à la fois complexe et extrêmement variable d'une roche à l'autre. L'utilisation conjointe d'essais indirects de caractérisation (par ex. : Porosimétrie au mercure), d'essais de comportement (par ex. : perméabilité) et de l'observation directe **en lames minces**, a permis de mettre en évidence le point suivant : la porosité des calcaires est généralement uni ou bimodale. Elle est constituée d'une microporosité correspondant aux espaces entre les cristaux des phases microcristallines (éléments figurés ou phase de liaison micritique), et d'une macroporosité généralement intergranulaire mais parfois interne aux éléments figurés. La microporosité se présente la plupart du temps, sous forme d'un réseau d'abeilles constitué de plans joints de 0,1 à 0,5 μm d'épaisseur. Ces joints interconnectent des pores de quelques microns de rayon. La macroporosité est au

Contraire plus complexe, parfois bien classée, parfois très étalée avec des rayons moyens très variables (Bousquie, 1979).

2.5 Classification de la porosité :

La littérature portant sur la classification de la porosité dans les carbonates peut être groupée en deux types généraux basés sur :

- les propriétés physiques pour l'évaluation ou l'exploitation des fluides contenus dans la roche,
- des critères plus géologiques et génétiques.

Certaines classifications dans la littérature géologique pétrolière et hydrogéologues se concentrent sur la description exclusive du système poreux, le pourcentage volumique de la porosité ou d'autres propriétés physiques comme la taille, la forme et la distribution des pores. Le principal objectif de ces classifications est la corrélation de ces propriétés physiques avec des propriétés pétro physiques comme la perméabilité, la perméabilité relative, la pression capillaire, les saturations en fluides et les résistivités électriques. Les classifications de ce type incluent notamment celle d'Archie (1952) (Choquette et Pray, 1970).

D'autres articles ont contribué à la compréhension de la porosité, mais en accentuant les caractéristiques géologiques ; existence et origine de l'espace poreux plutôt que la classification, comme par exemple ceux de Murray (1960) ou de Lucia (1962).

De nombreux auteurs ont élaboré leur propre classification sans réellement pour autant aboutir à une classification unique mondialement reprise. Cependant, les trois classifications suivantes sont régulièrement utilisées :

- **Archie (1952) :** La classification d'Archie est basée d'une part par la description de la texture de la matrice à l'œil nu ainsi qu'au microscope, et d'autre part sur la taille des pores visibles au microscope (grossissement 10x).

On utilise encore aujourd'hui cette classification pour estimer les propriétés pétro physiques. L'avantage de cette classification est qu'elle simple et accessible.

- **Lucia (1995)** : L'espace poreux est divisé en porosité interparticulaire (intergranulaire et intercristalline) et en porosité vacuolaire. Cette porosité vacuolaire est séparée en pores interconnectés et en pores isolés.

-Choquette et Pray (1970) (Fig.): Cette classification est la plus fréquemment utilisée. Elle se base sur des critères génétiques et non pétro physiques. Ils divisent les pores en deux classes : la porosité est dite « fabric sélective » si une relation dépendante peut-être perçue entre la porosité et les constituants solides primaires et secondaires de la roche (par exemple : porosité interparticulaire primaire) et dans le cas contraire d'une porosité « non fabric sélective » (par exemple : fracture tectonique dans un calcaire

Non poreux). La majorité de la porosité primaire et dans une large proportion la porosité secondaire dans les faciès carbonatés sont « fabric sélective». Ce concept de « fabric » sélectivité est spécialement utile pour la détermination de l'âge de l'origine des pores en relation aux autres événements de l'évolution diagénétique de la roche.

15 types basiques de porosité sont définis. Sept d'entre eux sont extrêmement communs et volumétriquement importants, formant la majorité des espaces poreux dans les sédiments carbonatés.

Il s'agit de : l'interparticulaire, l'intraparticulaire, l'intercristallin, le moldique, le fenestré, le fracture et le vacuolaire.

Comme nous pouvons le voir, ces quatre auteurs utilisent une approche totalement différente dans leur classification. Chacune de ces classifications possède leurs propres avantages ainsi que ses défauts. Dans cette étude, la classification de Choquette et Pray (1970) a été reprise régulièrement pour sa clarté, son aspect morphologique et ses nombreux types de porosité.

2.5.1. Descriptions des principaux types basiques de porosité selon Choquette et Pray (1970) :

- **Porosité intercristalline:** Porosité entre les cristaux. La porosité intercristalline peut être une porosité primaire ou secondaire.

- **Porosité intracristalline**: Porosité à l'intérieur d'un cristal, pores dans les grands cristaux d'échinodermes, et inclusions fluides forme la plus grande partie de cette catégorie de porosité.

- **Porosité interparticulaire** : Porosité entre les particules. La porosité interparticulaire donne une information sur la position et non sur son origine génétique. La porosité interparticulaire est le type de porosité dominant dans la plupart des sédiments carbonatés.

- **Porosité intraparticulaire**: Porosité à l'intérieur d'une particule ou d'un grain. La porosité intraparticulaire donne une information sur la position et non sur son origine génétique. Elle est abondante dans les sédiments carbonatés et peut être une partie importante de la porosité préservée dans les roches carbonatées. L'essentiel de la porosité intraparticulaire dans les carbonates correspond à des chambres internes ou d'autres ouvertures à l'intérieur d'un squelette d'organisme colonial ou individuel. Cependant, une quantité appréciable de porosité intraparticulaire dans les sédiments carbonatés consiste en des espaces poreux à l'intérieur de pellets, d'intraclastes, ooïdes et autres grains non squelettiques.

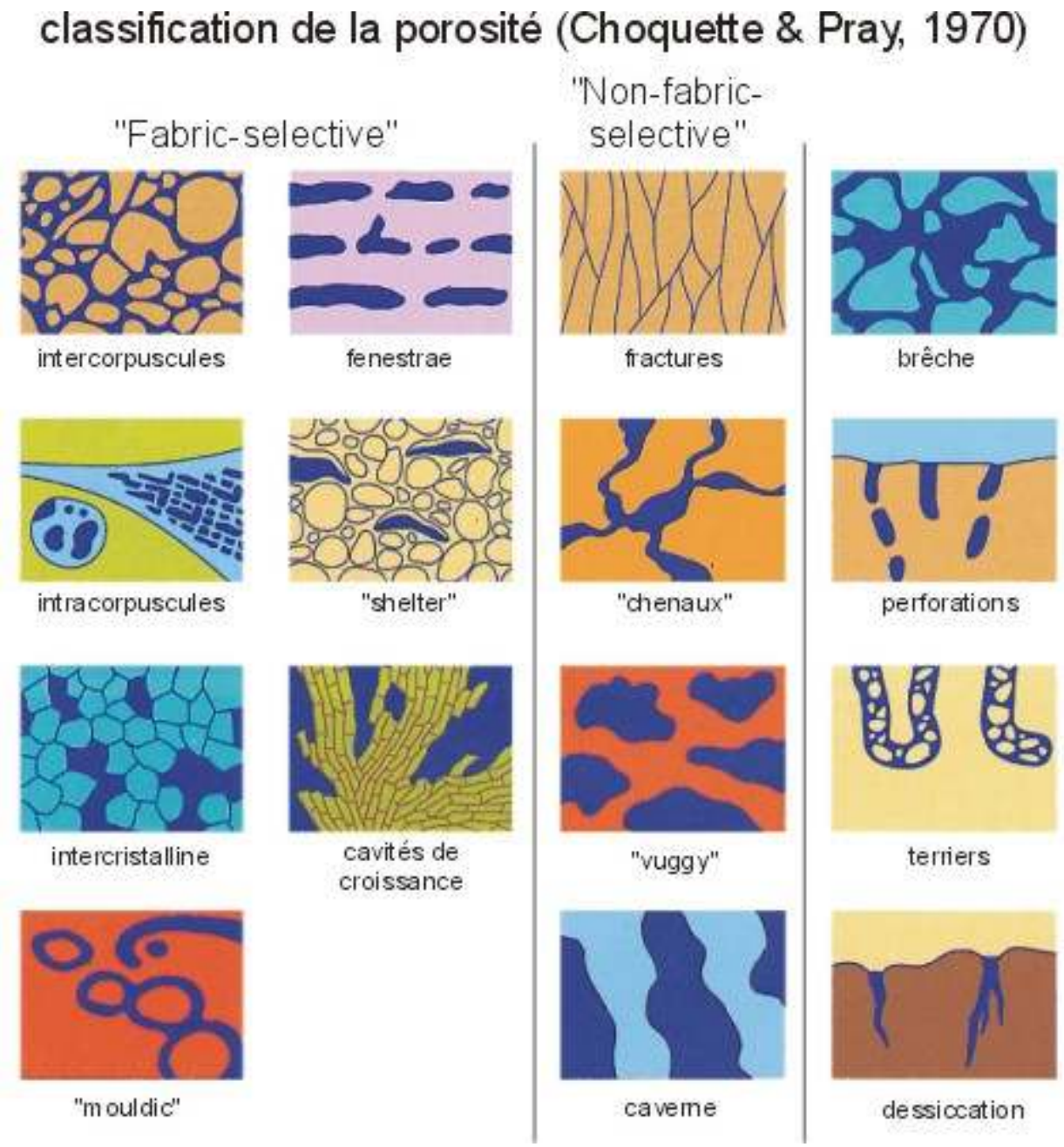


Fig. 19 : Classification de la porosité selon Choquette et Pray 1970

- **Porosité intergranulaire**: Porosité entre les grains. « Intergranulaire » est le terme le plus commun pour la porosité située entre les grains dans les grès et les carbonates. Occasionnellement mais malheureusement, ce terme fut considéré synonyme avec porosité primaire, comme dans la classification de Fraser (1935). Cependant, il semble préférable d'employer « intergranulaire » pour

Désigner seulement la position de la porosité en respectant les grains indépendamment du temps de sa formation. La porosité intergranulaire est utilisée plus couramment que le terme plus large de porosité interparticulaire. La limite inférieure de la taille des grains s'échelonne de 0,004 à 0,06 mm dans la majeure partie des classifications des carbonates.

- **Porosité intragranulaire**: Porosité à l'intérieur d'un grain.

- **Porosité vacuolaire**: C'est probablement le terme décrivant une porosité dans les carbonates le plus utilisé. C'est aussi celui qui a la large variété de définition et d'usage. Choquette et Pray (1970) ont attribué le terme "vacuole" à un pore qui est quelque peu équidimensionnel ou pas nettement allongé, suffisamment grand pour être visible à l'œil nu (diamètre plus grand que 1/16 mm), et n'est pas spécialement conforme dans la position, forme, ou limites à un élément particulier de fabrique (en d'autres termes n'est pas « fabric selective »). La dissolution est le processus dominant de formation des vacuoles.

- **Porosité de fracture**: Porosité formée par fracturation. La porosité de fracture est employée généralement pour la porosité le long des cassures dans un sédiment ou dans un corps rocheux où il a eu un déplacement du bloc opposant.

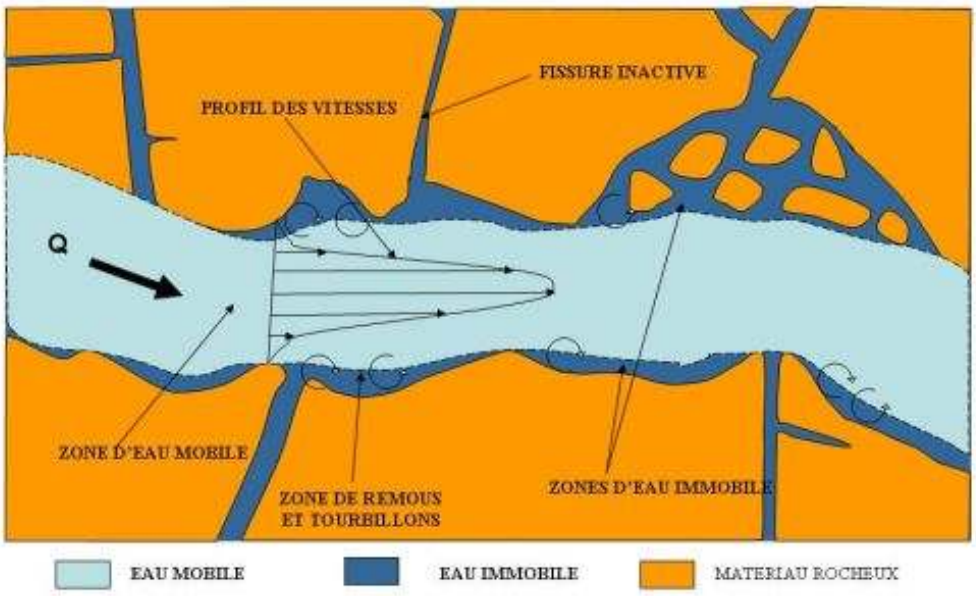


Fig.20 : Représentation schématique de la porosité de Fracturation

-

-Porosité moldique: Un pore moldique est pore formé par une oblitération sélective, normalement par dissolution d'un ancien constituant du sédiment ou de la roche comme une coquille ou une oolite. La porosité résultante est dite moldique. Les pores moldiques sont très abondants dans beaucoup de roches carbonatées poreuses. Particulièrement lorsque le sédiment initial est constitué de particules aragonitiques (ooïdes ou bioclastes).

- **Porosité de matrice**: La porosité de la matrice ou de la fine portion d'un sédiment carbonaté ou d'une roche, en opposition à la porosité associée avec les particules ou les constituants.

2.6. Description du milieu poreux

Le milieu poreux étudié est presque entièrement d'origine diagénétique. La porosité primaire ayant été oblitéré par la cimentation. Toutefois, La porosité observable en lame mince montre essentiellement de la porosité provoquée par des phénomènes de dissolution. Porosité vacuolaire et moldique, et de fracture. (Sensu Choquette et Pray 1970), représentent plus de 45% (estimation visuelle semi quantitative) de la porosité du complexe faciologique. Le reste de la porosité (55%) est interparticulaire, intercristalline.

Le milieu poreux est constitué majoritairement de micropores, mais il possède une part non négligeable de macropores suivant les faciès. Les faciès contenant beaucoup de matrice, présentent une multitude de petits pores intercristallins.

2.7 Porosité dans les différents faciès et microfaciès :

2.7.1. Microfaciès de la plate forme externe :

PEXP2 : c'est une porosité intergranulaire en générale, c'est sont des vides existant entre les éléments de la roche. La précipitation secondaire de carbonates réduit fortement la porosité.

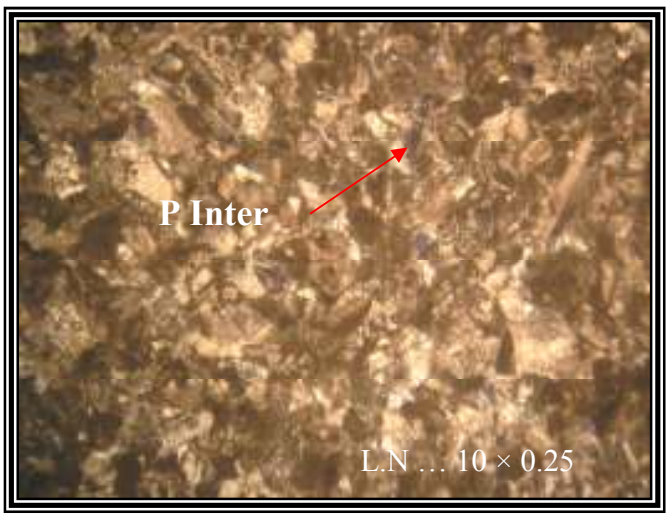


Photo N°10 : « P Inter » Porosité intergranulaire dans le microfaciès PEXP2

PEXP3 : c'est une porosité de fracture, secondaire en générale à cause de la circulation des eaux dans les fissures. Mais se type de porosité joue un rôle essentiel dans le drainage des réservoirs d'eaux.

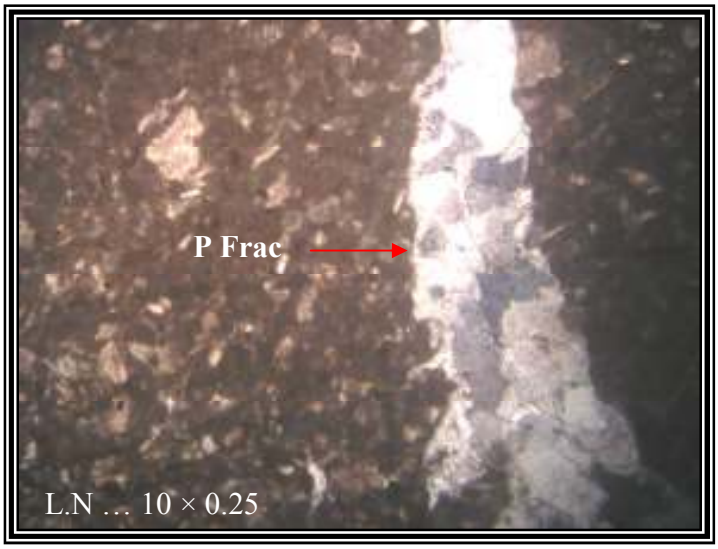


Photo N°11 « P frac » Porosité de fracturation dans le microfaciès PEXP3

PEXP5 (f11 f12 z5) :

La porosité de vacuole a été provoquée par la dissolution ou les vides sont des tailles et formes très irrégulières et la connexion est inexistante.

La porosité intergranulaire tardive qui correspond à une dissolution peut être considérés aussi comme partie de la porosité vacuolaire.

La porosité de fracturation est primaire (fissures ouvertes).

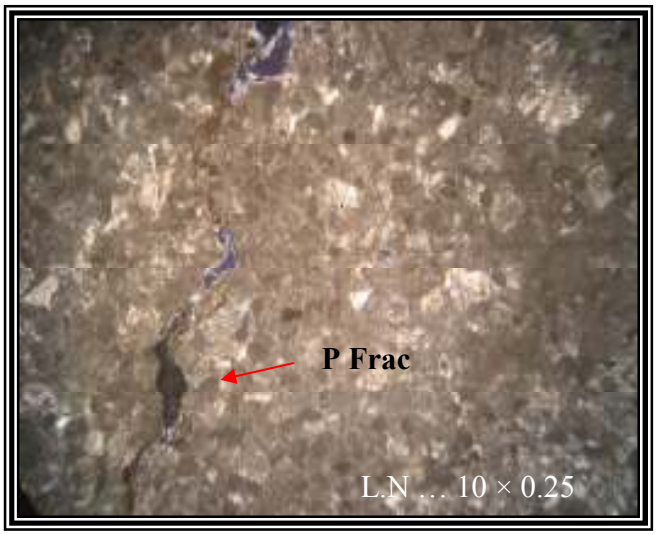


Photo N°12 « P frac » Porosité de fracturation Dans le micofaciès PEXP5

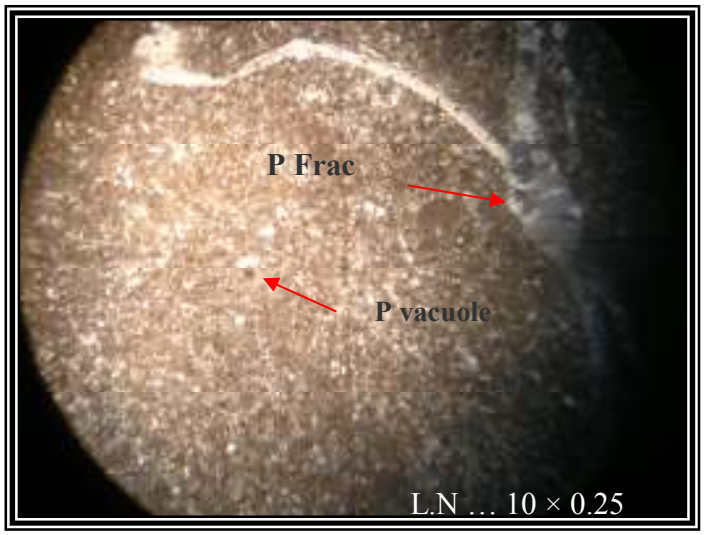


Photo N°13 « P vacuole » Porosité de vacuole Dans le microfaciès PEXP5

PEXP7 (z7) :

C'est une porosité intergranulaire très caractéristique, avec une inexistante de connexion.

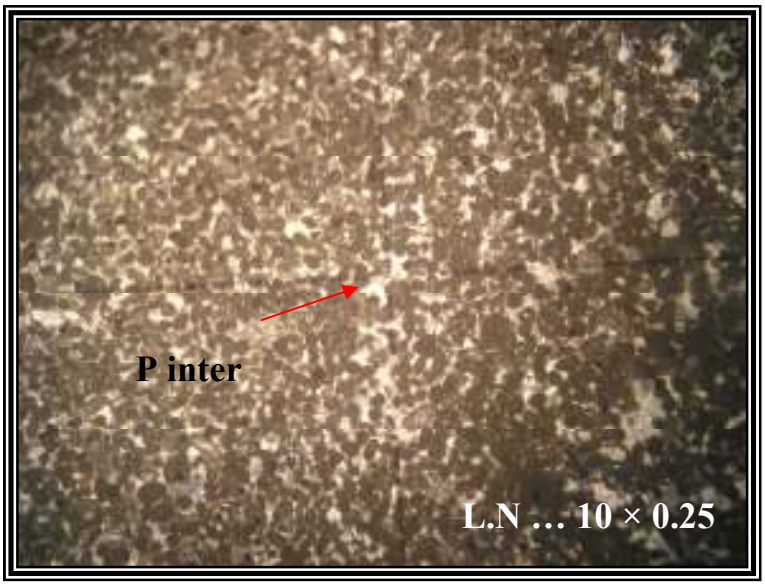


Photo N°14 « P inter » Porosité de intergranulaire Dans le microfaciès PEXP7

2.7.2. Microfaciès de la plate forme moyenne :

PMOR1 : (F2) dans ce microfaciès la porosité est précoce et de type porosité de matrice qui se développe entre des particules organiques très fin.

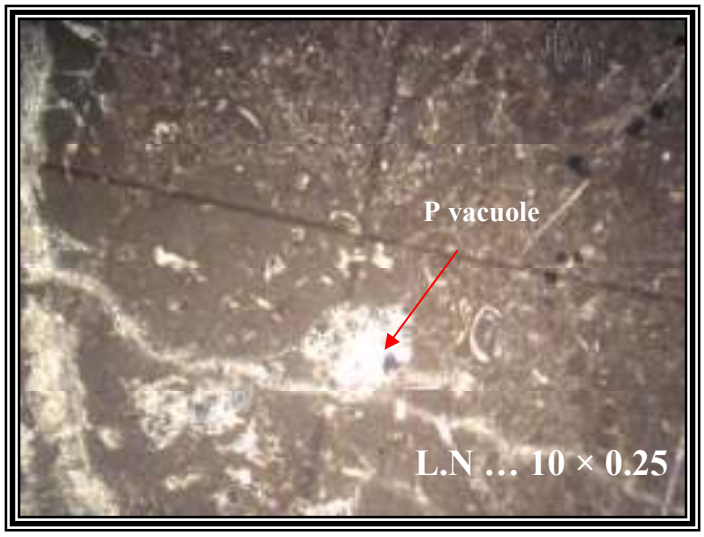


Photo N°15 « P vacuole » Porosité de vacuole Dans le microfaciès PMOR1

PMOR2 : (z8)

Il s'agit d'une porosité de trame, c'est sont des vides laissés entre les loges ou branches des coraux constructeurs.

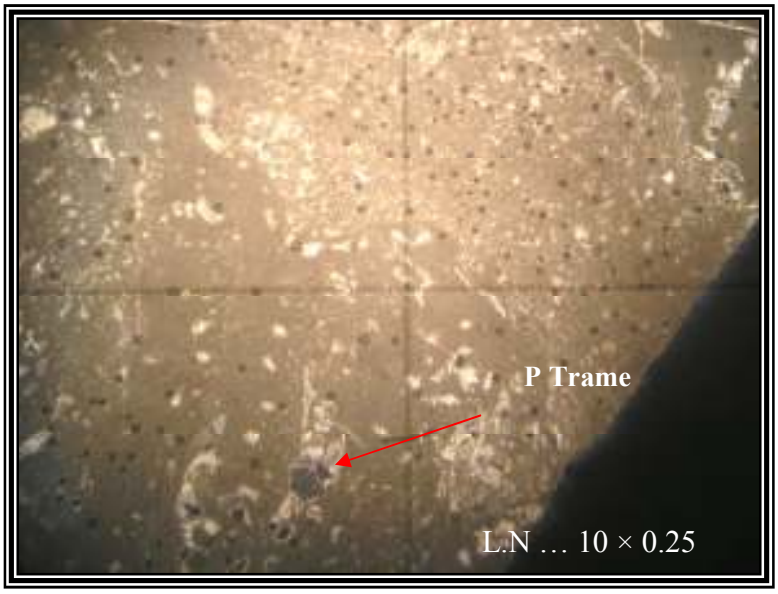


Photo N°16 « P Trame » Porosité de Trame

Dans le microfaciès PMOR2

PMOR4: (F15, f16, f17, f18, z11, z13, z16)

C'est une porosité de type intragranulaire c'est-à-dire des vides à l'intérieur même des éléments figurés. Les fractures ouverts marque l'existance d'une porosité primaire dite porosité de fissurations

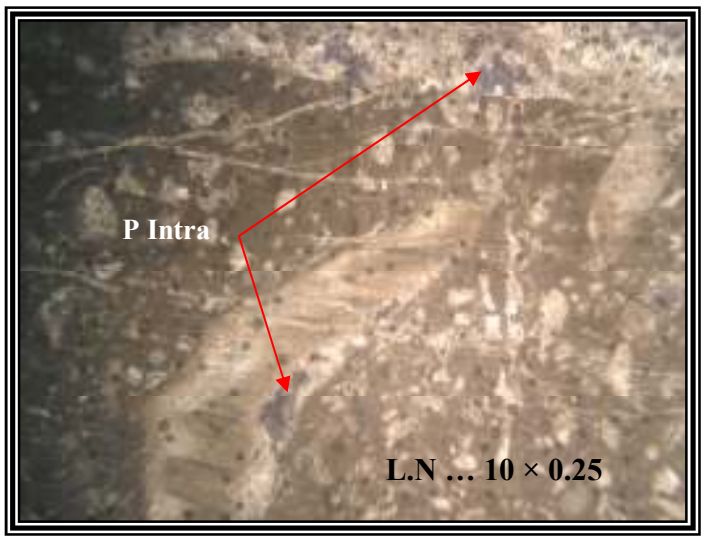


Photo N°17 « P Intra» Porosité

Intragranulaire Dans le microfaciès PMOR4

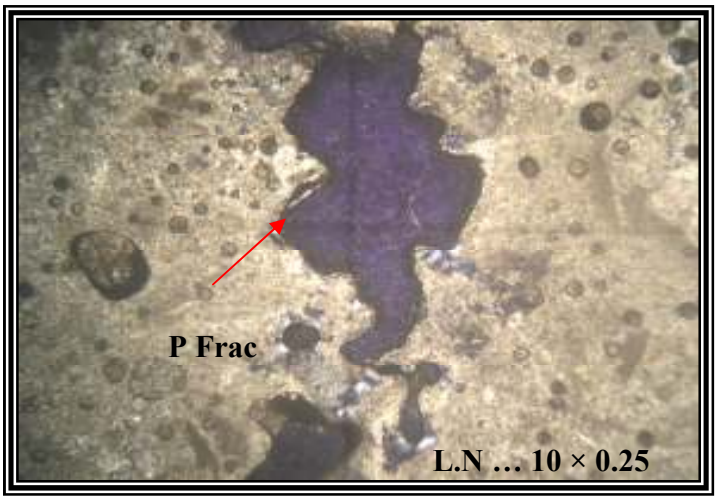


Photo N°18 « P Frac » Porosité de Fracturation
Dans le microfaciès PMOR4

PMOR5 : (z2)

Dans ce microfaciés, on note la présence de trois types de porosité :

- porosité intergranulaire (entre les testes des grands organismes)
- Porosité de vacuole : elle est toujours une porosité de dissolution avec l'existance de la texture initiale de sédiments.

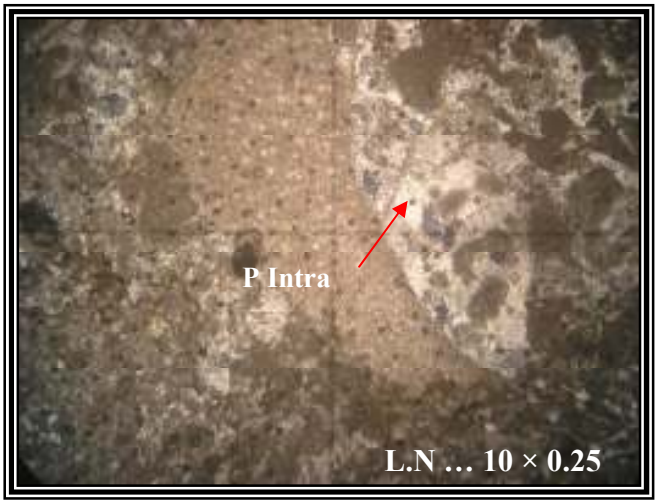


Photo N°19 « P Intra » Porosité Intra granulaire
Dans le microfaciès PMOR5

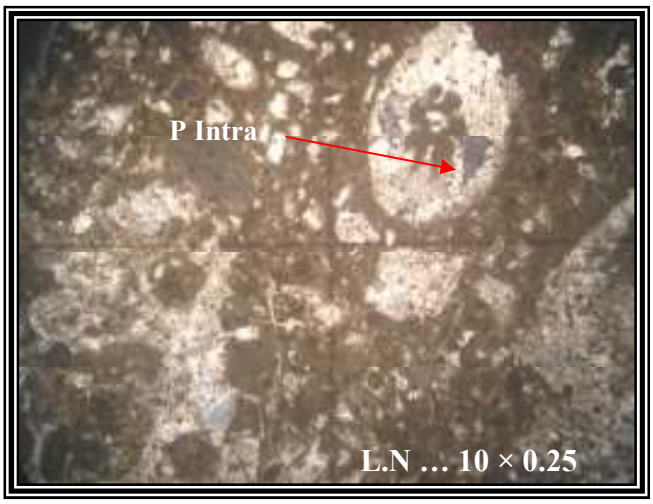


Photo N°20 « P Intra » Porosité
Intragranulaire Dans le microfaciès PMOR5

PMOR6 : (z12)

C'est une porosité de vacuole tardive c'est-à-dire une recristallisation des pores par la calcite.

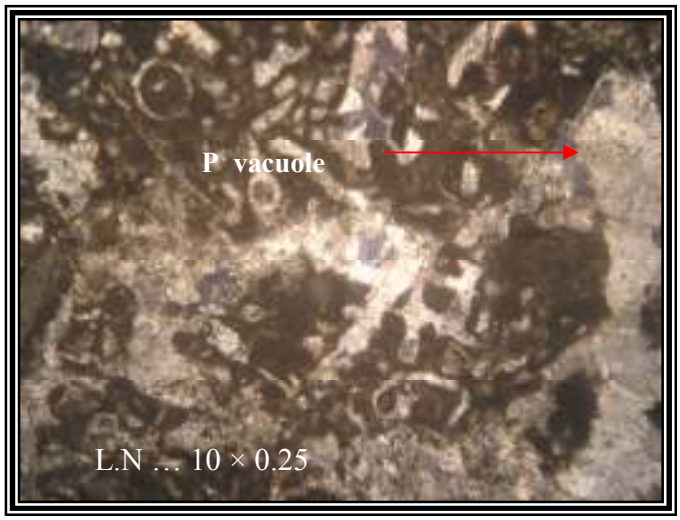


Photo N°21 « P vacuole» Porosité de vacuole tardive

Dans le microfaciès PMOR6

2.7.3. Faciès de la plate forme interne :

PIN1 : (f4, f5b)

Ce sont des fracturations ouvertes.

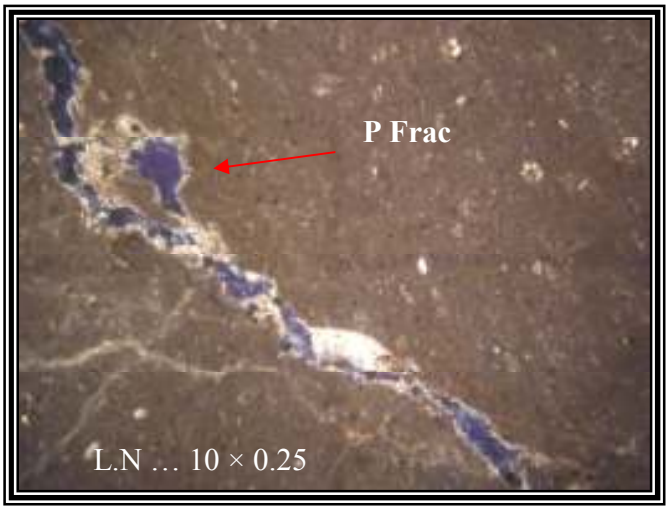


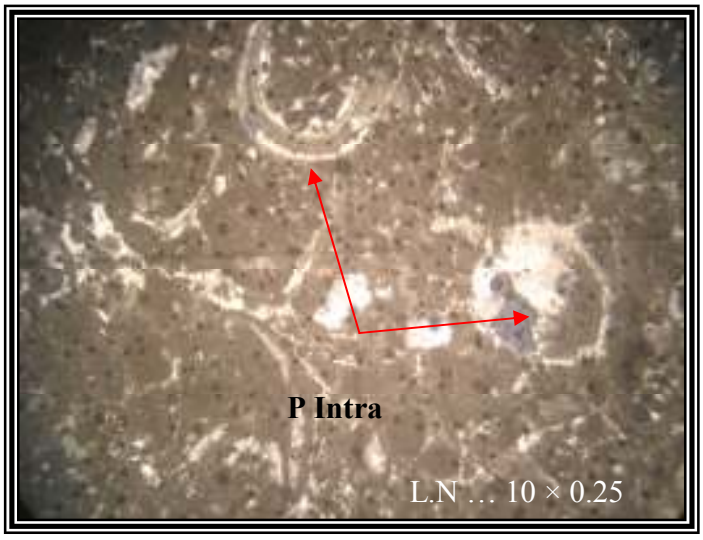
Photo N°22 « P Frac » Porosité de Fracturation

Dans le faciès PIN1

PIN4 : (z10)

Une dissolution du ciment microsparitique laissé la place à une porosité intragranulaire.

Photo N°23 « P Intra » Porosité Intra granulaire Dans le faciès PIN4



PIN5 : (z17)

C'est une porosité secondaire de type porosité de vacuole.

PIN7 : (z1)

La cimentation des agrégats par un ciment sparitique donne la place à la présence des pores intergranulaire.

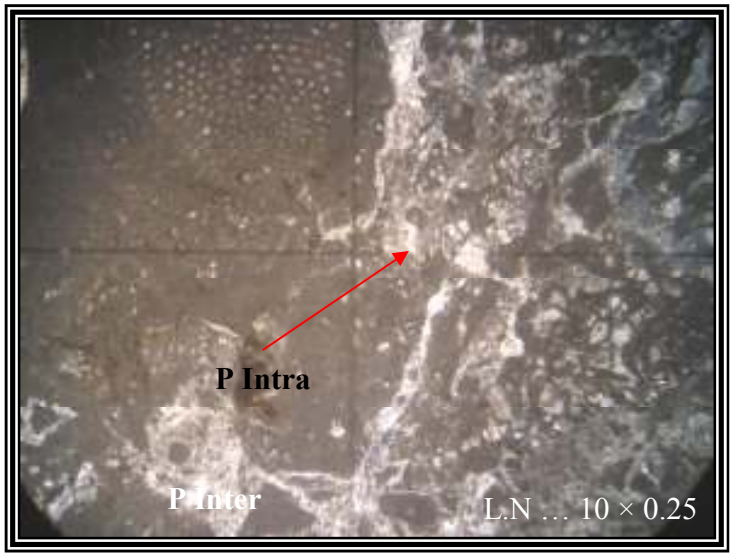


Photo N°24 « P Inter » Porosité Intergranulaire Dans le faciès PIN7

2.8 Relation entre milieu poreux et la diagenèse :

L'étude du réseau poreux montre que les caractéristiques pétro-physiques dépendent des conditions de la sédimentation (porosité primaire) et des transformations diagénétiques qui peuvent l'affecter. Le milieu poreux étudié est presque entièrement d'origine diagénétique.

2.8.1. Relation entre porosité et la diagenèse précoce :

La porosité primaire va plus ou moins rapidement évoluer. Cette évolution n'est pas continue elle se produit au moments différents selon des périodes de temps plus ou moins longues, et sous l'influence de phénomènes diagénétiques (dans la plus part de nos cas), elle peut aboutir à une détérioration du réseau poreux surtout par la cimentation tardive et rarement la dolomitisation.

2.8.2. Relation entre porosité et la diagenèse d'enfouissement :

La phase d'enfouissement députe au moment ou le sédiment échappe à l'action des eaux superficielles et s'achève quand il est ramené en surface (ELF Aquitaine, 1977). Cette phase peut être soumise à des actions différentes :

- Compaction- Compression :

La compaction du sédiment se fait dés le dépôt et se poursuit dans le temps. Lorsque les éléments sont encore mous, la déformation est plastique. Plus tardivement, les particules vont commencer à se déformer.

- Pression –dissolution :

Après la déformation gérée par la Compaction-Compression, des phénomènes de pression dissolution vont apparaître et aboutir à la création de microstylolithes de contact qui tend réduire encore le volume des pores. La calcite libérée va participer à la cimentation du réseau poreux.

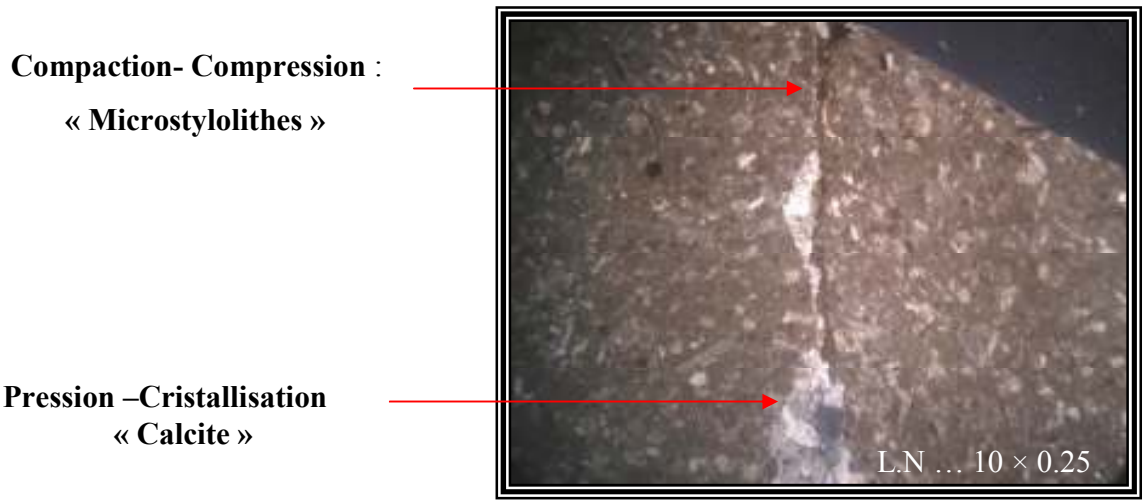


Photo N°25 Relation entre porosité et la diagenèse d'enfouissement « Faciès PEXP3 »

2.8.3. Relation entre porosité et la diagenèse Karstique Tardive :

Dans notre terrain d'étude ; c'est des aspects des géodes karstiques creusées dans les formations carbonatées avec remplissage partiel de calcite. Ce type de diagenèse tardive peut être oblitérée par la sédimentation de matériaux fins, principalement en milieu infratidal.



Photo N°26 : Géode Karstique son remplissage
« Faciès « PEXP3 »



Photo N°27 Géode Karstique avec remplissage
« Faciès PIN5 »

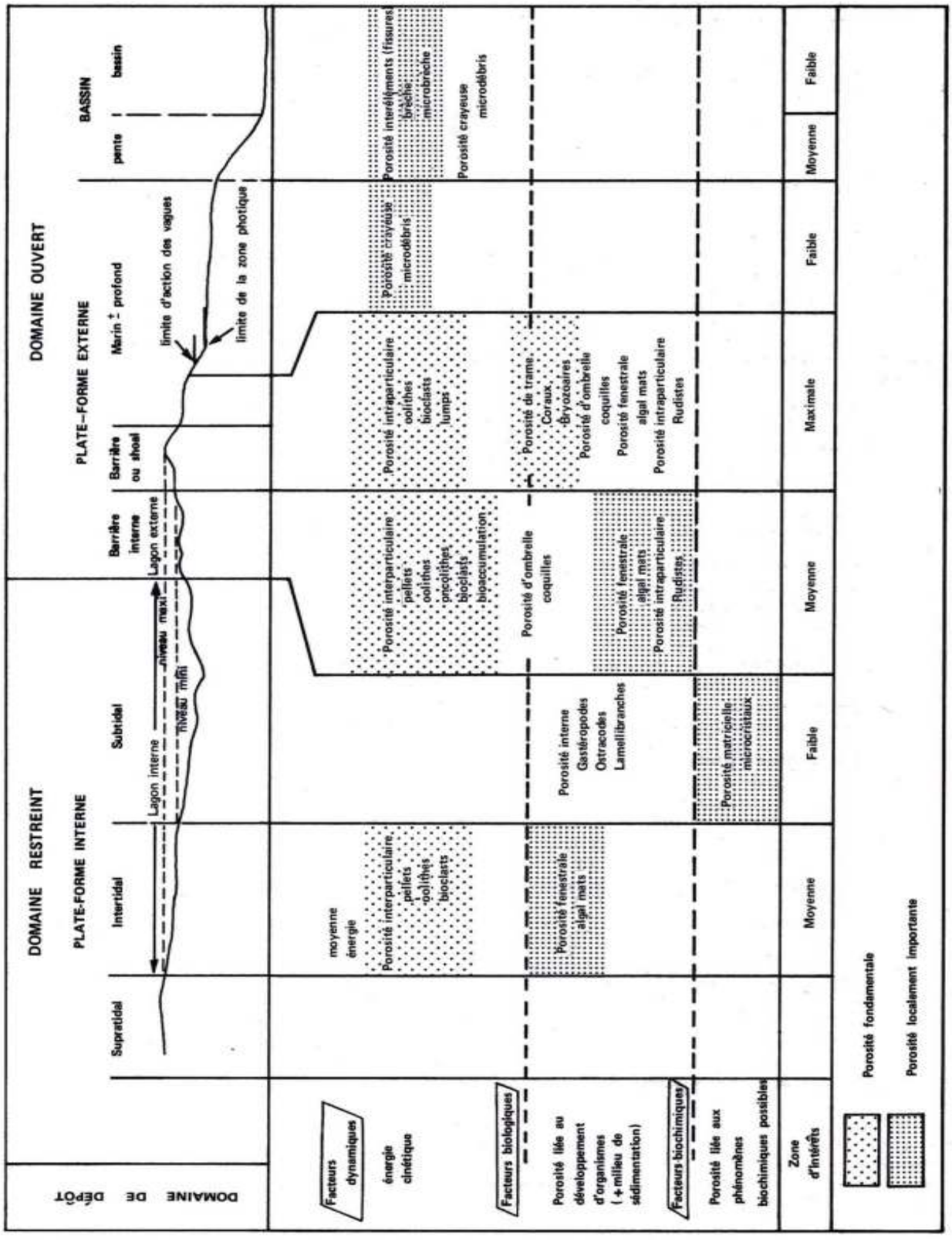


Fig. 21 : Relation de la Porosité primaire en fonction de milieux de dépôt
ELF-AQUITAINE 1977

IV. Conclusion

Il est important de noter que les résultats obtenus peuvent être considérés comme significatifs et représentatifs de l'évolution sédimentologique et paléogéographique des carbonates de la série étudier.

Les milieux de dépôts, tels qu'ils ont pu être reconstitués par l'analyse minutieuse des faciès et microfaciés appartiennent tous à une plate-forme sur laquelle, en peut définir plusieurs environnements paléogéographiques :

- une plate-forme assez ouverte à énergie faible a modéré ; avec des biofaciès à foraminifères pélagiques et échinodermes.
- une plate-forme moyenne : sur laquelle se développent des hauts fonds locaux, marquée par des environnements infratidal supérieur a forte énergie, et des constructions à coraux édifiées des environnements récifales a subrécifale à énergie généralement modéré.
-une plate-forme interne calme et parfois agitée, ces faciès appartiennent a des milieu très interne s'étendent de l'infratidal a l'intratidal, dans les quels vivaient des foraminiféres benthiques, des orbitolines et des algues.

L'évolution diagénétique des sédiments carbonatés de notre région d'étude subie deux stade de transformation diagénétique :

Diagenèse précoce « Eogenése » **:** marquée par une micritisation des éléments figurés, des perforations, des encroûtements Biologiques « Algaire », et des Bioturbations.

Diagenèse d'enfouissement « Mésogenése » est marquée lui aussi par des compactions chimiques « styllolites », mécaniques et de la cimentation.

Ce qui concerne la porosité, on remarqué que ; dans les grainstones du faciès de la plate forme moyenne essentiellement les environnements des hauts fonds et les biomicrosparites des faciès subrécifal interne , la porosité primaire a été complètement oblitérée par deux phases de cimentation : un ciment isopaque, suivi d'un remplissage calcitique. La première phase de cimentation intervient avant l'enfouissement.

En effet, les faciès à coraux et possèdent les meilleures qualités réservoirs. Les faciès qui semblent les plus protégés de la diagenèse comme les faciès de la plate forme interne sont le moins poraux tout comme les grainstones du fait de leur cimentation importante. Il semblerait que la diagenèse ait rendu la porosité moins dépendante des faciès, et donc transformé complètement les propriétés pétro physiques des faciès.

QUATRIEME CHAPITRE
CONTEXTE STRUCTURAL

1. Introduction :

Cette partie d'étude consiste à inventorier les principales structures tectoniques, leurs répartitions spatiales et aussi, caractériser leurs géométries. Afin d'aborder la relation cadre structurale- écoulement souterrains.

En fait cette analyse consiste une étude tectonique descriptive des différents massifs étudiés, couplé à une analyse morpho géologique, grâce à une exploitation systématique de la photo interprétation.

2. Description tectonique des massifs étudier :

On peut distinguer : (Fig.22)

- Les massifs du Djebel Felten –Sellem- Bir Brines
- Massif du Chattabah
  - Fossé du Ain Smara (Le Synclinorium du Chattabah. C BENABBAS 2006)
  - Massifs des Zouaoui, Aouagueb « Dj Friktia, Dj Garnechouf »
  - Djebel Karkara

Cette subdivision est essentiellement basée sur la disposition morpho structurale, la lithologie et la stratigraphie de leurs formations.

2.1 Les massifs du Djebel Felten – Sidi Rmamm -Sellem- Bir Brines :

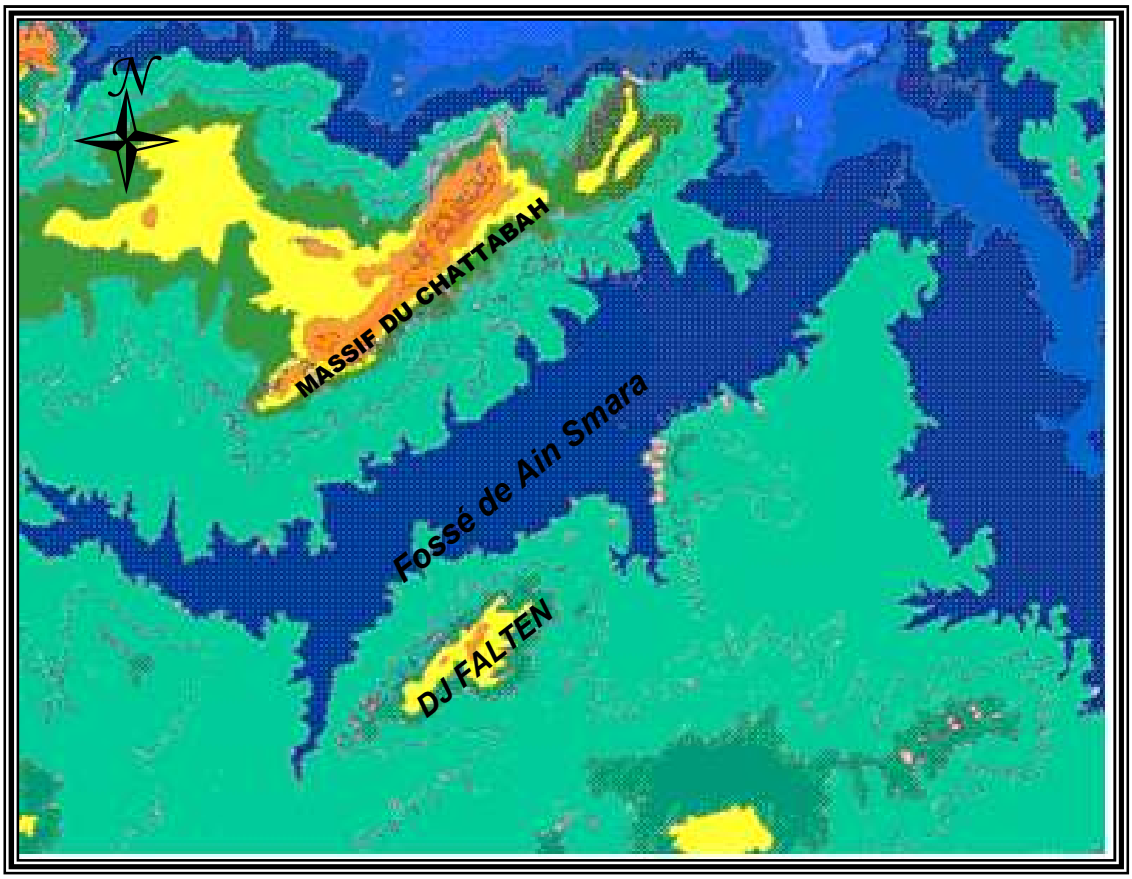
Les massifs calcaires du Djebel Felten, Djebel Sidi Rmamm, structure de Bir Brines, Oueld Sellem Sekhoum constituent une seule unité de point de vue stratigraphique, paléogéographique et tectonique **(Van der Fliert 1955)**.

- **Le Monoclinal du Djebel Felten :**

Ce massif essentiellement carbonaté, de direction N45°- 50°E et culmine à 1113 m, qui a permes d'observer une série variée de roches du crétacé moyen et supérieur.

Un grand accident tectonique délimite ce massif le long de sa terminaison Nord occidental. Cet accident est en fait une faille apparente avec un plongement vers le NW et devient quelque fois vertical. **(Photos N°28)**

La terminaison Sud orientale, présente un contact avec le pliocène et qui se développe le long d'un autre accident de direction toujours NE-SW, délimitant le massif de la dépression tectonique de Sidi R'mamm (C.BENABBAS 2006).



Légende

Echelle
1/200.000

1600-1500
1500-1400
1400-1300
1300-1200
1200-1100
1100-1000
1000-900
900 - 800
800 - 700
700 - 600
600 - 500
500 - 400

Fig. 22 : Carte Hypsométrique de la région d'étude

- **La structure de Bir Brines**

C'est une formation carbonatée du crétacé supérieur formant avec le Djebel Felten une même unité de point vu structural. Mais cette structure présente cependant des plissements à axe Nord – Sud.

- **Djebel Sidi R'mamm :**

Djebel Sidi R'mamm est un massif constitué de calcaires du Cénomanien. Il surgit au centre d'une dépression tectonique séparant le Djebel Felten à l'Ouest du Sekoum-Sellem à l'Est (C.BENABBAS 2006).

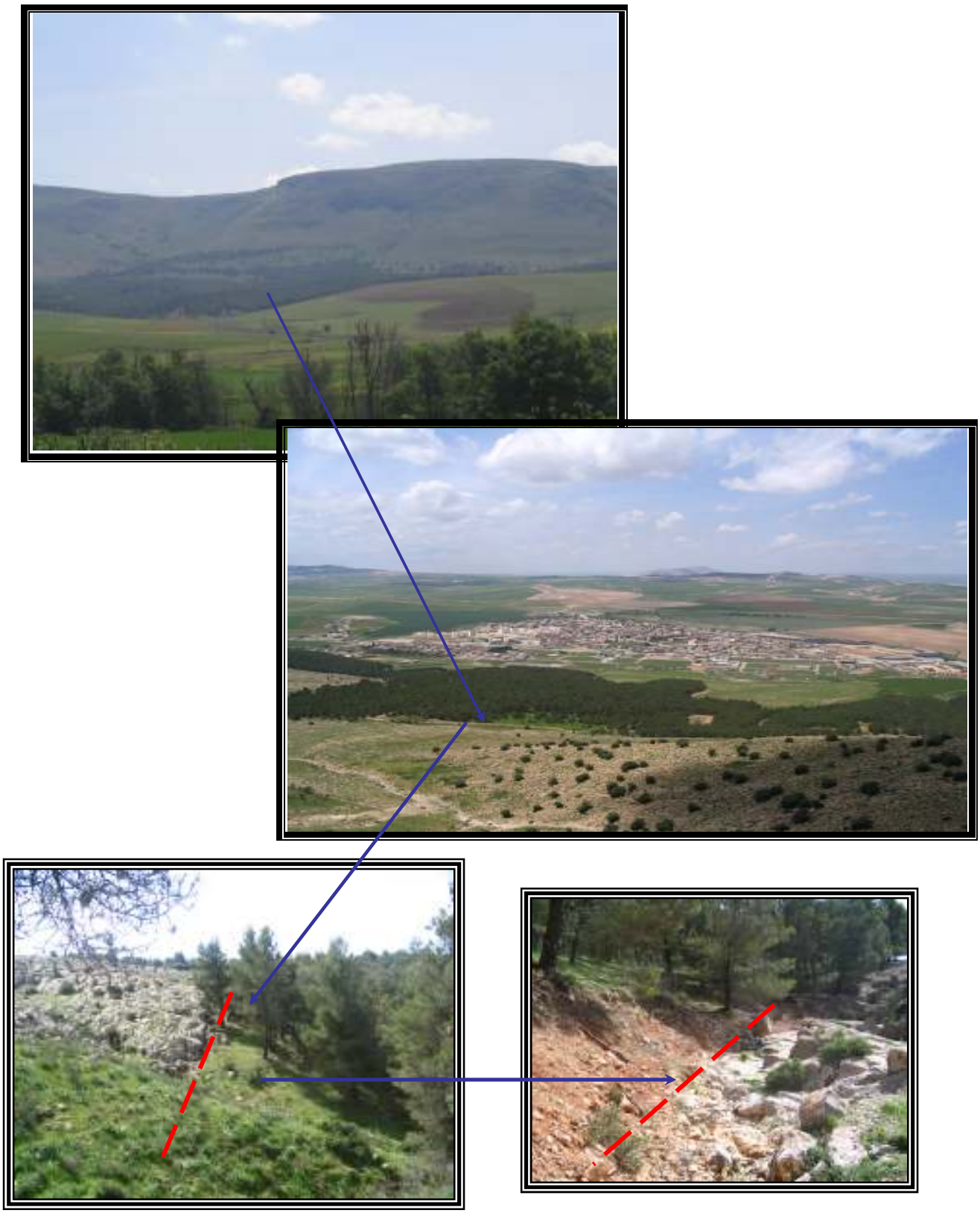


Photo.28 : **Vue générale du coté occidental de Djebel Felten**

Les travaux de terrains dans les massifs du Djebel Felten – structure de Bir Brines ont permis d'individualiser quatre grandes familles prédominantes des failles :

- **Première Famille** : Nord-Sud (**Fac-similé. N°01)**

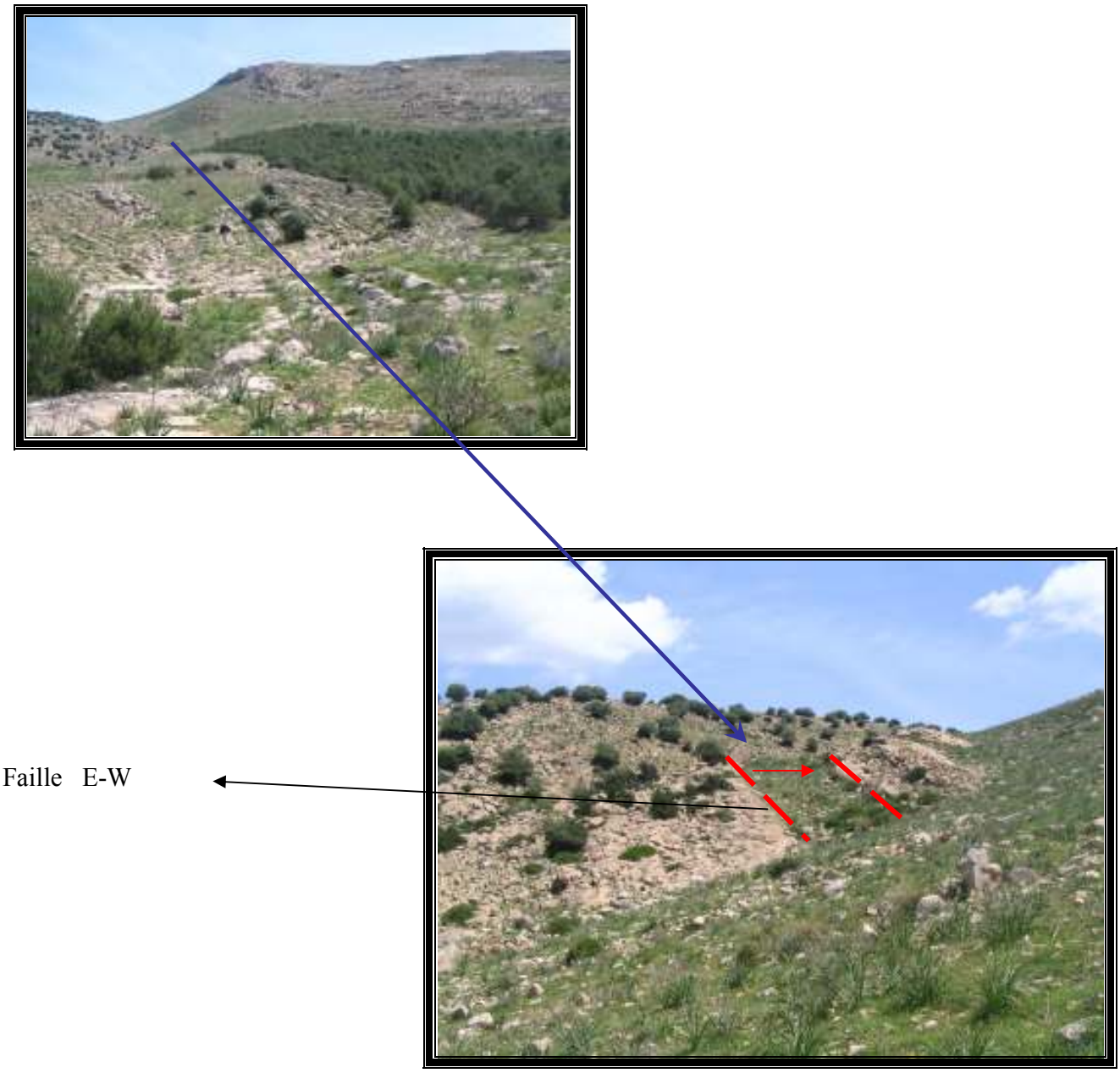
Elles sont des failles senestres avec des stries qui présentent une composante décrochante franche et parfois une composante verticale à subverticale.



Fac-similé. N°01. Famille Failles Nord-Sud (Djebel Felten)

Deuxième Famille : _ Failles Est- Ouest (**Fac-similé. N°02)**

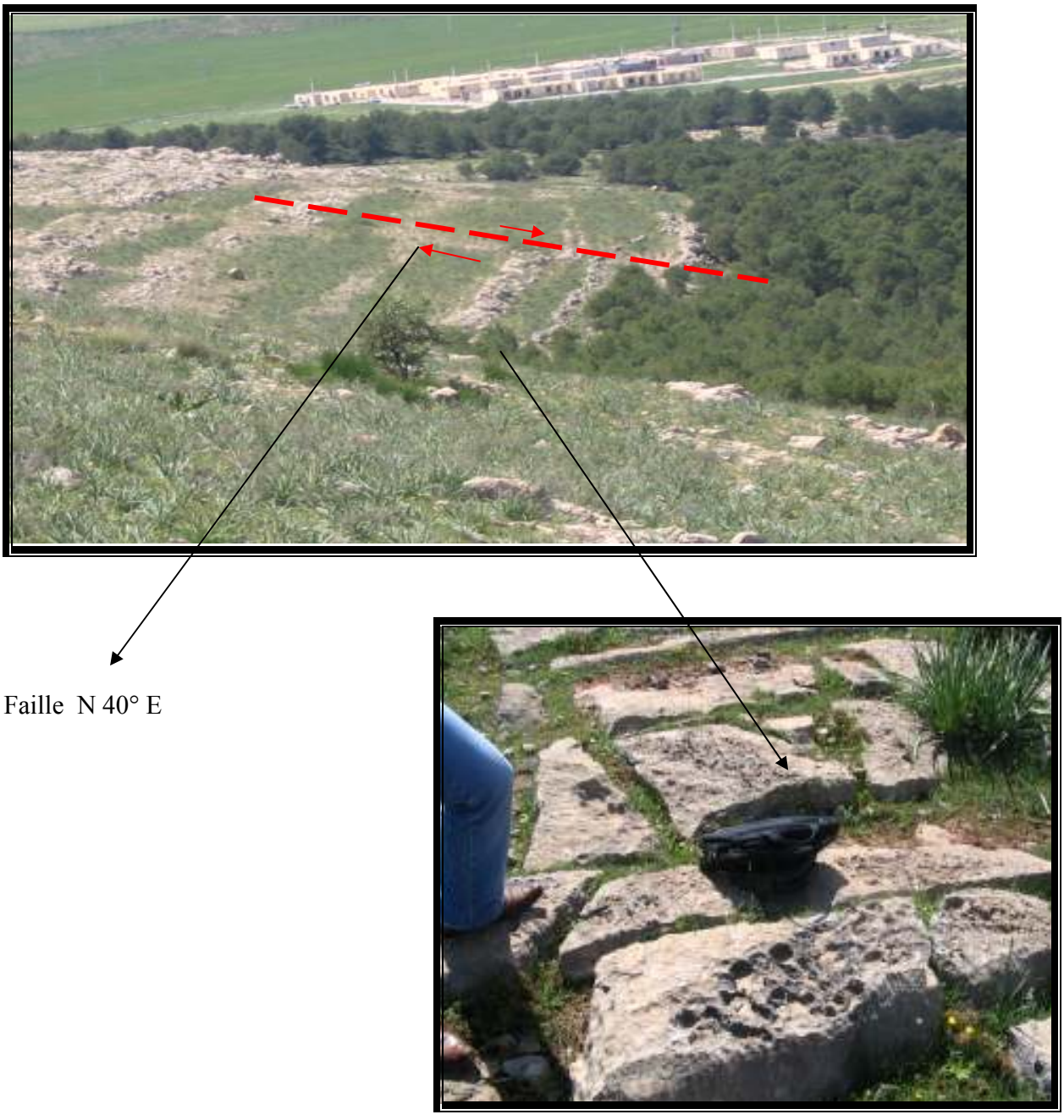
Se sont des failles décrochantes parfois à composante verticale de cinématique exacte, est loin d'être existante sur terrain. Une chose est sur, d'un part la direction E-W est à une portion régionale ; et d'autre part, son rôle de la mise en place des structures et leurs évolutions postérieur est loin d'être minime.



Fac-similé. N°02 : Famille Failles Est- Ouest (Djebel Felten)

❖ **Troisième Famille :** Failles N40°-N50°E **(Fac-similé. N°03)**

Failles avec une cinématique souvent senestre, les directions de stries dans les environs de N (40-50°) E et des pitch de 15°, donc se sont des failles décrochantes.



Fac-similé. N°03 : Famille Failles N40°-N50° (Djebel Falten)

❖ **Quatrième Famille :** Failles N140°E (NW-SE)

Se sont des failles avec coulissage senestre et directions de stries d'une valeur qui se situe entre N130° et N150°

- Les Microstructures :

Les Fentes (type fentes en échelons photo N°29) : ont des dimension variable qui varie de quelques mellimétres a quelques centimètres avec une remplissage calcitique très visible. Les directions Nord-Sud, Est-Ouest, sont bien marqué, ainsi d'autres directions comme NE-SW, NW-SE.

Les diaclases : on peut parlai surtout de deux directions dominante, une direction N-S, et une autre direction de N80°-N100° (E-W), ainsi d'autre direction de moindre importance (par exemple N140°) c'est diaclases généralement remplis par la calcite seuf les diaclases de direction N140° qui sont généralement son remplissage calcitique.



Photo N°29 : **Fentes de tension en échelons**



Photo N°30 : Deux familles de diaclases suborthogonales

2.2 Massif du Chattabah :

Le massif du Chattabah est représenté sur la carte structurale au 1/500.000 de la chaîne alpine de l'Algérie orientale (J.M.Vila 1980) sous la forme d'une lentille sigmoïdale de direction générale N40°E. Avec un réseau des failles délimitant le massif qui le découpe en unités plus petites.

- **Fossé du Ain Smara (**Le Synclinorium du Chattabah. D'après C.BENABBAS 2006**)**

C'est un fossé d'effondrement (dépression) occupant une partie du synclinal du Chattabah, et la terminaison orientale de Djebel Felten, orienté NE-SW traversé actuellement par la vallée du Rhumel**.** Il se prolonge vers le Nord –Est en passant entre le Rocher de Constantine à L'Est et l'anticlinal de Djebel Karkara a l'Ouest. Dans le remplissage de ce fossé correspond à une épaisse série marneuse d'age Crétacé supérieur fortement plissée. Ainsi des calcaires lacustres clairs et argiles rouges.

Les failles normales N45°E sont marquées particulièrement sur la bordure Nord du Fossé. Aussi faut-il signaler la présence de chevauchements vers le sud. Cette zone de failles est soulignée par la présence de lambeaux de Trias gypso –salin qui affleure le long du flanc orientale du Djebel Karkara.

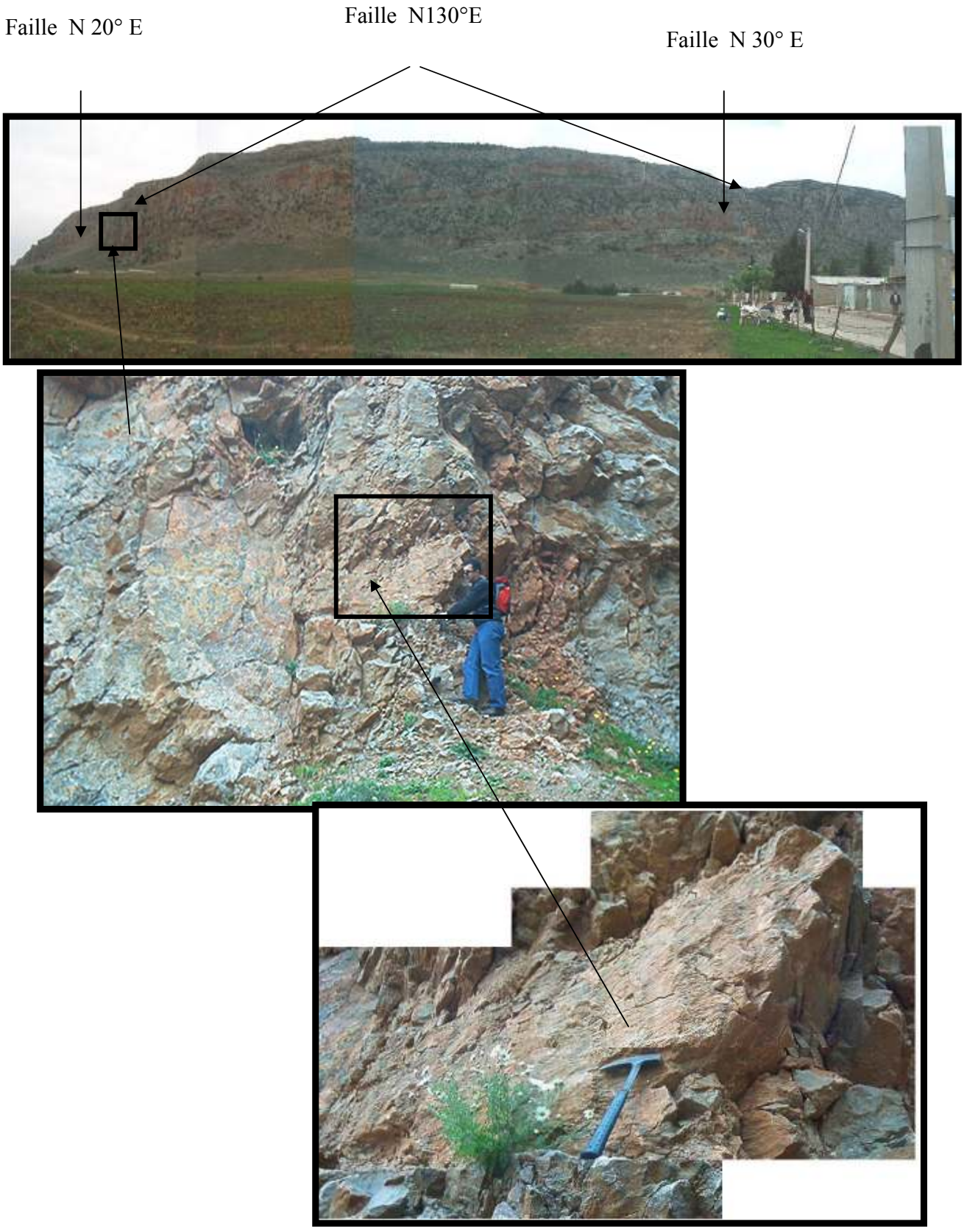
- **Djebel Zouaoui, Djebel Aouagueb « Dj Friktia, Dj Garnechouf » :**

Ces massifs sont d'orientation généralement NE-SW, ils sont formés par des formations essentiellement carbonatées d'age Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

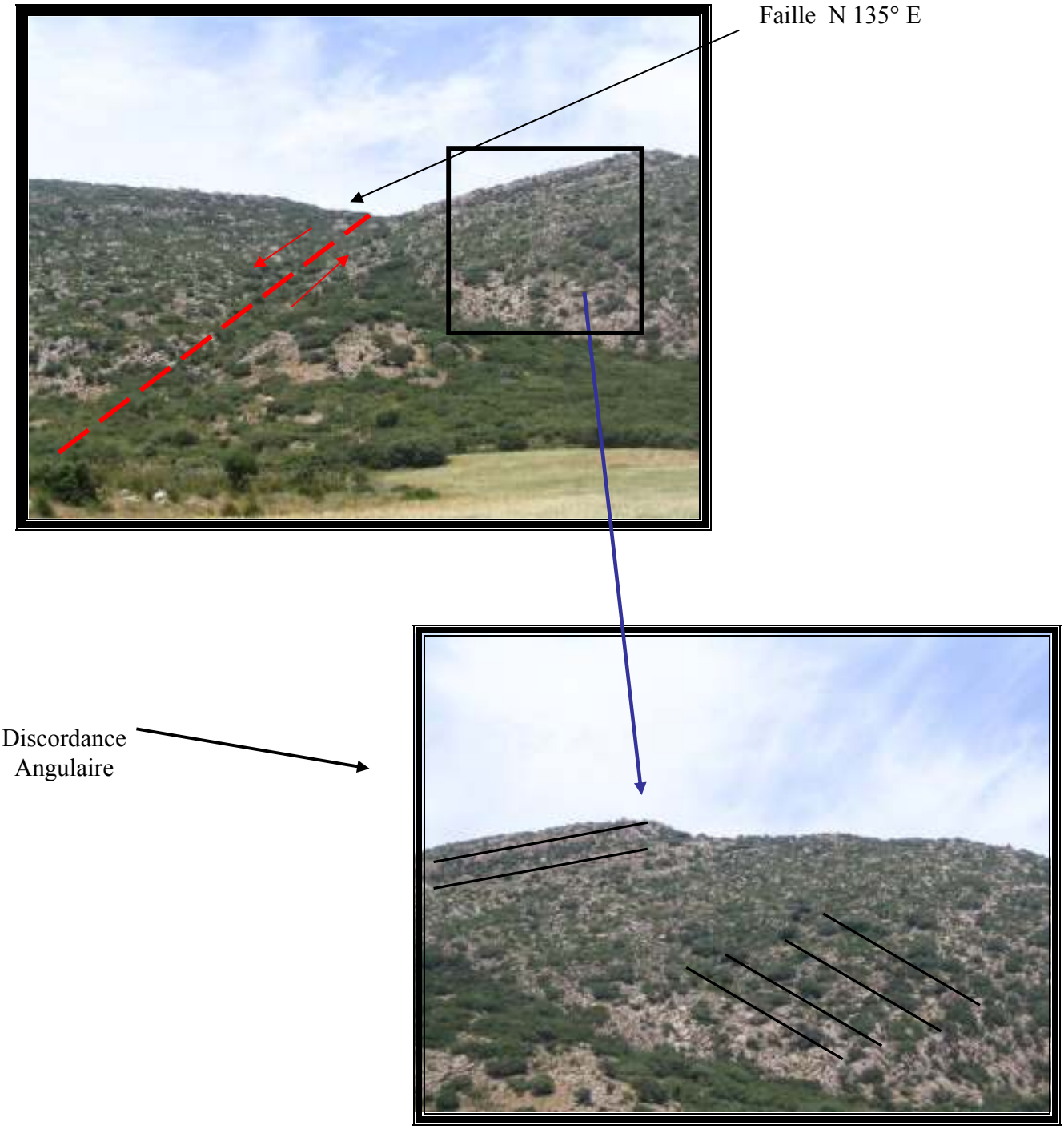
Ces massifs sont délimités par des accidents de direction NE dans le front SW, et qui devient NNE (C BENABBAS 2006) ; le Djebel Zouaoui est traversé par une série de failles N130-135°E, bien visible.

- **Djebel Karkara:**

C'est un anticlinal avec une grande courbure de son axe, il est constitué essentiellement de calcaires néritiques du Crétacé moyen à supérieur, délimité par des accidents importants de direction NNE-SSW sur la terminaison Nord occidental et de direction NW-SE sur le front Nord oriental.



Fac-Similé. 04 : Terminaison Nord du Dj. Zouaoui (C.Benabbas2006)



Fac-Similé.05 : Discordance Angulaire dans le centre de Djebel Garnechouf

3. Analyse Morphologique des massifs étudier :(Fig. 23.)

A partir des cartes topographiques au 1/50.000 et à laide de modèle dressée par C.BENABBAS 2006, nous avons essayé de faire quatre coupes morphologiques « 1-1',2-2', A-A' et B-B' ».

Ces coupes nous ont permit de déduire un certain nombre d'observations.

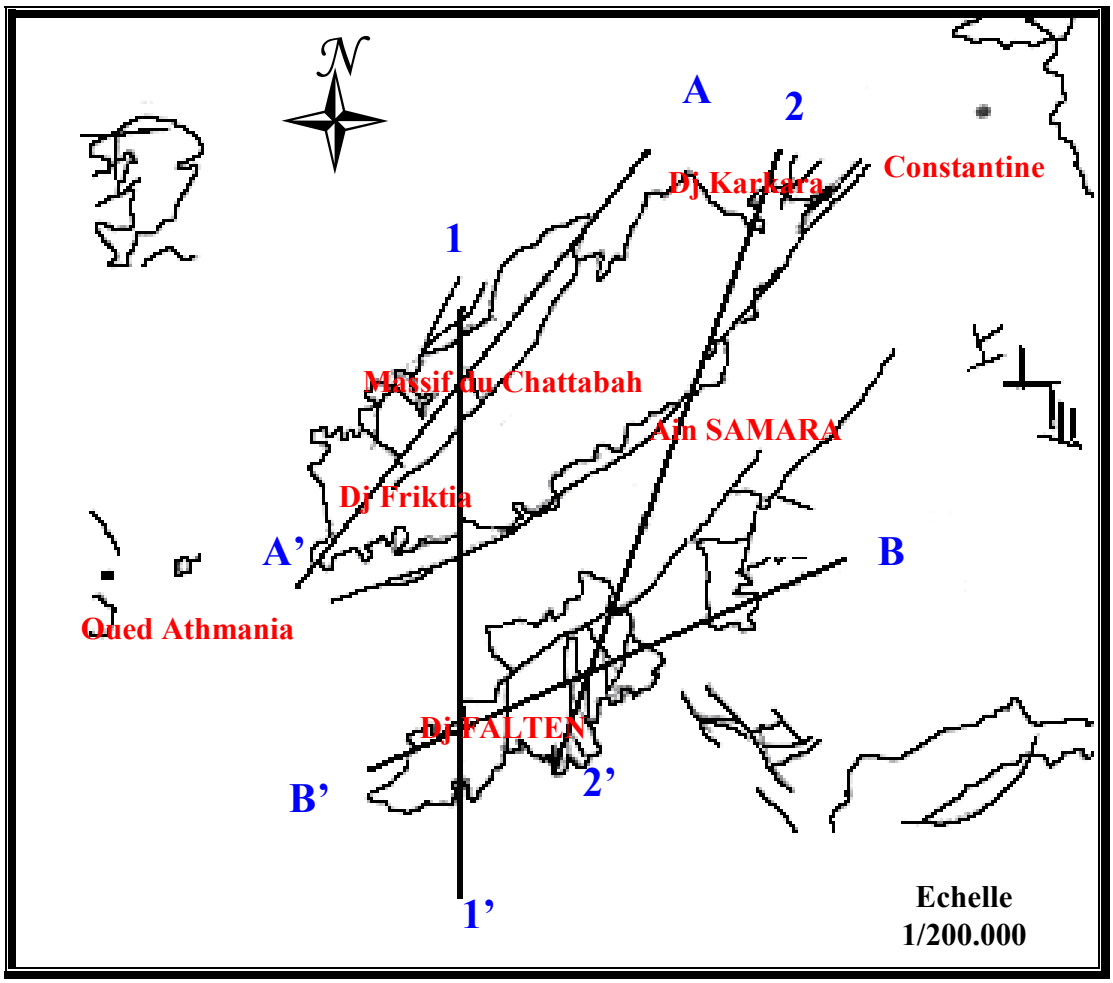


Fig. 23. Localisation de coupes morphologiques

3.1. La coupe A-A' (SW-NE)

Cette coupe **(fig.24)** touche la majorité des blocs constituent le massif du chattabah les Djebels « Friktia, Aouagueb et Zouaoui ». Cette structure montre deux versants assez différents, dans leurs formes. Le versant Sud est abrupt, quant à la limite Nord de ce méga- bloc, elle correspond à un ennoyage qui se fait brutalement.

On observe de nombreux accidents témoigne une fort instabilité dans cet ensemble. La terminaison Sud du méga bloc, elle se fait elle aussi à la faveur d'un accident de direction N-S.

3.2. La coupe B-B' (SSW-NNE)

Cette coupe **(fig.25)** touche Djebel Felten et Djebel Sekhoum, et passe par l'Oued Seguin, cette coupe a montrée un large diversité morphologique qui se traduit par :

La vallée de Oued Seguin montre une asymétrie nette avec une rive droite abrupte et très escarpée et une rive gauche peu pentue, assez régulière avec une série de replats.

Djebel Felten parait paradoxalement moins tectonisé que ce que nous avons vu sur terrain, et son modelé est peu chahuté dans l'ensemble. Ses limites Nord et Sud sont cependant bien marquées dans le paysage.

La zone entre Le Felten et Ouled Sellem montre un couloir effondrée (un graben), la coupe morphologique nous éclaire un peu plus sur ce dernier, paraissant en effet beaucoup plus complexe avec des petits blocs.

Ces derniers évoluent verticalement entre eux à la faveur d'accidents à composante normale. On est loin ici de la structure classique en graben **(C.BENABBAS .2006)**

3.3. La coupe 1-1' (N-S)

Cette coupe **(fig.26)** passe par Djebel Aouagueb Djebel Felten, ainsi oued Seguin et oued Boutaleb. Le flanc Sud du Djebel Aouagueb et le flanc Nord du Djebel Felten montrent des escarpements de failles nets et ne présentent pas de replats structuraux.

Oued Seguin se présente comme une grande limite structurale.

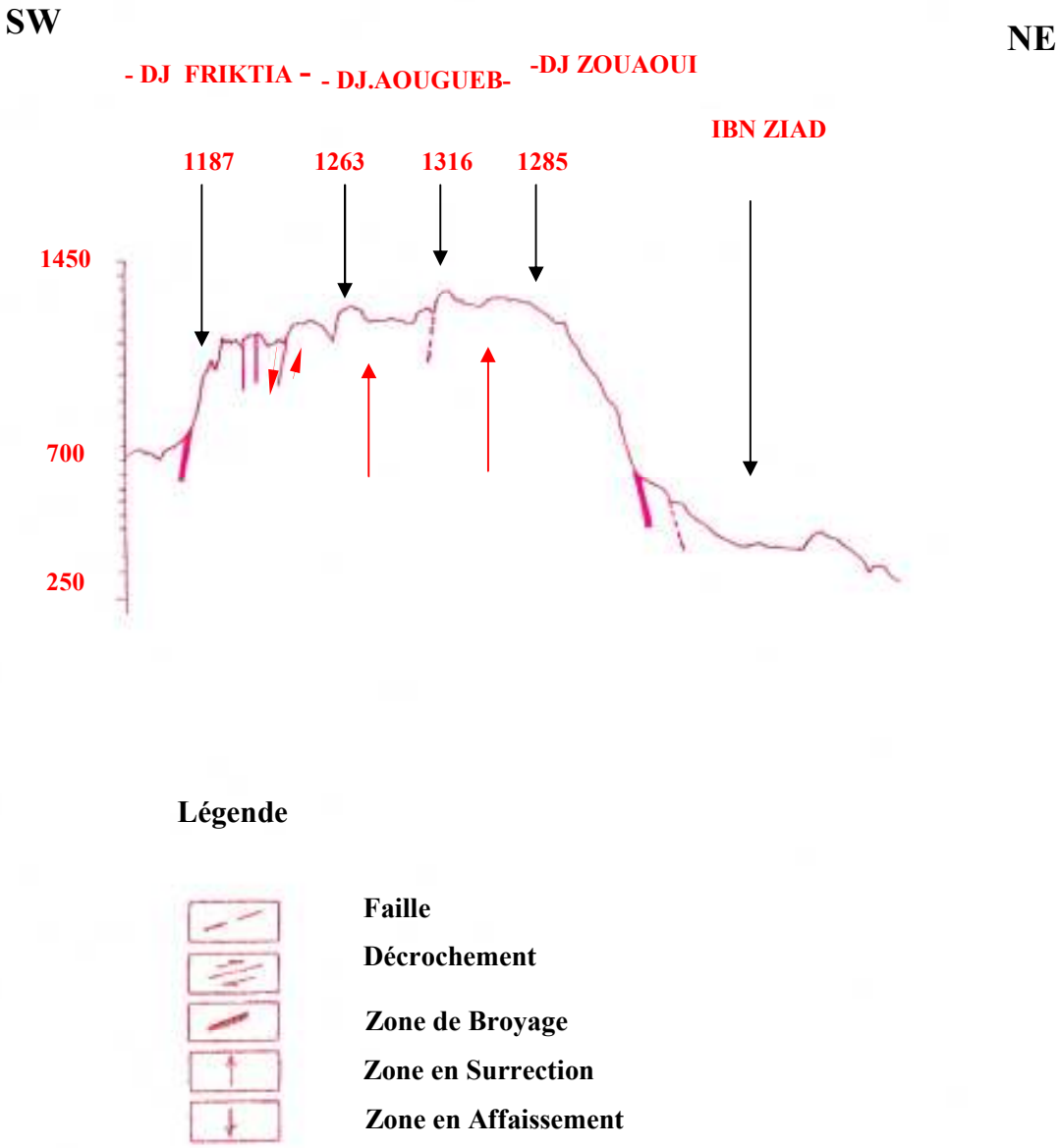
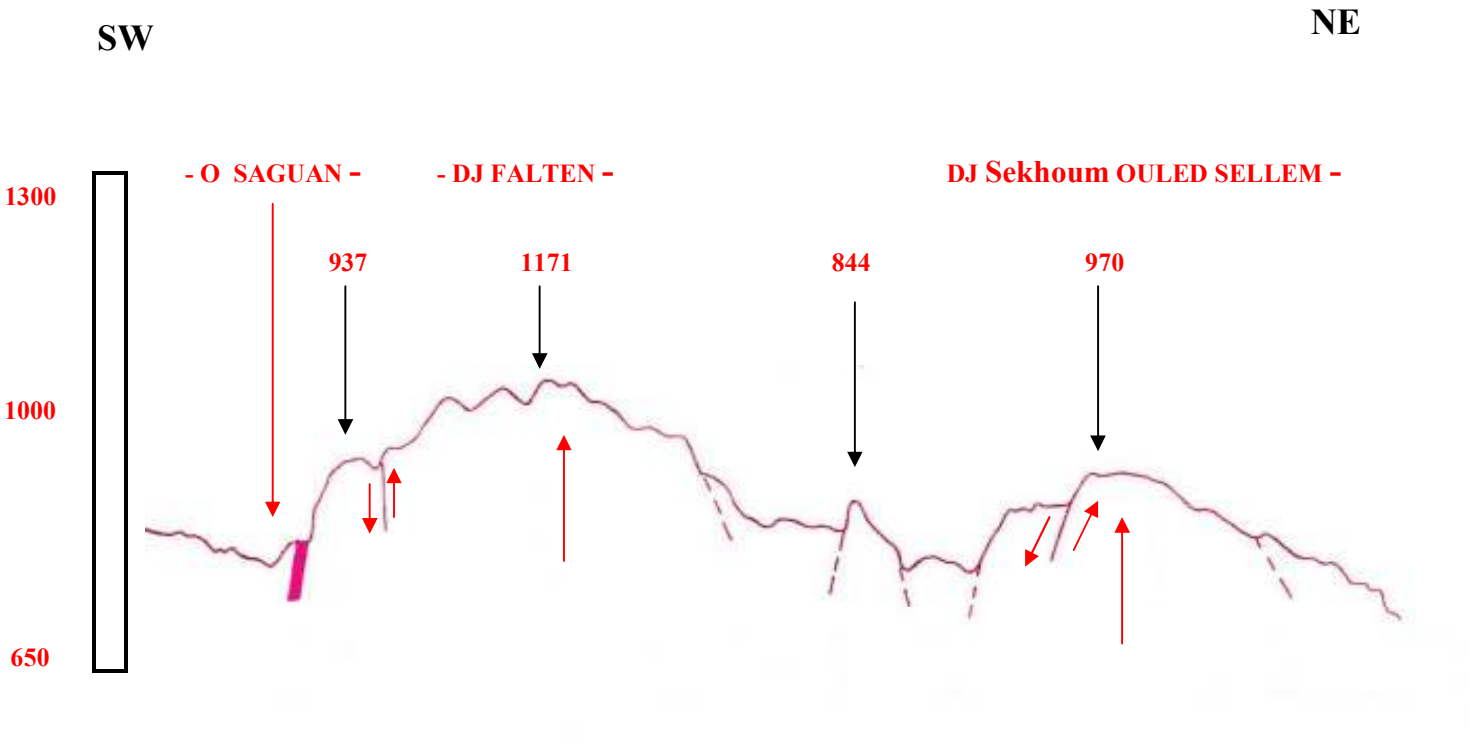


Fig. 24 Coupe Morphologique A-A'



Légende

- Faille
- Décrochement
- Zone de Broyage
- Zone en Surrection
- Zone en Affaissement

Fig. 25 Coupe Morphologique B-B'

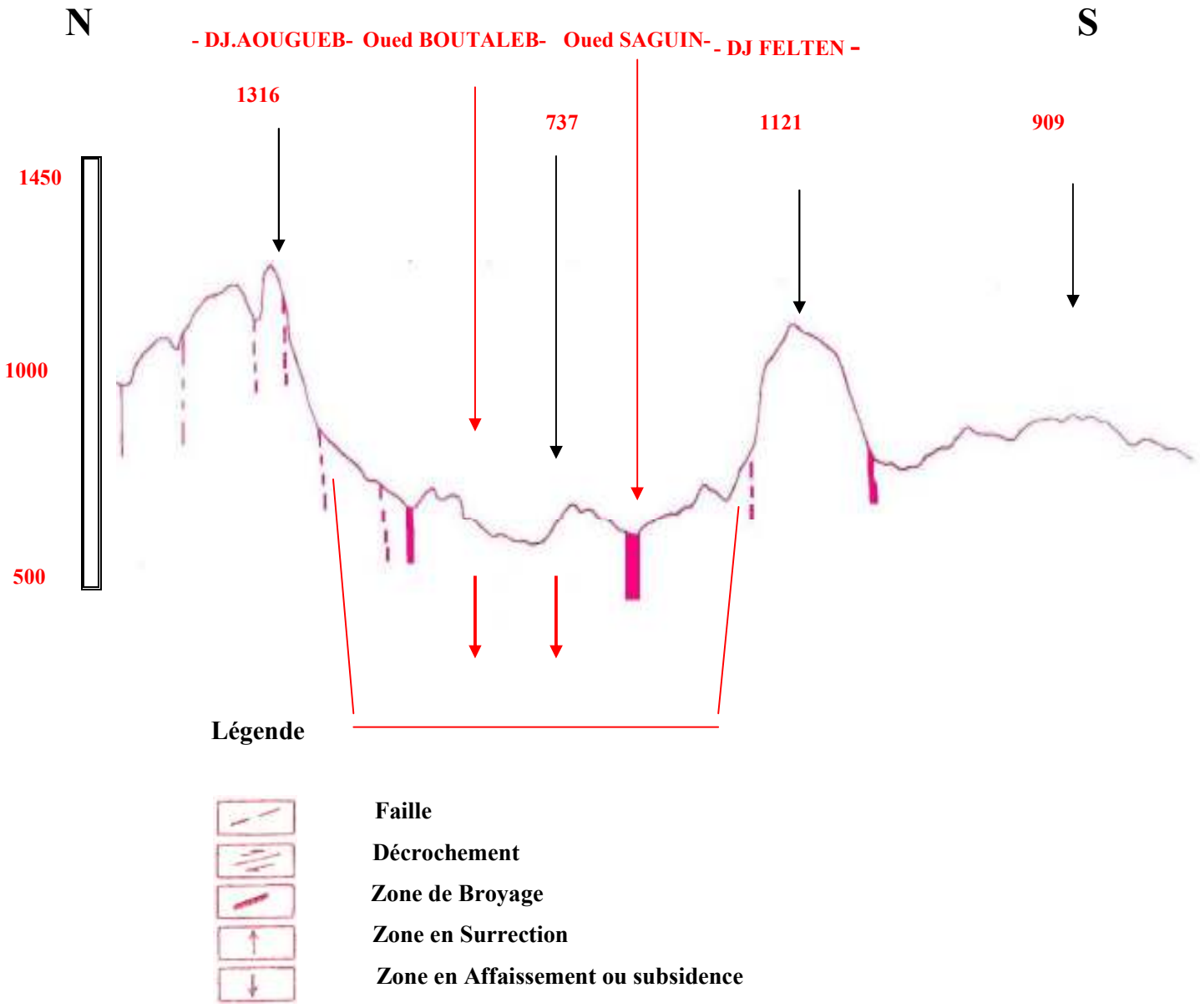


Fig. 26 Coupe Morphologique 1-1'

3.4. La coupe 2-2' (NE-SW)

Dans cette coupe **(Fig.27)** nous avons essayé de faire une corrélation morpho-lithologique entre les deux massifs carbonatés « Felten et Karkara » et les formations géologiques du fossé de Ain Smara retirée a partir d'un forage **(Fig. 30)** réalisé par le Sonacome. Cette corrélation morpho-lithologique est pour objectif de retirer le maximum d'informations concernant la continuité latérale des formations lithologiques et la morphologie des blocs étudiés d'une part, et l'état géométrique des couches d'autre part, pour mieux précise la relation morpho-lithologique- écoulement souterraine des eaux.

Cette coupe nous a permit de déduire certains nombres d'observations :

- Une continuité latérale des formations lithologiques entre Djebel Felten et le Fossé de Ain Smara d'un part, et le fosse de Ain Smara et Djebel Karkara d'autre part.

- Les pendages des formations lithologiques convergent vers le fossé de Ain Smara ce qui explique cette continuité.

- La discordance angulaire qui se développe au nivaux de Djebel Karkara montre une influence importante sur les pendages des couches.

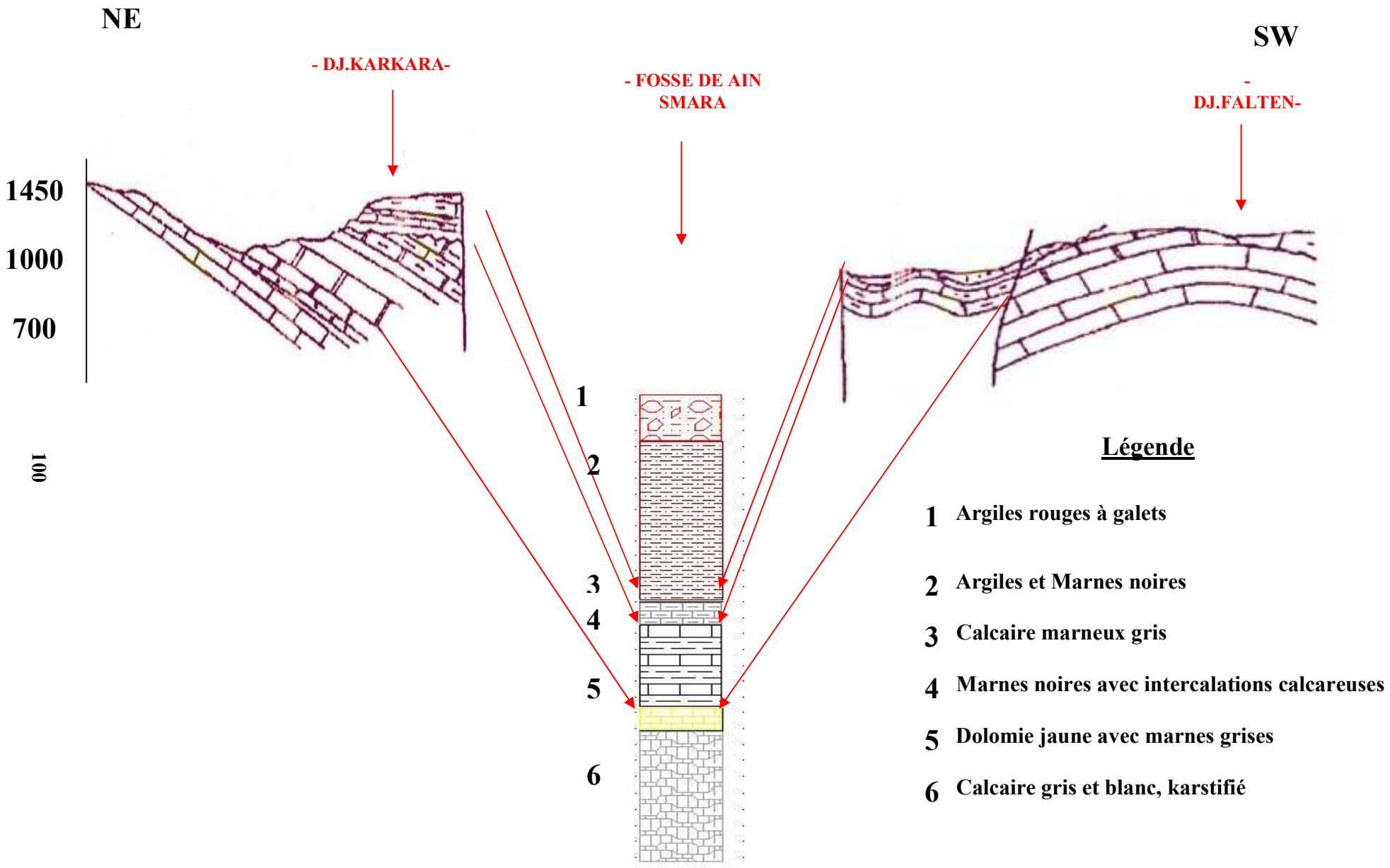


Fig. 27 Coupe géologique 2-2'
« Essai de corrélation Morpho-Lithologique de la région d'étude »

4. PHOTOGRAPHIES AERIENNES ET ANALYSE STRUCTURALE

4.1. DOCUMENTS UTILISES

Pour la réalisation de ce travail on a utilisé les documents suivants :

4.1.1. LES PHOTOGRAPHIES AERIENNES

Boite N° 73 (Constantine) mission 1972 ; Echelle : 1/20 000

Boite N°96 (Oued El Athmania); mission 1972 ; Echelle1/20 000

4.1.2. LES CARTES TOPOGRAPHIQUES

La feuille de Constantine Flle 73; Echelle 1/50 000

La feuille de Oued El Athmania Flle 96 ; Echelle 1/50 000

La feuille de Constantine 1-2; Echelle 1/25 000

La feuille de Constantine 3-4; Echelle 1/25 000

La feuille de Oued El Athmania 1-2; Echelle 1/25 000

La feuille de Oued El Athmania 3-4; Echelle 1/25 000

La feuille de Oued El Athmania 5-6; Echelle 1/25 000

4.1.3. LES CARTES GEOLOGIQUES :

La feuille de Oued El Athmania ; Echelle 1/50 000

La feuille de Constantine ; Echelle 1/200 000

4.2. LA FRACTURATION

La carte morpho structurale de la région d'étude (C.BENABBAS in Semair et Saieb 2006 modifier), laisse apparaître un système de fractures complexe. Ces fractures se regroupent en quatre grandes familles directionnelles.

4.2.1 La famille N-S

Elles sont des failles senestres avec des stries qui présentent une composante décrochante franche et parfois une composante verticale à subverticale. Malgré que sont pas très nombreux dans notre terrain d'étude, mais ils sont parfois perturbés par d'autres familles directionnelles.

4.2.2 La famille E-W

Se sont des failles décrochantes parfois à composante verticale de cinématique exacte, est loin d'être existante sur terrain, avec une extension plus ou moins long.

4.2.3 La famille NE-SW

C'est une famille des failles décrochantes senestre. Un faisceau d'accidents parallèles longe l'ensemble du Djebel Aouagueb (Friktia- Zouaoui). Ce faisceau est directement lié à la mise en place de l'ensemble du massif Chettabah, ainsi qu'à l'apparition du Trias. L'extension de cette structure serait régionale **(C.Benabbas.2006)**

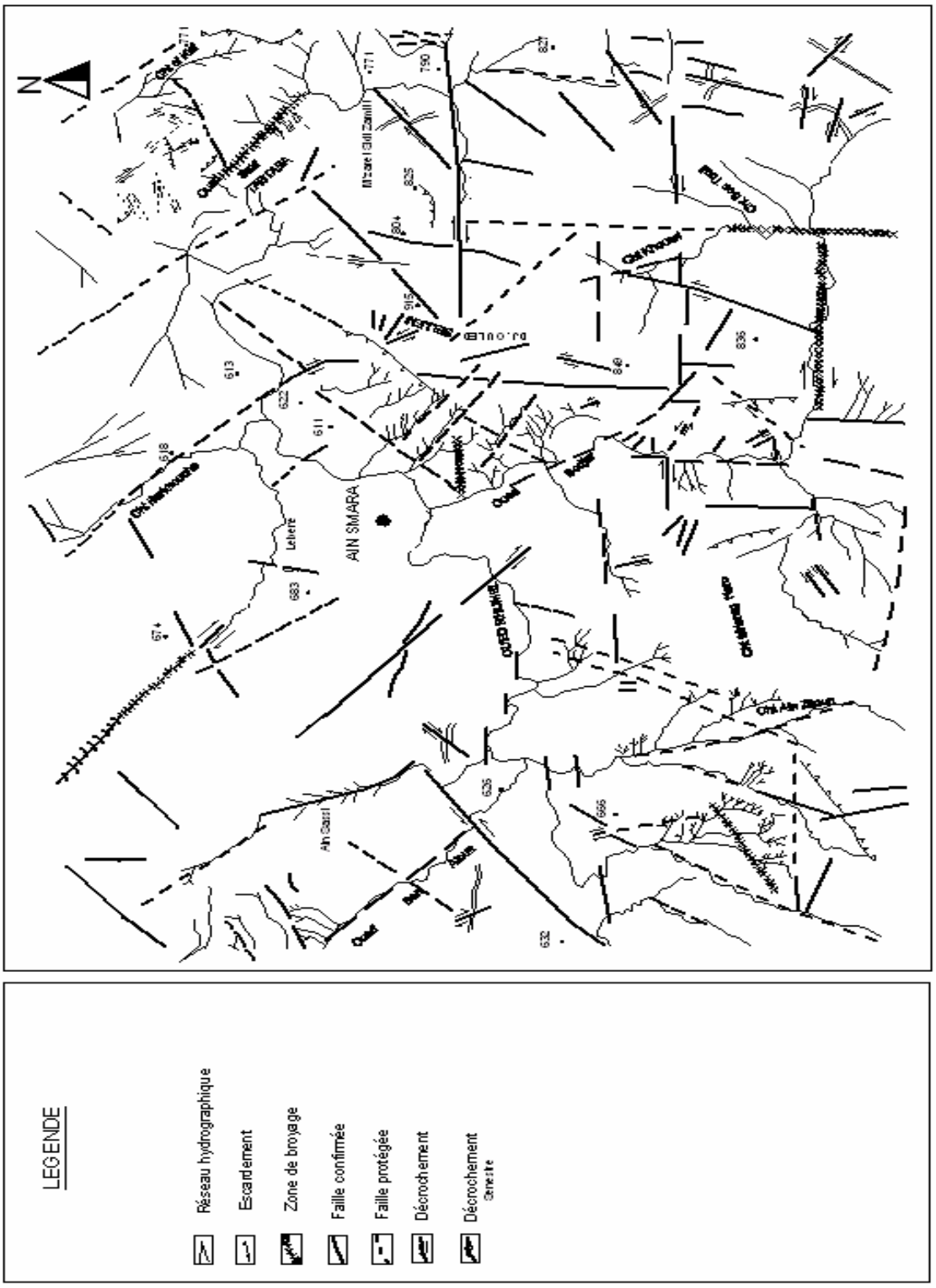


Fig n° 28 **Carte de fracturation de la région d'étude (Smair et Saib et .BENABBAS 2006 Modifié)**

Des failles a composante normale sont marquées particulièrement sur la bordure Nord et Sud du Fossé, cette zone est soulignée par un ensemble Triasique qui affleure le long du flanc oriental du massif du Dj Karkara . Cette direction en particulier est mise en valeur par la limite occidentale de Djebel Felten.

4.2.4 La famille NW-SE

Ce sont des failles généralement décrochantes où la cinématique est dextre, Les accidents appartenant à cette famille sont visibles au niveau des escarpements des massifs calcaires des Djebels Aouagueb – Zouaoui.

Ceci est confirmé au niveau du massif de Chettabah, traversé par un linéament fort particulier.

5 .RELATION DICONTINUITES ECOULEMENT SOUTERRAINS.

Les discontinuités sont représentées par des structures sédimentaires, **et dans la plupart des cas par des déformations tectoniques**, Les discontinuités sont de deux ordres :

- Les discontinuités mineures affectent les terrains à l'échelle du banc « joints de stratifications, diaclases….etc ».
- Les discontinuités majeurs intéressent une ou plusieurs formations lithologiques « les failles, les décrochements….etc »

5.1. Discontinuités mineures :

5.1.1 Les joints de stratifications :

Les joints de stratifications apparaissant dans les formations carbonatées du crétacé néritique, qui sont très rarement ouverts, leur grand nombre permet cependant de considérer qu'il livrent passage à des quantités importantes d'eau, aussi bien à l'affleurement qu'en profondeur.

5.1.2 Les Diaclases : les diaclases découpent généralement les formations carbonatés, leur densité varie selon le lieu et l'assise considérés.

Dans tous notre terrains d'étude on à peut observées des diaclases a densité élevée, généralement remplis par le calcite de directions prédominantes N-S et N80°-N100° (E-W).

Dans les formations plus ou moins dolomitiques, on parle de peu de diaclases mais avec une compétence particulière.

En générale les diaclases assurent surtout la perméabilité en grand les assises carbonatés du crétacé moyen et supérieur dans les quelles les eaux de pluies peuvent alors pénétrer et transiter rapidement.

5.2 Discontinuités majeurs :

5.2.1 Discontinuités litho stratigraphique :

La succession stratigraphique des formations qui se individualiser a des assises réservoirs, constituées par les formations calcaires et dolomitiques perméable (formations fissurées), et assise semi-imperméable constituées essentiellement des formations marneuses et argileuses reforment a la fois des niveaux perméables et des niveaux imperméables.

5.2.2 Discontinuités tectonique :

- **Failles drains**

Le meilleur exemple est le grand accident tectonique qui délimite le massif de Felten le long de sa terminaison Nord occidental apparaissent plusieurs sources de faible débit « 1-2 l/s maximum », qui se localise généralement à l'intersection avec d'autre failles de directions perpendiculaires. Les circulations se font donc dans les roches broyées du plan de la faille.



Photo. 31 : Sources Captées au Piémont de Dj Felten « Ouled Arama »

- **Failles barrières**

Lorsque les plans de failles constituent, des zones de circulation préférentielles, démontre le double rôle : elles arrêtent les circulations, se faisant perpendiculairement à leur direction et barrent le réservoir en même temps qu'elles drainent ses eaux.

On a observé ce modèle dans la plupart des failles de direction NE-SW surtout dans la dépression de Ain Smara, et le massif de Chattabah ou la direction de la circulation des eaux se fait parallèlement eux plans des failles NE-SW c'est-à-dire quelles drainent ses eaux et au même temps provoque une étanchéité pour les eaux proviennent des massifs calcaires de Dj Chattabah.

5.2.3 Discontinuités d'origine stratigraphique et tectonique :

La puissante série marneuse d'âge crétacé supérieur qui constituée le fossé de Ain Smara (Le Synclinorium du Chattabah. D'après C BENABBAS 2006) correspondent pour certains auteurs (J.M.Vila par exemple) comme une couverture du néritique « Les Unités pénitelliennes » et repose en contacte anormale à la série néritique, aussi faut-il signaler la présence de chevauchements vers le sud.

Les marnes de la série pénitelliennes imperméable assurent donc l'isolement des assises réservoir, ainsi elles captent les venues hydriques des massifs crétacés du Massif de Chattabah, et avec une surface de contact (entre la série carbonatée de néritique constantinoise et les marnes noires de la série pénitelliennes) qui n'est pas vraiment localisée. Toutes ses conditions ne peuvent pas favoriser une circulation et un drainage proprement dit des eaux d'infiltrations.

Alors cette discontinuité d'origine stratigraphique et tectonique en même temps reste donc une surface étanche pour la circulation des eaux.

6. CONCLUSION

Les structures tectoniques, par leur forte densité, leur géométrie et leur extension sont responsables en partie de l'infiltration et la circulation des eaux météoriques et confèrent au massif carbonaté les caractéristiques d'un Karst.

L'analyse morphologique et structurale des massifs étudies tendent a confirmé l'existence des structures favorisent la circulation des eaux et leur accumulation dans des réservoirs (aquifères).

CINQUIEME CHAPITRE
HYDROGEOLOGIE

I CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

1. Introduction :

La géologie du domaine néritique ainsi que sa lithologie spécifique (calcaires, dolomies grossies et fissurée), favorise la formation de réservoirs en eau souterraine, les études faciologiques ont permis une bonne reconnaissance des différents faciès susceptibles d'être le siége d'un écoulement souterrain.

2. Description des formations aquifères :

L'interprétation des résultats des logs lithologiques des sondages P9 (fig.29) et P3 (fig.30) a révélé qu'il existait trois complexes aquifères bien différencies:

2.1. Complexe aquifère du Crétacé moyen (ép ≈300m):

Il est composé dans sa quasi-totalité par des calcaires compacts avec des fissures et des karstifications, à l'exception de quelques zones marneuses.

2.2. Complexe aquifère du Maestrichtien (ép ≈ 100m) :

Il est formé par une série de calcaires avec des intercalations argileuses et marneuses. Ce complexe est, en quelque endroits, karstifié et saturé d'eau sons pression.

2.3. Aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocéne (entre 20 et 50m) :

Ces formations s'étendent sur de vastes surfaces, leurs épaisseurs sont très irrégulières, elles sont composées essentiellement d'argile, de marnes parfois gypsifères, calcaires lacustres, conglomérat et des grés. La porosité efficace est moyenne à faible, mais en raison des niveaux travertinaux (calcaires lacustres) qu'elles comportent, ces formations possèdent des possibilités d'infiltration dans des secteurs localisés.

2.4. Aquifère des alluvions Quaternaires (entre 5 et 40m) :

C'est un aquifère peu épais, avec une extension spatiale considérable constituée d'alluvions récentes, des formations de pentes et glacis, cet aquifère se développe prés de Oued Rhumel et ses affluents.

NB : Les formations détritiques des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocéne et les alluvions Quaternaires constituent un aquifère important.

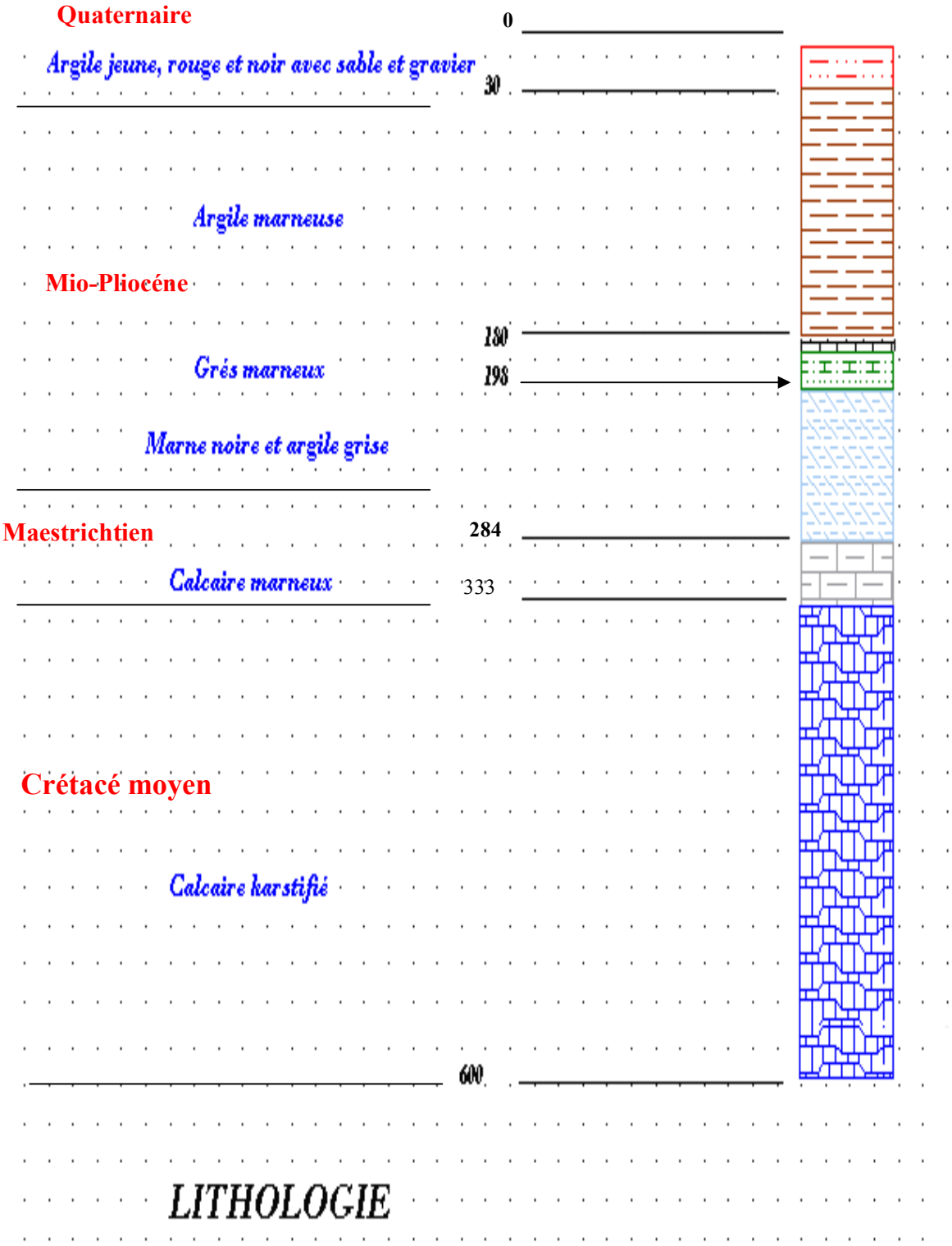


Fig. 29 : Coupe lithologique du sondage P 9

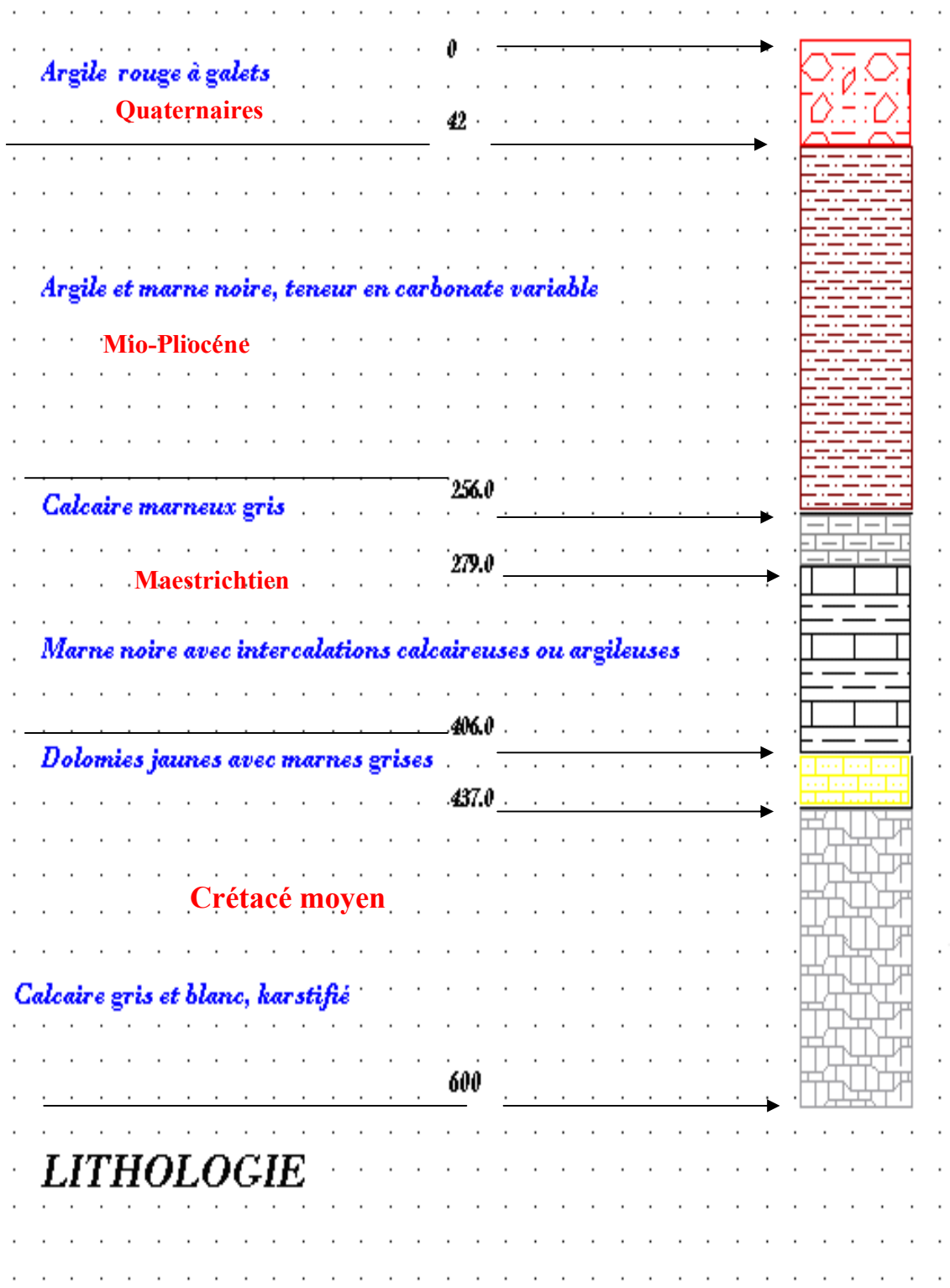


Fig. 30 : Coupe lithologique du sondage P 3

3. Etude piezométrique de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire (aquifère du recouvrement) :

3.1. Introduction : l'analyse piezométrique a pour but d'étudier la nappe de l'aquifère du recouvrement «**Mio-Plio-Quaternaire »** dans son environnement géologique,ainsi que la détermination du schéma général de son écoulement souterrain.

3.2. Les limites de l'aquifères Mio-Plio-Quaternaires :

Les limites de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire s'étendent en bordure carbonatée du massif du Chattabah et la terminaison occidentale de l'anticlinal du djebel Felten, c'est une dépression désignée habituellement sous le nom du « Fossé d'Ain Smara ». **(Voir Fig. 22)**

3.3. Inventaire des points d'eau : (Fig.31)

L'inventaire des points d'eau est la phase préliminaire de tout plan régional des eaux souterraines dont l'élément essentiel est la cartographie. Sur la carte d'inventaire nous avons matérialisés un ensemble de forages, puits et sources.

-Les forages sont au nombre de 09 exploitant les niveaux aquifères profonds, ou la quazitotalité de ces forages réalisée et utilisée pour l'alimentation en eau du complexe SONACOME d'Ain Smara.

- Quelques sources sont reparties dans notre terrain d'étude, leurs débits demeurent faibles, certaines émergent les massifs crétacés, et d'autre dans les plaines. La plupart sont captées et utilisées pour l'alimentation en eau potable (**photo 31**).

-Les puits inventoriés sont au nombre de 14 exploitant l'aquifère du recouvrement (puits qui dépassent rarement 20m de profondeur), la majorité de puits sont localisés sur les rives des Oueds « Oued Seguin » et « Oued Rhumel ».

Les mesures des niveaux d'eau **dans les puits** ont permis de réaliser la carte piezométrique de la période « février 2007) à l'aide du programme informatique « surfer 08 ».

3.4. Piezometrie de l'Aquifère Mio-Plio-Quaternaire :

Les cartes en isopiézes **(Fig.32)** sont la représentation la plus importante des résultats acquis par l'inventaire.

Les isopiézes donnent une idée précieuse sur la continuité de la nappe et sa forme ainsi que la détermination du sens d'écoulement entre les zones d'alimentation et l'exutoire.

Les différentes mesures ont été exécutées pendant une période de deux jours (07 et 08 février 2007

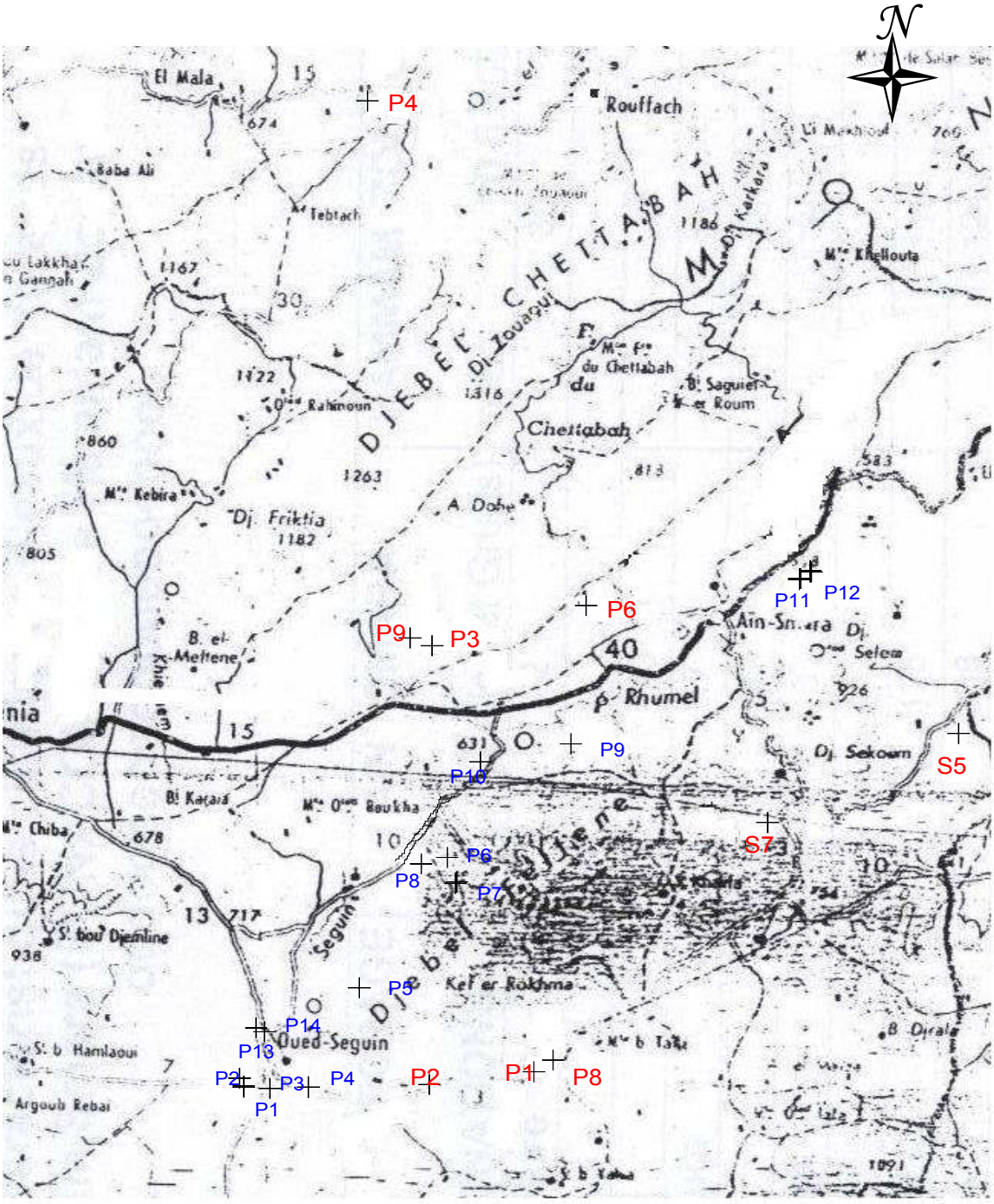
N° du forage	Coordonnées Lambert			profondeurs	NS sol /m
	X	Y	Z		
P1	837.550	325.750	802	600 m	278
P2	834.600	324.900	775	600 m	241
P3	837.050	335.600	665	600 m	133.3
P4	834.750	347.625	640	600 m	/
S5	847.850	334.700	800	603 m	279
P6	839.000	337.700	655	595.90 m	127.5
S7	842.900	331.300	745	600m	218
P8	838.200	326.200	800	600 m	264
P9	836.300	335.675	660	600 m	130

Tab. 2 Tableau du positionnement des forages

N° du puits	Coordonnées Lambert			profondeurs	NS sol /m
	X	Y	Z		
p1	830.550	326.400	742	11.5	6.62
p2	830.700	326.550	745	18	7.40
p3	831.450	326.550	730	22	6.60
p4	832.050	326.400	702	18	3.60
p5	833.750	329.950	690	18	10.5
p6	835.650	332.25	681	6	2.10
p7	835.750	331.800	702	6	1.20
p8	834.650	332.000	660	4	2.15
p9	838.050	334.700	623	12	5.30

p10	835.900	334.050	630	11.5	9.80
p11	843.200	338.450	580	5.5	5
p12	843.450	338.650	590	6	5.20
p13	831.100	328.000	705	/	0.40
p14	831.000	328.000	707	/	1

Tab. 3 Tableau du positionnement des puis



Légende

+ p **Puits**

+ P **Forages**

Échelle
1/200.000

Fig. 31 : Carte d'inventaire des points d'eau

3.4.1. Interprétation de la carte piezométrique :

La carte piezométrique de **(Fig.34)**, a été construite à partir des profondeurs mesurées des niveaux statiques, et des côtes altimétriques estimées grâce au fond topographique.

L'équidistance des courbes piézométriques est de 10 mètres.

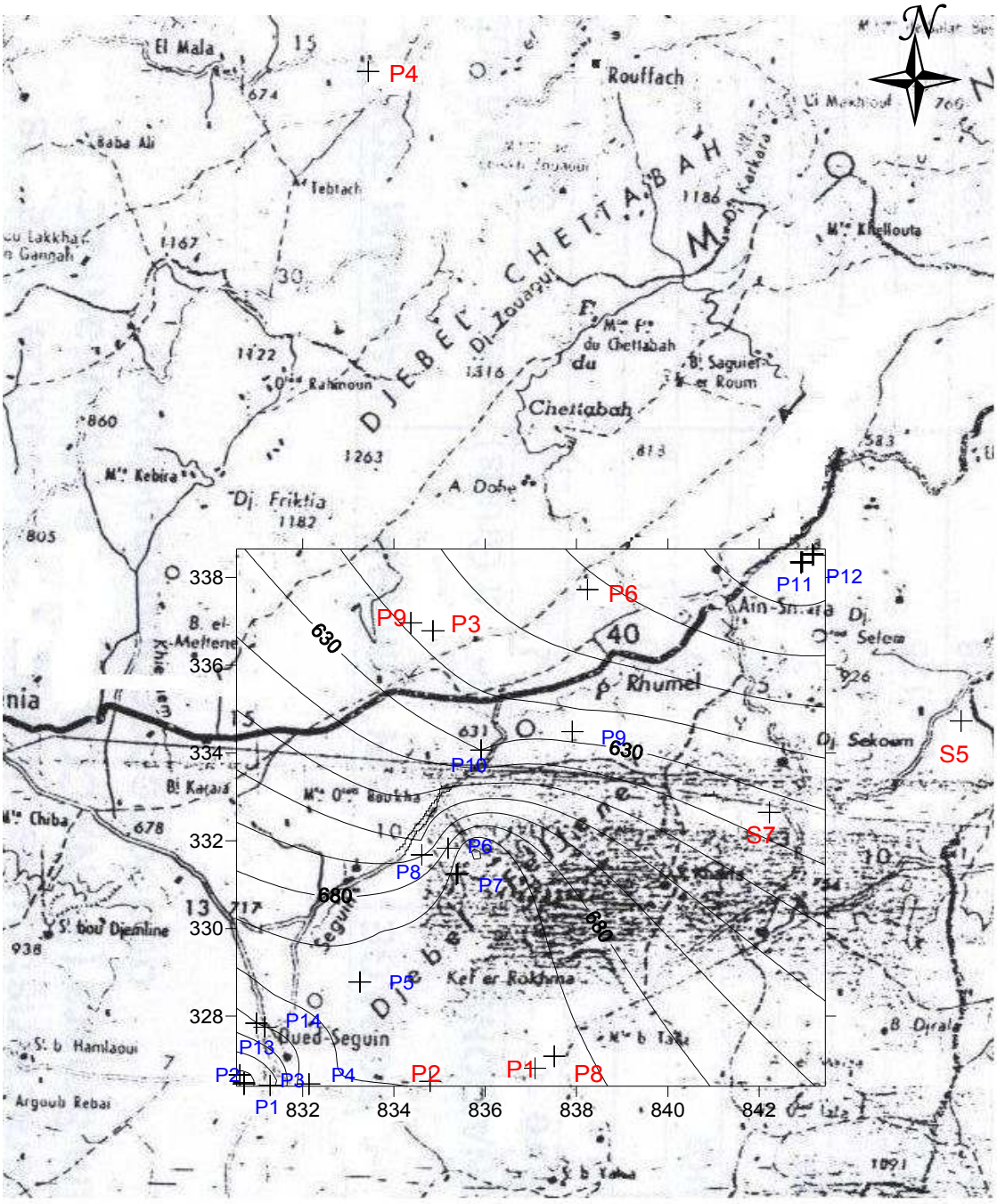
L'écoulement, est orienté de manière générale du Sud Ouest vers le Nord Est.

-Dans la partie Nord de la région d'étude, les isopiézes présentent un large espacement avec un gradient hydraulique qui varie entre 1.4% au piémont du djebel Friktia, et 2% prés de la région de Ain Smara, l'écoulement dans cette partie prend le même sens d'écoulement que l'oued Rhumel.

-Dans la partie centrale ou plus exactement au piémont Nord occidental du Djebel Felten, les isopiézes se resserrent très sensiblement pour avoisiner un gradient de 6.6%. Ces isopiézes concaves dans la zone existent entre le piémont de djebel Felten et la rive droite de l'Oued Seguin, mettent nettement en évidence l'apport hydrique issu de ce massif Crétacé, l'écoulement converge vers l'oued Rhumel, ce qui nous amènent a dire, qu'il s'agit donc d'une drainage de la nappe par l'oued.

Il faut noter le rôle du grand accident tectonique délimite le massif de djebel Felten le long de sont front Nord occidental avec sa prolongement vers le NE, cette accident a donné l'apparition a un dôme piezométrique ; c'est-à-dire une alimentation souterrain à travers cette accident tectonique (chapitre contexte structural). **(Fig.33)**

- Dans la partie Sud Ouest de la région d'étude on remarque un gradient hydraulique qui varie entre 5% a ça limite Sud Ouest de la carte piézométrique et 0.36% plus au l'Est, l'apport hydrique dans cette limite proviennent des massifs du djebel Toukouia plus au Sud.



Échelle
1/200.000

Fig.32 : Carte Piezométrique (Février 2007)

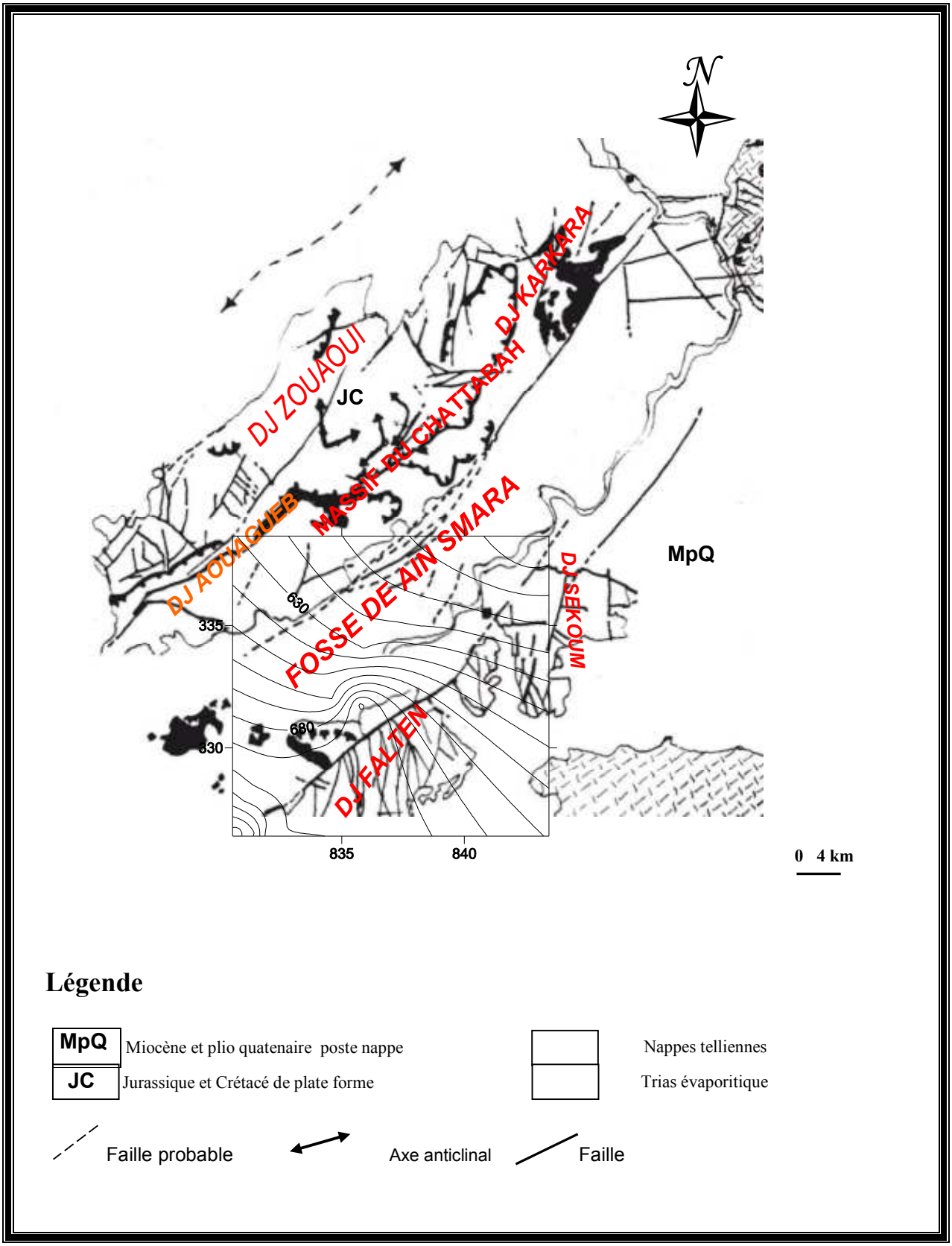


Fig.33 : Carte Piezométrique sur un fond géologique (Extrait de la carte géologique de Constantine 1/200.000)

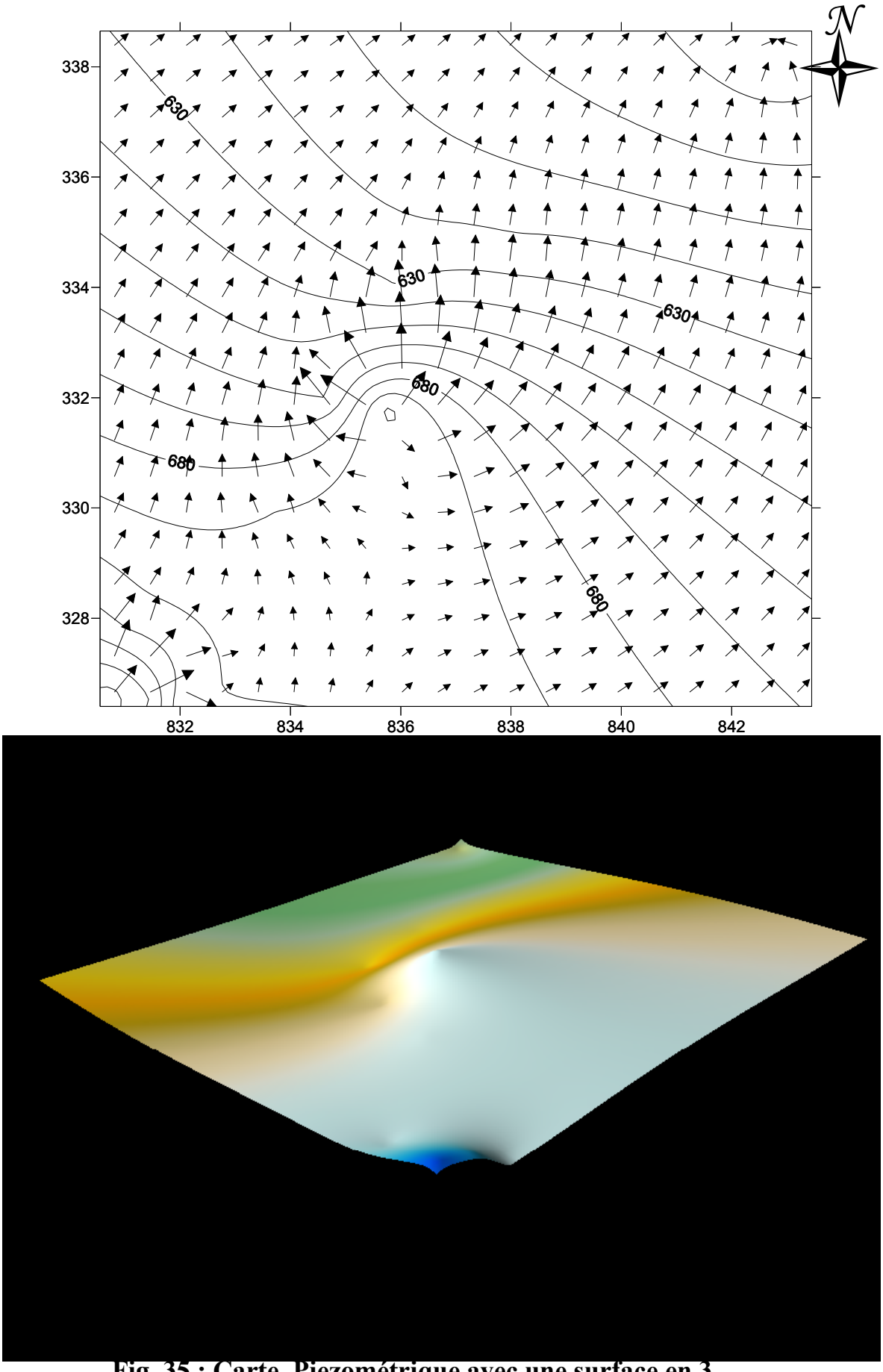


Fig. 35 : Carte Piezométrique avec une surface en 3 dimensions (Février 2007)

II CONTEXTE HYDRODYNAMIQUE

1. Introduction :

Les pompages d'essai sont un moyen essentiel pour la connaissance des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères par la détermination de la transmissivité et du coefficient d'emmagasinement ainsi de planifier les débits et les horaires de pompage pour une région.

2. Les pompages d'essais :

Les pompages d'essai ont été exécutés pour la plupart à la fin années 70 et au début des années 80 (1977-1980), pour le compte du complexe industriel d'engins travaux public (SONACOME) Ain Smara, dans les sondages destinés à l'alimentation en eau industrielle.

2.1. Résultats et interprétations :

L'interprétation d'un pompage d'essai en régime transitoire pour la détermination des caractéristiques hydrodynamiques d'un aquifère, repose sur l'emploi de méthodes mathématiques appropriées, dont la résolution est graphique.

2.1.1. Essai de pompage et calcul des paramètres hydrodynamiques du sondage P9 :

- caractérisation des niveaux aquifères testés :

Le sondage P9 se trouve à une altitude de 660 m, il est situé à 700m à l'Ouest de sondage P3.

La coupe de sondage P9 **(Fig.31)** fait ressortir :

1ere niveau aquifère : entre 263 et 301 m

2 éme niveau aquifère : 302 et 600 m

La première venue d'eau a été constatée à 269 m de profondeur, le niveau statique s'est stabilisé à environ 130m.

- **Caractéristiques de l'essai de pompage P9**

Des essais de pompage ont été effectués par la suite durant 296 heures, ils ont donné les résultats suivants par palier :

- **22.5 l/s durant 61.0 heures**
- **29.5 l/s durant 77.0 heures**
- **34.0 l/s durant 92.0 heurs**
- **35.0 l/s durant 66.0 heures**

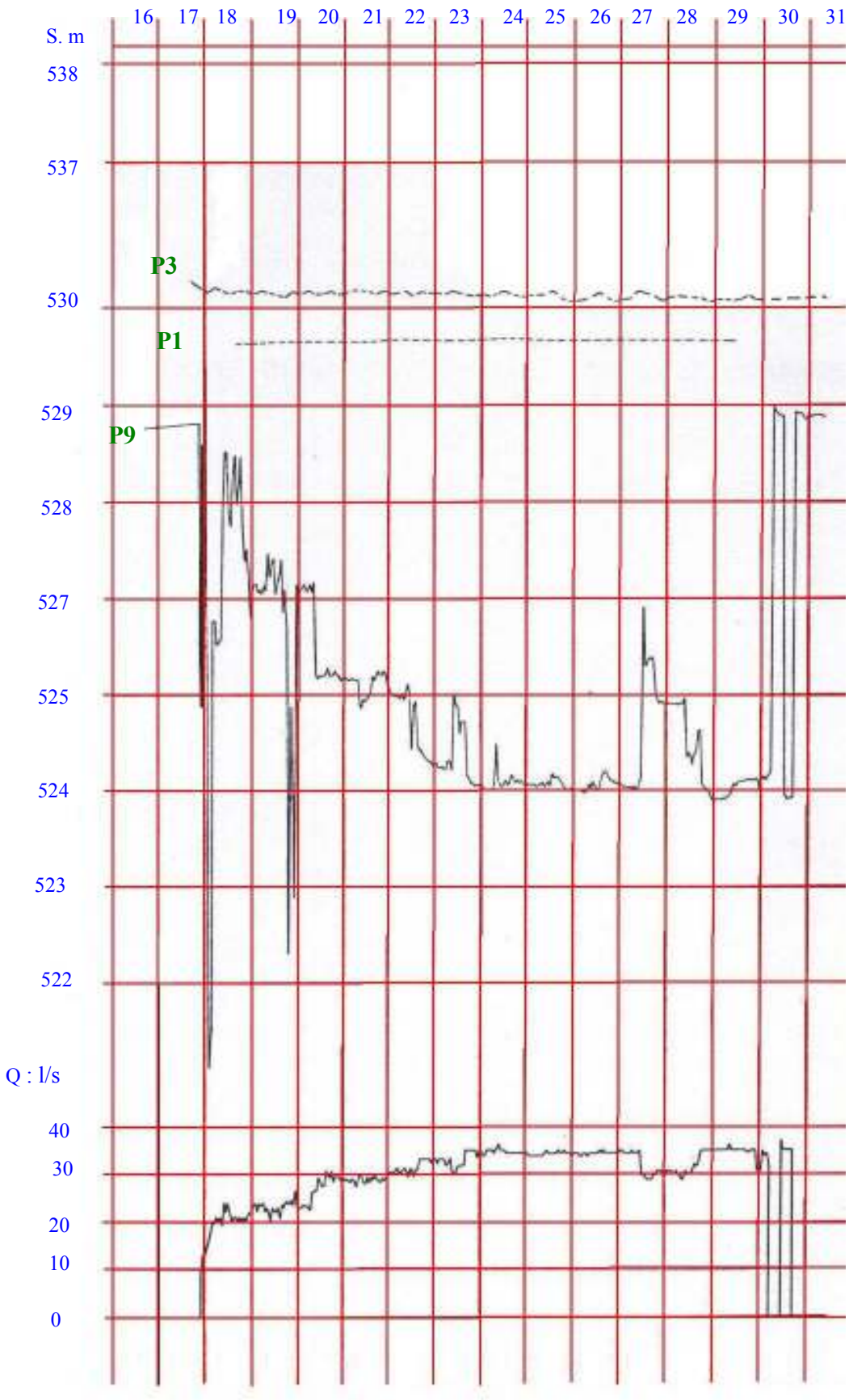


Fig. 36 : Essai de pompage P9

❖ **Résultats :**

Le niveau de la nappe, durant les essais de pompage et ce principalement lors du pompage avec un débit de 35 l/s, une tendance à un abaissement progressif. Le processus d'abaissement du niveau de la nappe a montré, lors du pompage à ce palier, des variations assez régulières avec une amplitude de 5 cm par jours.

❖ **Interprétation hydraulique de l'essai de pompage P9**

Une évaluation mathématique de la partie instationnaire s'est révélée impossible à l'examen de tous les éléments disponibles. L'abaissement et le relèvement de la courbe n'offrent aucune base pour le calcul de la transmissivité. Cela se produit d'ailleurs fréquemment dans les puits situés dans des couches Karstifiées.

Pour l'évaluation du stationnaire, une stabilité relative est nécessaire. Les résultats révèlent que le dernier palier de l'essai de pompage permet au moins d'établir un calcul approximatif. **Le coefficient moyen de perméabilité** qui se situe à :

$$K_m = 3.9 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

III Conclusion :

- Le tracé de la piezométrie a montré que l'écoulement général des eaux souterraines se fait vers le Nord Est avec une alimentation souterraine généralement Sud Ouest – Nord Est et avec un gradient hydraulique variable qui peut aller jusqu'à 6.6%.
- La carte piézométrique montre que l'aquifère de recouvrement (Moi-plio-quaternaire) est alimenté par les massifs avoisinant surtout les massifs Crétacés de djebel Felten, à partir des accidents tectoniques orientés NE – SW.
- L'aquifère situé dans les couches Karstiques (Crétacé moyenne, Maestrichtien) avec ses caractéristiques hydrodynamiques instables nous a pas permit de faire une évaluation mathématique ou une résolution graphique des paramètres hydrodynamiques.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

L'idée essentielle qui sous-tend toute l'analyse de cette étude, est de examinée les relations entre les caractères sédimentologiques (faciologique, diagenétique et pétrophysique) et tectonique d'une part et le comportement hydrogéologique des formations de la région d'étude d'autre part.

Pour cela, la méthodologie utilisée s'est appuyée sur quatre outils d'étude essentiels : une analyse litho stratigraphique, une analyse faciologique et diagenétique, une détermination des structures tectoniques et ses répartitions spatiale, Enfin l'identification et la caractérisation des aquifères

Au plan Lithostratigraphique

L'étude litho stratigraphique, de la série néritique du massifs de Chattabah et Djebel Falten a permis de mettre en évidence :

La série carbonatée de Djebel Felten a été subdivisée en cinq formations datées par la microfaune s'étend de Aptien au Cénomanien ; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Aptien) calcaire micritique stratifier de couleur gris foncée, **formation II :** (Albien) calcaire sparitique compact à Orbitoline, **formation III :** (Albo-vraconien) calcaire marneux à Algues, **formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire microsparitique gris a patine jaune à Orbitoline et **formation V :** calcaire grossier dur compact et fracturée.

La série carbonatée du massif de Chattabah a été subdivisée en quatre formations datées par la microfaune s'étend de Barrémien au Sénonien; de bas en haut se succèdent :

Formation I : (Barrémien) : calcaire graveleux à Ammonite, **Formation II :** (Aptien) calcaire dur stratifier à rares intercalations marneuses à Algues, **Formation III :** (Albien) calcaire lités a quelque intercalations marneuses à silex et Orbitoline et **Formation IV :** (Cénomano-turonien) calcaire noduleux et graveleux.

Le changement brutal de la granulométrie des carbonates, indique une perturbation de la plate forme néritique au moment de la sédimentation carbonaté peut profond, influencée parfois par des niveux plus ou moins marneuses. Cette granulométrie qui va du calcaire fin vers un calcaire spartique donne une aidé préliminaire sur les paramètres pétro physiques de la roche (porosité et perméabilité).

Au plan sédimentologique

Les milieux de dépôts, tels qu'ils ont pu être reconstitués par l'analyse minutieuse des faciès, appartiennent tous à une plate forme sur laquelle, se succèdent plusieurs environnements.

Une plate forme externe avec d'abord une zone distale assez ouvert à faible énergie avec des biofaciès à foraminiféres pélagique. Vient ensuite une proximale à dépôts toujours carbonatée et des

échinodermes, et aussi des foraminiféres planctonique et benthiques, peu profond à forte énergie puis il devient modéré à la proximité de milieu infratidal.

Une plate forme moyenne sur laquelle se développent du coté externe et interne des constructions à coraux, édifiées dans des environnements Infratidal à faible énergie ; des hauts fonts locaux , sont couverts par des grainstone déposés en milieu agité peu profond.

Une plate forme interne est revêtue de faciès exclusivement carbonatés, ces faciès appartiennent à des milieux de plate- forme interne calme aux milieux de plate-forme subémergie très agité.

L'évolution diagénétique : les sédiment carbonatés de notre région d'étude subie deux stade de transformation diagénétique :

Diagenèse précoce « Eogenése » **:** marquée par une micritisation des éléments figurés, des perforations, des encroûtements Biologiques « Algaire », et des Bioturbations.

Diagenèse d'enfouissement « Mésogenése » est marquée lui aussi par des Compactions chimiques « styllolites », et des laminations.

Le milieu poreux est presque entièrement d'origine diagénétique. La porosité primaire ayant été oblitéré par la cimentation. Toutefois, La porosité observable en lame mince montre essentiellement de la porosité provoquée par des phénomènes de dissolution. Porosité vacuolaire et moldique, et de fracture représentent plus de 45% de la porosité du complexe faciologique. Le reste de la porosité (55%) est interparticulaire, intercristalline.

Le milieu poreux est constitué majoritairement de micropores, mais il possède une part non négligeable de macropores suivant le faciès. Les faciès contenant beaucoup de matrice, présentent une multitude de petits pores intercristallins.

L'étude du réseau poreux montre que les caractéristiques pétro physiques dépendent des conditions de la sédimentation (porosité primaire) et des transformations diagénétiques qui peuvent l'affecter.

Au plan structural

Les structures tectoniques étant leur forte densité, leur géométrie, leur extension sont responsables d'une façon ou autre de l'infiltration et la circulation des eaux météoriques.

La relation tectonique et morphologie des massifs étudier mettent en relief le rôle de la fracturation dans le phénomène de karstification

Au plan hydrogéologique

L'interprétation des résultats des logs lithologiques des sondages a révélé qu'il existait trois complexes aquifères bien différencies:

-Complexe aquifère du Crétacé moyen : il est composé dans sa quasi-totalité par des calcaires compacts avec des fissures et des karstifications, à l'exception de quelques zones marneuses.

-Complexe aquifère du Maestrichtien : il est formé par une série de calcaires avec des intercalations argileuses et marneuses.

-Aquifère des accumulations fluvio-lacustres du Mio-Pliocéne et les alluvions Quaternaires :

Elles sont composées essentiellement d'argile, de marnes parfois gypsifères, calcaires lacustres, conglomérat, des grés et d'alluvions récentes.

La carte piezométrique a montré que l'écoulement général des eaux souterraines se fait vers le Nord Est avec une alimentation souterraine généralement Sud Ouest – Nord Est.

L'étude hydrogéologique montre que les aquifères « de recouvrement » sont alimentés par les massifs avoisinant surtout les massifs Crétacés de djebel Felten, à partir des accidents tectoniques.

L'aquifère situé dans les couches Karstiques (Crétacé moyenne, Maestrichtien) montre des caractéristiques hydrodynamiques instables nous a pas permit de faire une évaluation mathématique des paramètres hydrodynamiques.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

AIGER T; 1982: Calcareous – tempestites- storm- dominated in upper Muschekalk limestone (middle-trias, SW Germany) in: PEAT ET KASSIMI

AISSAOUI D., **1984** : Les structures liées à l'accident Sud Atlasique entre Biskra et le Djebel Menaà (Algérie). Evolution géométrique et cinématique. Thèse, 3° Cycle, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 150p.

ARCHIE, G. E. 1952: Classification of carbonates reservoir rocks and petrophysical considerations. Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG), vol. 36, n°2, p. 278-298

ARIS Y., **1994** : Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plio-quaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.

AUBOUIN J., **1977:** Méditerranée orientale et méditerranée occidentale. Esquisse d'une comparaison du cadre alpin.Bull.Soc.Géol.Fr. (7) XIX, n° 3, P421-436

AUGIER C, 1967 : Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux .Publ. Serv. .Carte .Algérie nouv. .Série, n°34

BAR C B., **1957**: Etude géologique de la feuille au 1/50.000 d'Ain M'lila. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Nlle série N°9. 249p.

BELLION Y J, 1972 : Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bellezma (Algérie), Thèse Doct.3eme Cycle Univ Paris6 :221p

BENABBAS C., CHADI M., 2004 : Particularités morpho géologiques et indices néotectoniques dans la région de Constantine. 1er Séminaire national sur les Sciences de la Terre au service du Développement Durable (26-27 avril), Tébessa.

BENABBAS C., 2006 : Evolution mio-plio-quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. Doctorat d'état Université, Constantine, 256 p

BOULARACI A., **1985** : Contribution de l'étude hydrogéologique de I'Oasis Hamma Bouziane (Constantine).Mém. Alger Université Bab-Ezzouar.

BOUILLIN J P., **1977**: Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et "d'EI Milia" (Algérie) .Thèse SC., Paris VI, 551 p., 127 fig., 2 pl.h.t.

BOUILLIN J P., **1979**: La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie) : une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LVII ;n°135, pp. 1-84, 51 fig., 1 pl.h.t.

BOUILLIN J P., **1986**: Le bassin maghrébin une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. Bull. Soc. Géol. Fr., (8), t. II, n° 4, pp. 547-558.

BOUSQUIE, P. 1979 Texture et porosité de roches calcaires. Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Ecole Nationale supérieure des mines de Paris, 203 p.

BUREAU D., **1970**: Principaux traits de la structure des monts de Bélezma (Algérie). Bull. Soc. Géol. France. (7).T.XII.N°2.PP.210-213.

BUREAU D., **1972:** Esquisse géologique des Monts de Bélezma (Aurès, Algérie). Publ. Serv. Géol. Algérie, Nlle, série, n°45, pp 73-92.

BUREAU D., **1986:** Approche sédimentaire de la dynamique structurale : évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest Constantinois et Aurès. Algérie). Thèse d'Etat. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 441P.

BUSSON G., **1974:** Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale, données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. Bull. Soc. Géol. Fr (7),XVI, n° 6, pp 653-665.

CHADI M., **1991:** Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p

CHADI M., **2004** : Cadre géologique et structurale des séries crétacées néritiques du Constantinois (Est –Algérien). Doctorat d'état Université, Constantine, 219 p

CHOQUETTE, P. W. ET PRAY, L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG), vol. 54, n°2, p.207-250

COIFFAIT P E., et VILA J M., **1979**: Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'El Aria avec notice explicative.

COIFFAIT P E., **1992**: Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences. Nancy I.P.502.

COQUE .R , 1977 : Géomorphologie – ed Armand Colin , Paris, 430p

COTE.M, 1974 : Les régions bioclimatiques de l'est algérien. C.U.R.E.R Université de Constantine

COTTEAU G, PERON A et GAUTHIER V , 1885 : Echinides fossiles de l'Algérie .9° fasc. Terrains Eocènes. Masson édit. Paris 89p.

COURME-RAULT M D 1985 : Stratigraphie du miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales (Algérie- Sicile), Thèse és-sciences, univ d'Orléans, 2 tomes, 456p, 26pl .

CUJON.I ; RENORD.M. 1999 : Sédimentologie, Edition DUNOD, Paris ; 418p

DELEAU P., 1938 : Etude géologique des régions de Jemmapes « Hammam Meskoutine » et du col des oliviers. Ibid (2).N°.14.T.1.55P.Alger.

DELFAUD J. 1974 : Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. C.R. Somm. Soc. Géol. Fr. Séance du 4.11.1974.

DEVAUX J., **1969** : Recherche de l'organisation des contraintes dans le tréfonds des failles de décrochement obliques sur l'ouest. Pub. Serv. Géol. Algérie. N.S. Bull. n°39, pp 41-69.

DEVEUGHELE, M. 1992 : Introduction à l'étude de la porosité des sols et des roches. Cours polycopié, Ecole des mines de Paris, 27 p.

DJEBBAR M., **1992** : Le karst hydrothermal de la région de Constantine. Fonctionnement et modalités d'infiltration. Thèse de Magister. Université de Constantine.162.P.

DRESCH J., 1950 : Sur le rôle des mouvements post-pliocènes et des changements de climat dans le réseau hydrographique de la région de Constantine. C.R, de l'Académie des sciences. Séance du 20 Février 1950, pp 853-855.

DORBANI.S., CHERIET.M. **1996** : Etude micropaléontologique et Analyse linéairement de la région de Constantine. Mer. Ing. Université de Constantine, IST. 188P

DUNHAM, R J 1962: Classification of carbonate rochs according to depositional textures. In "classification of carbonate rochs" , A.A.P.G. Mem .1 .108-121

DURAND DELGA M., **1955** : Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.

DURAND DELGA M., **1969** : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131, 9 fig.

DURAND-DELGA M., **1980** : La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. h. s. Soc. Géol. Fr., n°10, pp 203-224, 7 fig.

DUROZOY G., **1960** : Etude géologique de la région Châteaudun du Rhumel.

Publ. du Serv. De la carte géol. de l'Algérie. Nlle série. Bull. N°.22.

ELF-AQUITAINE 1975 : Essai de caractérisation sédimentologiste des dépôts carbonatés.1 : Eléments d'analyse Technip : 172p.

ELF-AQUITAINE 1977 : Essai de caractérisation sédimentologiste des dépôts carbonatés.2 : Eléments d'interprétation Technip : 231p.

FARAH A S., 1991 : Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques: l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.

FICHEUR E., **1894** : Les terrains d'eau douce du bassin de Constantine.B.S.G.F.PP.544-575.

FICHEUR E., **1894** : Le bassin lacustre de Constantine et les formations oligocènes en Algérie. C.R.AC.Sc.T.118.1066P.

FLANDRIN J., **1948** : Contribution à l'étude stratigraphique nummulitique Algérien Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, n°19.Thèse.Paris.

FOLK. R. L ,**1959** : Particule petrographique classification of lime stones in .ELF .AQUITAINE 1975.

FOURCADE E et RAOULT J F., **1971** : Sur le Crétacé inférieur du Dj Friktia (môle néritique Constantinois, Algérie) C.R. Somm. Soc. Géol. France, pp 369-370, Paris.

FOURCADE E et RAOULT J F., **1988** : Dictionnaire de géologie 3ème édition Ed. Masson, 350p.

FRASER, H. J. 1935: Experimental study of the porosity and the permeability of clastic sediments. Geology, vol. 43, p. 910-1010.

GALL J C., **1976** : Environnement sédimentaires anciens et milieux de vie : Introduction à la paléontologie, Ed. Doin, 228p.

GELARD J P., **1969** : Le flysch à base schisto-grèseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, pp. 676-686, 3 fig., 1 pl.

GUELLALS S et AL. **1973a** : Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP-SONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.

GUELLALS S., VILA J M., 1973b : Permis d'Ain Beida, rapport interne. (SONATRACH), 06 fig., 33 pl. 126p.

GUELLALS S et AL. **1977**: Les formations de type péni tellien dans l'Est de l'Algérie; Faciès, position structurale et paléogéographie.

B.S.H.N.Afr.Nord.T.68.Fasc.1-2.PP.101-112.Alger.

GUIRAUD R., **1973** : Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines.

Thèse Sc. Univ. Nice, 270p.114 fig.12 pl.h.t..

JOLEAUD L., **1910**: Feuille au 1/50.000 (Sidi Dris) (N° 51) Avec notice explicative. P.S. Carte Géol. Algérie.

JOLEAUD L., **1912** : Etude géologique de la chaîne numidique des monts de Constantine. MontPellier, Montane, Sicardiet, Valentin Ed.438.9P.1.carte en couleurs .Thèse. Paris.

JOLEAUD L., **1918** : Sur le miocène continental de l'Algérie orientale C.R Somm.S.G.F.54P.

HARDIE. L.A, 1977: sedimentation of the modern carbonatetical of North West Andor, Bahamas, in PREAT, KASIM (1995)

KALLA M., **1990:** Etude géomorphologique de la région de Hammamet. Piémont nord des Nememchas (essai de cartographie géomorphologique). Thèse de Magister. Alger, 149 p.

KAZI-TANI N., **1986** : Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine Ie domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle.

Thèse. Sc. Univ. Pau. Et des pays de l'Adour. 886p.

LACAS G ; CROS.P et LANG.J. 1976 : Les roches sédimentaires, Etude microscopique des roches meubles et consolidées. Edit Dorus Paris 503p

LAFFITE R., **1939** : Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie (2), Bull, N° 15,484p.

LAHONDERE.J.C. 1983 : La série ultra tellienne d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sci Unive. Paul Sabatier Toulouse 242 p.

LAHONDERE.J.C et MAGNE J. 1983 : l'évolution du domaine néritique constantinois dans la région de Guelma (Algérie), à la fin du secondaire et du début du tertiaire : conséquences paléogéographiques .C.R Acad. Sci, Paris, t 197, pp.775-778, 2 fig.

LAHONDERE.J.C, FEINBERG H et HAQ B U ,1979 : Datation des grés numidiens d'Algérie orientale. C.R Acad. Sci, Paris, t 289, sér D pp.383-386, 3 fig.

LAND, F. T., MAC KENZIE, F. T. ET GOULD, J. S. 1967 Pleistocene history of Bermuda. Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG), vol. 78, p. 993-1006.

LEIKINE M : 1971 : Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie), Thèse Sci Unive. Paris.

LEIKINE M et MAGNE J. 1966 : existence d'une discordance anté-cénomanienne dans les Babors (Algérie) .C.R .Soc. Géol. Fr., 4P 159-160.

LONGMAN S 1980: Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic environments. Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG), vol. 64, p. 461-487.

LUCIA, F. J. 1962: Diagenesis of an crinoidal sediment. Jour. Sed. Petrology., vol. 32, p. 848-865.

LUCIA, F. J. 1983: Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate pore space. Journal of Petroleum Technology, vol. 35, p. 626-637

LUCIA, F. J. 1995: Rock-fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. Bull. American Ass. Pet. Geol. (AAPG), vol. 79, n°9, p. 1275-1300.

MAHDJOUB Y et MERLE O .1990 : Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de petite Kabylie (Algérie orientale). Bull. Soc. Géol. France, (8), VI, n°4, pp 629-634, Paris

MARMI R., 1995: Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale. Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques .Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy1, 283p.

MARMI R., CHADI M., INES M., 2001 : Synthèse stratigraphique du Constantinois.

1er Séminaire sur la Géologie du Grand Constantinois 06-07 Novembre Constantine.

MASSE J P et THIEULLOY J P., **1979** : Précisions sur l'age des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Fr. (7), XXI. n°1. pp1-104.

MAUPIN C., **1982** : Nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbai (région d'Ain Yagout, NE algérien). Bull. Inst. Sc. Terre, Univ. Constantine, pp 54-61, 2 tab.

MASSRALI I., **2000** : Contribution à l'étude géologique de la région de Constantine. Apport morpho géologique et photo géologique. Mém. Ing. Univ. Constantine, 108p.

MENANI M.R 1991 : Etude hydrogéologique de la plaine de Madher ; Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I. 404 p.

MONICARD, R. 1965 Caractéristiques des roches réservoirs et analyse des carottes. Cours de production, tome 1, Institut français du pétrole, Technip, 169 p.

MURRAY, R. C. **1960**: Origin of porosity in carbonate rocks. Jour. Sed. Petrology., vol. 30, p. 59-84

NEUMANN. M, 1967 : Manuel de micropaléontologie des foraminiféres. Edition Gauthier- villars, 297p

NICOD J., **1983** : Nouvelles recherches géomorphologiques sur les karsts méditerranéens. Karstologia, 1, pp 33-38.

OBERT D 1981 : Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien .Algérie) Thèse és-sciences Paris 635p.

OBERT D 1974 : Phases tectoniques mésozoïque d'age antécénomanien dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). Bull .Soc. Géol. fr. (7) XVI ? P 171-176, 4 Fig.

PERRODON, A 1985 Géodynamique pétrolière: genèse et répartition des gisements d'hydrocarbures. 2 ème édition, Elf Aquitaine, édition Masson, 385p.

PREAT.A et KASIMI.R 1995 : Sédimentologie de la rampe mixte silico carbonatée des couches de transition Franco-belge. Première partie microfaciés et modèle sédimentaire. Bull Centre Rech, exploi-prod ELF AQUITAINE.19, 2, PP 329-376.

RABAHI .N et KISSOUM.S 2001 : Le rocher de Constantine ; Lithostratigraphie, Sédimentologie et contexte structural ; Mém. Ing. Univ. Constantine, 70p

RAOULT J F., **1969**: Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie) Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.

RAOULT J F., **1974** : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl.h.t.

RAOULT J F., et VELDE D., **1971** : Découvertes de trachytes pôtassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud de Kef Hahouner. Nord du Constantinois Bull. Serv. Carte géol. Algérie, nouvelle série, N°39, pp171-186, Alger.

RAVEN T., **1957 :** Carte géologique au 1/50.000 feuille du Khroub, N°97 avec notice explicative. Serv. Carte géol.Algérie. Alger.

RULLAN-PERCHIRIN F., 1985 : Recherches sur l'érosion dans quelques bassins du Constantinois (Algérie). Thèse 3éme cycle, Univ. Paris I, 356 p., 4 cartes h.t.

SAVORNIN J., 1920 : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Bull. du S.C.G.A., 2 éme série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.

SEMAIR.F et SAIB S ; 2006 : Particularités géologiques et Géomorphologiques de la région de Constantine ; Mém. Ing. Univ. Constantine.

SONACOME ; 1978 : Rapport de décision N°2 « Forages d'exploitation S-5, S-6, S-7 ».

SONACOME ; 1979 : Rapport intermédiaire Construction et caracterisatiques des puits P3, P6, P8, P9.

SONACOME ; 1980 : Rapport Final « Forages d'exploitation ».

VAN DE FLIERT J R., **1955**: Etude géologique de la région d'Oued Athmania (Algérie) Publ. Serv. Carte géol. Algérie N.S, Bull N°8,245p.Alger.

VILA J M, BUSNARDO R., DEVRIES A., MAGNE J., SIGAL J., 1968 : Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Dj Bousba et étude de son cadre structural (région de Guelma, Constantinois, Algérie). Bull. Soc .géol. France. (7), T.X, pp206-212.

VILA J M., **1974** : Le Rocher de Constantine, stratigraphie, microfaunes et position structurale Bull. Soc. Hist. nat. afr-nord, 65.fasc 1-2.pp385-392.Alger. Alger.

VILA J M., SIGAL J., COIFFAIT P E., LAHONDERE J C., QUINIF Y ,1975

Sur l'allochtonie du tell Sétifien la fenêtre de la Koudiat et de la nappe de Djemila. Bull. Soc. Géol. France, 7, XVII. pp1172-1175.

VILA J M., 1977: Carte de l'Algérie au1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4),. Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

VILA J M., **1977**: Carte de l'Algérie au1/200 000, feuille de Sétif (N-Q ;3-4),. Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

VILA J M., **1977:** Carte géologique de l'Algérie au1/50 000, feuille n°146, Ain Yaghout, avec notice explicative détaillée (levés de D. Bassetto, R. Gonnard, S. Guellal, A. Paris et J-M. Vila). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 ,feuille n°147, Ain Kercha, avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J-M. Vila). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 , feuille n°148, Oum el Bouaghi, avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J-M. Vila). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977:** Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 ,feuille n°173 Ain el Ksar, (El Madher) , avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et. Vila J-M). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977:** Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 ,feuille n°174, Boulhilet, (Luthau), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et Vila J-M.). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 , feuille n°175, Garet et Tarf, avec notice explicative détaillée(levés de S. Guellal et. Vila J-M). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000, feuille n°176, Fkirina, avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000 ,feuille n°201, Tazoult (Lambèse), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000, feuille n°202, Touffana, avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000, feuille n°203, Khenchela, avec notice explicative détaillée (levés de M. Mégartzi et S. Guellal). Serv. Carte géol, Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1977**: Carte géologique de l'Algérie au1/50 000, feuille n°204, Dalaa, avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). Serv. Carte géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., **1978**: Définition de la nappe néritique constantinoise, élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. 2fig. pp 791-794.

VILA J M., **1980**: La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro- tunisiens .Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.

VOÛTE C., **1967:** Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Aïn Babouche et des régions limitrophes. Publ. Serv. Carte géol. Algérie n°36, 2 tomes, 3 fig., 41 pl., 255 p.

WILDI W., **1983**: La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.

YAHIAOUI A., **1990**: La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanien supérieur à Coniacien inférieur, entre Batna et El Kantara). Algérie orientale : Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I. 207 p

ZARGOUNI F., **1985**: Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique et cinématique des structures en zones de cisaillement. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. L. Pasteur, Strasbourg, 296p.

TABLE DES FIGURES

01 - Localisation de région d'étude……..……...10
02 - Carte toponymique de la région de Constantine…….…11
03 - Photo- sat des principaux Oueds de la région de Constantine ……..…...12
04 - Cadre structural africain et ibérique de la chaîne tello rifaine…… 13
05 – schéma structural simplifié des maghrébides……....14
06 - coupe géologique schématique illustrant les relations structurales entre les différentes unités de la chaîne alpine d'Algérie orientale…….……..18
07 – Les principales déformations rattachées à la compression Miocène, globalement NS…..21
08- Hypothèse d'une déformation compressive en transpression dextre responsable des Chevauchements vers l'est affectant le socle Kabyle et la série des flyschs à l'Eocène sup….22
09 - Chronologie des phases tectoniques définies dans le Constantinois central……..23
10 - Carte géologique de la région de Constantine…….28
11 - Schéma interprétatif d'une lame mince…… .31
12 - Classification des calcaires selon la nature des constituants (Folk 1962) ……..35
13 - Classification texturale des calcaires selon R.J Dunham (Folk 1962) ……. 36
14 - Coupe Lithostratigraphique de Djebel Felten…..…… 41
15 - Coupe Lithostratigraphique de Djebel Garnechouf (Massif de Chattabah)…….46
16 - Corrélation litho stratigraphique entre les deux massifs étudiés…… .47
17 - Répartition des environnements sur une plate-forme (Modèle générale de la plate-forme).50
18 - Représentation schématique de la porosité dans une roche…… .66
19 - Classification de la porosité selon Choquette et Pray 1970…… .71
20 - Représentation schématique de la porosité de Fracturation ……... .72
21 - Relation de la Porosité primaire en fonction de milieux de dépôt…….. .82
22 - Carte Hypsométrique de la région d'étude…….. .85
23 - Localisation de coupes morphologiques……. ..94
24 - Coupe morpho géologique A A' (région de Constantine)…….. ..96
25 - Coupe morpho géologique B B' (région de Constantine)……. .97
26 - Coupe morpho géologique 1 1' (région de Constantine)…… ..98
27 - Coupe morpho géologique 2 2' (région de Constantine)…… .100
28- Carte structural de la région d'étude…… .102

29 - Coupe géologique du sondage P 8 …… 107
30 - Coupe géologique du sondage P 3……. 108
31 - Carte d'inventaire des points d'eau …….. 112
32 - Carte Piezométrique (Février 2007)……... 114
33 - Carte Piezométrique sur un fond géologique (Éxtait de la carte géologique de Constantine 1/200.000)…….. 115
34 - Carte Piezométrique (Février 2007)……..…… 116
35- Carte Piezométrique avec une surface en 3 dimensions (Février 2007)……..... 116
36 - Essai de pompage P9……. 118

LISTE DES FAC-SIMILES

01 - Famille Failles Nord-Sud (Djebel Felten)…… …87
02 – Famille Failles Est- Ouest (Djebel Felten)……..88
03 – Famille Failles N40°-N50° (Djebel Felten)…….89
04 - Terminaison Nord du Dj. Zouaoui ……..…….92
05 - Discordance Angulaire dans le centre de Djebel Garnechouf……..93

LISTE DES PHOTOS

01 - Calcaire à Huître et Gastéropode……38
02 -Calcaire à Ammonite ……42
03 - Calcaire à Silex……...44
04 - Ciment syntaxique « échinoderme » dans le faciès PMOH3…….62
05 - Micritisation des Bioclastes dans le faciès PMOH2……..63
06 - Perforation des tests de lamellibranches dans le faciès PMOH1……...63
07 - Encroûtement Biologique « Algaire » dans le faciès PMOR2……64
08 - Bioturbation dans le faciès PIN1…….64
09 - Compaction dans le faciès PEXP2……..65
10 - Porosité intergranulaire dans le faciès PEXP2……73
11 – Porosité de fracturation dans le faciès PEXP3…….....74
12 – Porosité de fracturation dans le faciès PEXP5…….....74
13 - Porosité de vacuole dans le faciès PEXP5……..74
14 – Porosité de intergranulaire dans le faciès PEXP7……..... 75
15 – Porosité de vacuole dans le faciès PMOR1……..... 75

16 – Porosité de Trame Dans le faciès PMOR2……... 76
17 – Porosité Intergranulaire Dans le faciès PMOR4…….. 76
18 – Porosité de Fracturation Dans le faciès PMOR4……..... 77
19 –Porosité Intra granulaire dans le faciès PMOR5……...……77
20 - Porosité Intergranulaire Dans le faciès PMOR5……... 77
21 – Porosité de vacuole tardive dans le faciès PMOR6…….. 78
22 – Porosité de Fracturation Dans le faciès PIN1……78
23 - Porosité Intra granulaire Dans le faciès PIN4……....79
24 – Porosité Intergranulaire Dans le faciès PIN7…… 79
25 – Relation entre porosité et la diagenèse d'enfouissement « Faciès PEXP3 »……80
26 - Géode Karstique sons remplissage « Faciès « PEXP3 »……..... 81
27 - Géode Karstique avec remplissage « Faciès PIN5 »……... 81
28 – Vue général du coté occidental de Djebel Felten…….. 86
29 – Fentes de tension en échelons…….. 90
30 - Deux familles de diaclases suborthogonales……..... 90
31 - Source Captée au Piémont de Dj Felten « Ouled Arama »……. 104

LISTE DES TABLEAUX

01 - Tableau récapitulatif des faciès…… … 60
02 - Tableau du positionnement des forages ……..…… 110
03 - Tableau du positionnement des puits. ……..... 111

ANNEXES

PLANCHE I

Faciès de la plate forme externe :

Faciès externe distal

- Biomicrite à foraminifères pélagiques

Fig.1. Wackstone à Packstone

(A) Foraminifères pélagiques (globolina, globotruncana, heterohelix, globigérina)

(B) Accumulation de la micrite (Bioturbation)

(C) Fracture fermée par la calcite

Fig.2. Wackstone à Packstone

(A) Fracture Ouvert.

(Coupe Djebel Chattabah « éch. z18 ») Sénonien

PLANCHE I

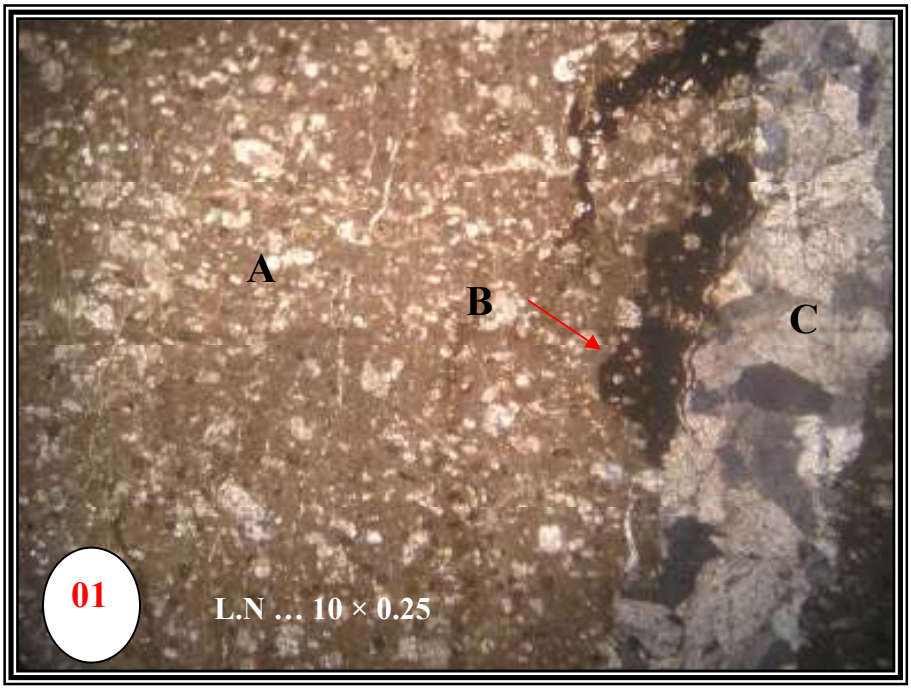




PLANCHE II

Faciès externe proximale

Faciès à échinodermes dominants

Fig.1 biomicrosparite à échinodermes

Packstone à Grainstone

(A) Foraminifères pélagiques (globogérinidés)

(B) échinoderme

(Coupe Djebel Chattabah « éch. Z14 ») Cénomano-Turonien

Fig.2. Pelbiosparite à lamellibranches et échinodermes

Grainstone

(A) débris de lamellibranche

(B) échinoderme

(Coupe Djebel Felten « éch. F13 ») Cénomano-Turonien

Fig.3.biomicrite a biomicrosparite à échinodermes

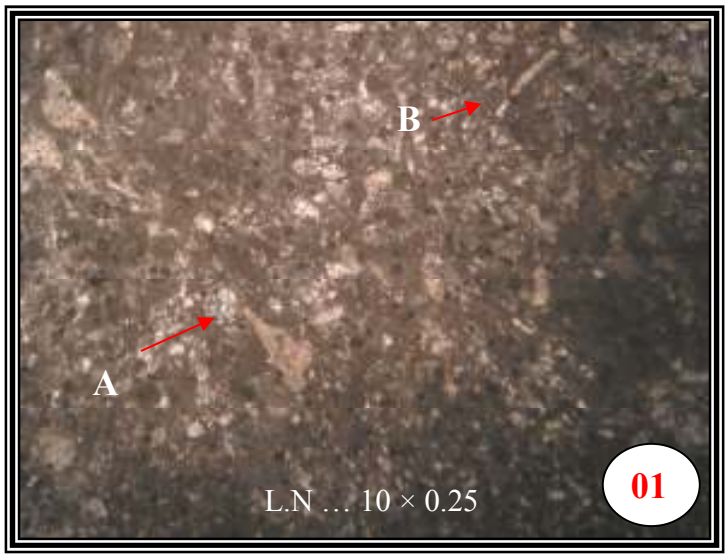
Wackstone à Packstone

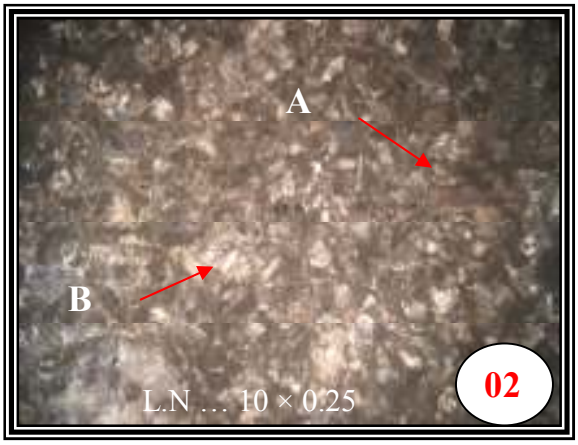
(A) échinoderme

(B) débris de lamellibranche

(Coupe Djebel Chattabah « éch. Z15 ») Cénomano-Turonien

PLANCHE II





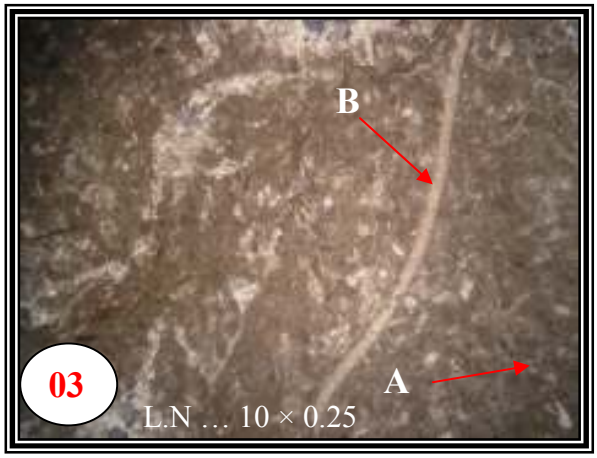


PLANCHE III

Faciès à environnement Agité

Fig.1 Biomicrosparite à pellets

Grainstone

(A) Pellets

(B) foraminifère benthique (Bisérié)

(Coupe Djebel Felten « éch. F10 ») Albien et Vraconien

-Biosparite pelletoidal à échinodermes

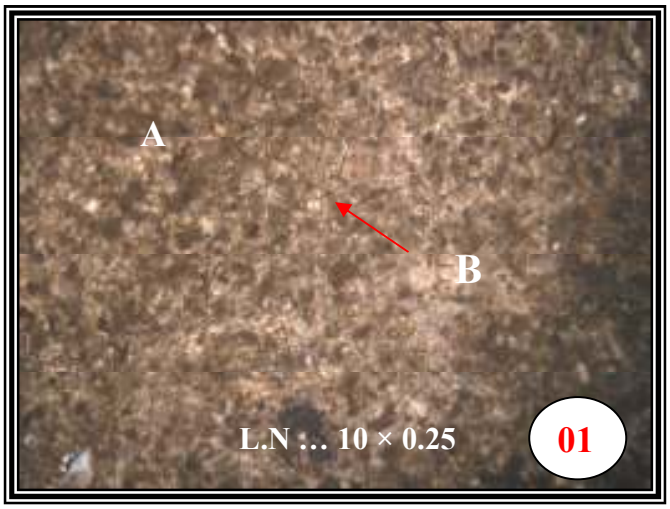
Grainstone

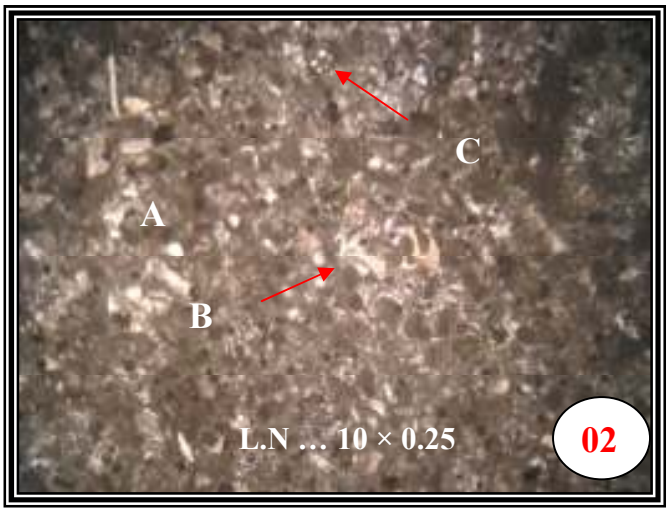
Fig.2: échinoderme (A), débris de lamellibranches (B), Textularia gramen (C)

Fig.3 : Pelletoides (A), lamellibranches (B)

Fig.4 : Pelletoides, textulariodes inflata (A)

PLANCHE III





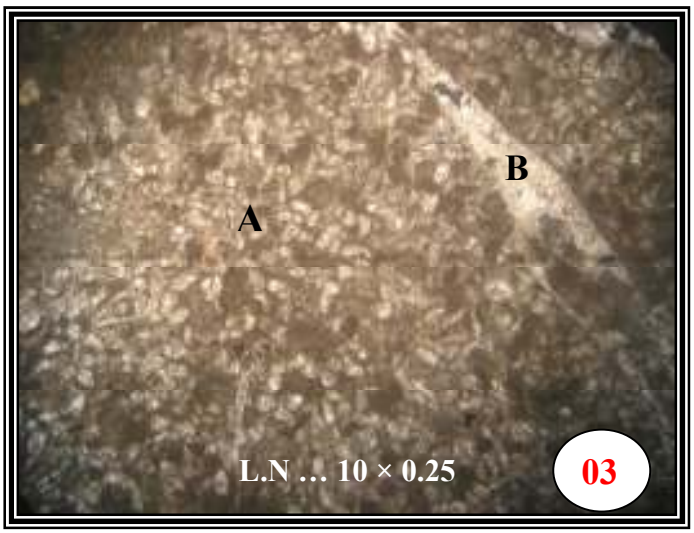




PLANCHE IV

Faciès Abrités

Fig.1 : Micrite à rare unisérié et échinodermes

Mudstone à Wackstone

(A) échinoderme

(Coupe Djebel Felten « éch. F1 ») Aptien

Fig.2 : Micrite à bioclastes indéterminables

Mudstone

(A) porosité

(Coupe Djebel Chattabah « éch. Z4 ») Barrémien

PLANCHE IV

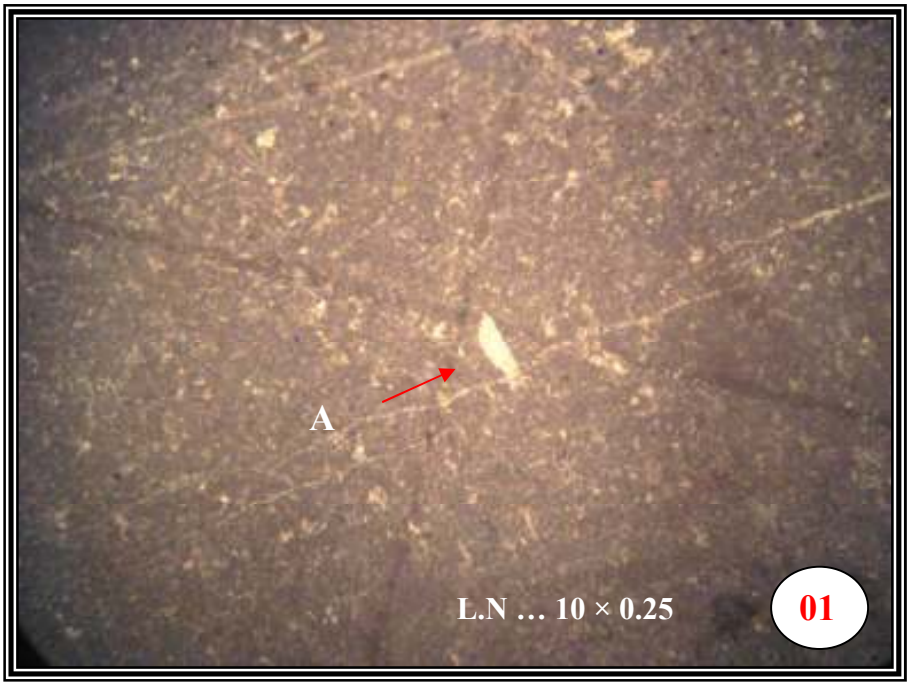




PLANCHE V

Faciès de plate forme moyenne

Faciès du Haut Fond local

Faciès à Orbitoline dominants

Fig.1 Biosparite à Orbitolines

Grainstone

(A) Orbitolina concava

(B) miliole

(C) lithoclaste

(Coupe Djebel Felten « éch. F6, F7, F14 ») Albo-Vraconien et la base de Cénomano-Turonien

Fig.2-3 Biomicrosparite à biosparite à pelletoides et Algues

Grainstone

(A) Pelletoides

(B) Matrice Pelletoidal

(C) Algue

(Coupe Djebel Chattabah « éch. Z7 ») Aptien

Faciès a Faible énergie

Fig.4 Biosparite pelletoidal à Bioclastes

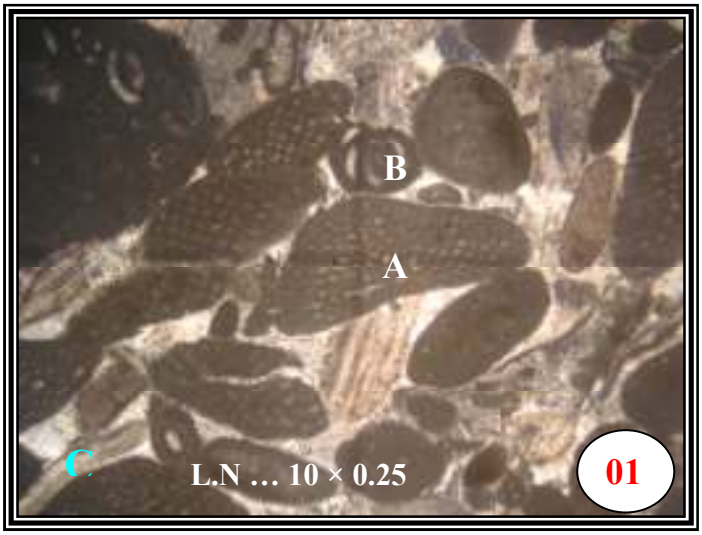
Grainstone

(A) Pelletoides

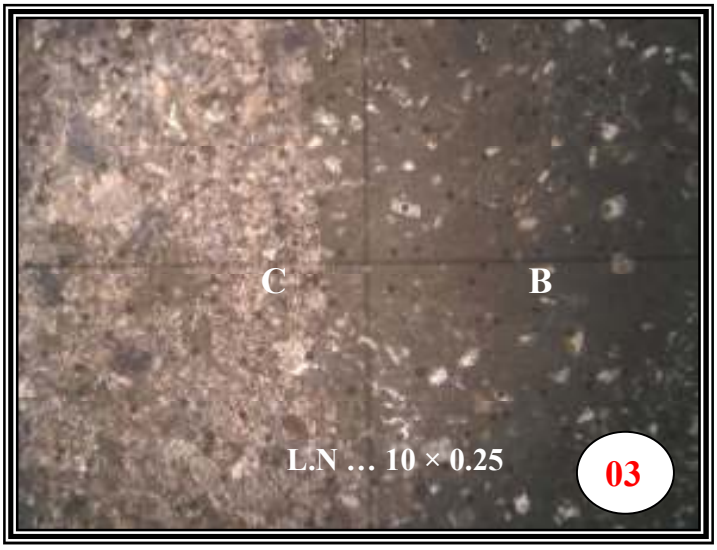
(B) Débris d'échinoderme

Coupe Djebel Chattabah « éch. Z3 ») Barrémien

PLANCHE V







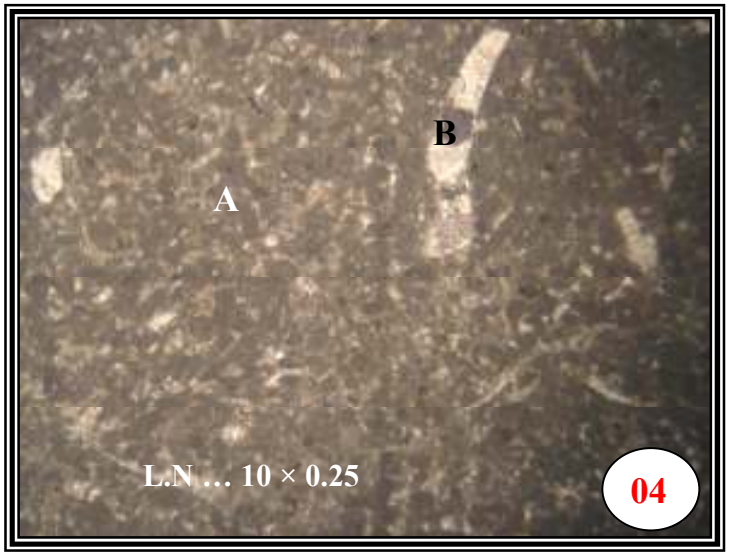


PLANCHE VI

Faciès de la zone récifale

- **Faciès de la zone subrécifale interne**

-Biomécrite à Biomicrosparite à lamellibranches et milioles

Wackstone à Packstone

Fig.1 (A) Triloculina laevigata (B) Miliole

Fig.2 (A) Lamellibranche (B) Miliole

(Coupe Djebel Felten « éch. F11 ») Aptien

-Biomicrite à coraux et Algues

Fig.3 (A) Coraux (B) Algue

Wackstone à Packstone

(Coupe Djebel Chattabah « éch. Z8») Aptien

PLANCHE VI

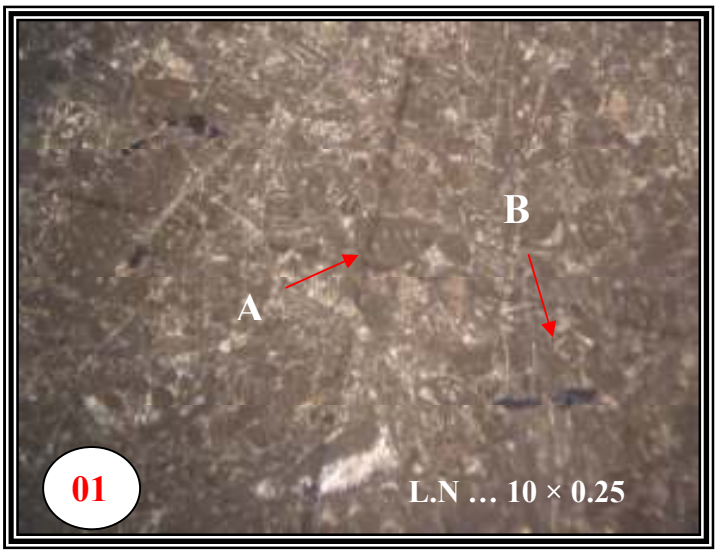






PLANCHE VII

Faciès de la zone subrécifale externe

Fig.1 Biomicrosparite à Orbitolines et lamellibranches

Wackstone à Packstone

(A) mesorbitolina

(B) Lamellibranche

(Coupe Djebel Felten « éch F3 ») Aptien

-Biomicrosparite à biosparite à coraux et lamellibranches

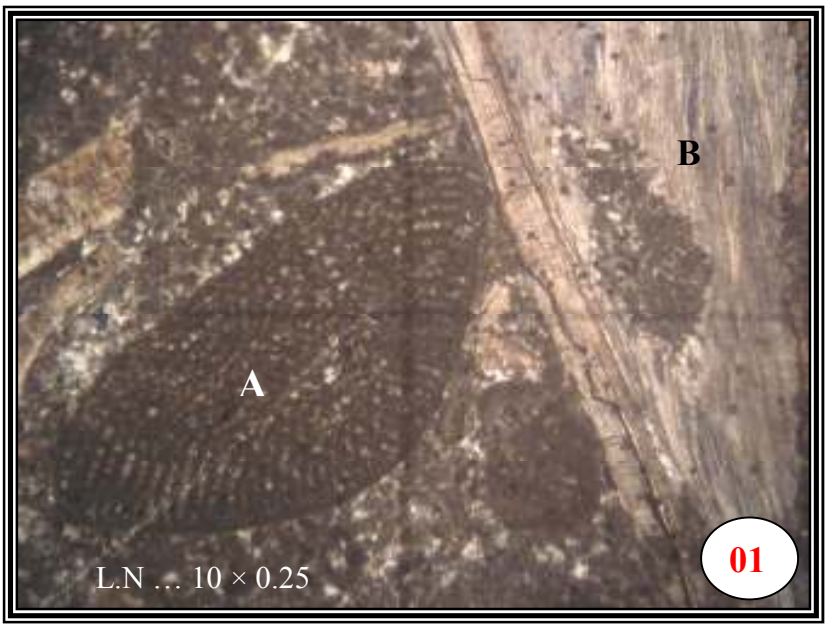
Wackstone à Packstone

Fig.2 (A) Gastéropode

Fig.3 (A) Orbitoline

(Coupe Djebel Felten « éch. F15, F16, F17, F18 ») Cénomano-Turonien

PLANCHE VII





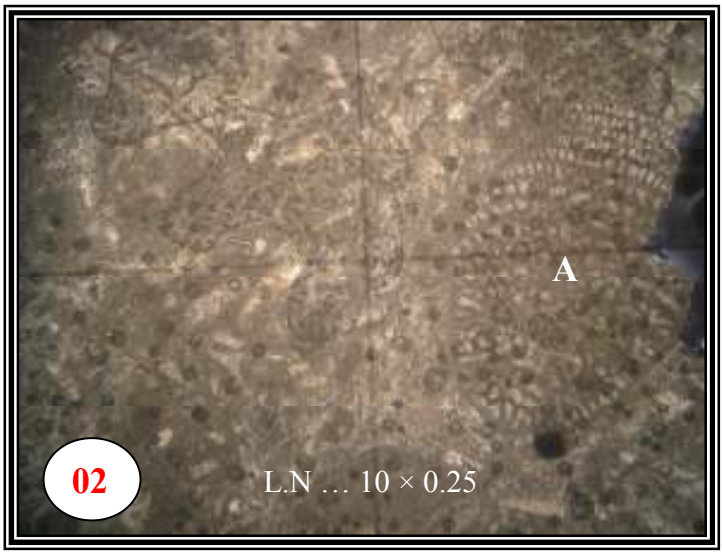


PLANCHE VIII

- Biomecrite à biomicrosparite à coraux

Wackstone à Packstone

Fig.1 (A) Coraux

Fig.2 (A) Coraux (B) Lithoclaste

Fig.3 (A) lithoclaste

Coupe Djebel Chattabah « éch. Z2») Barrémien

-Intra micrite à intramicrosparite à Gastéropodes et Algues

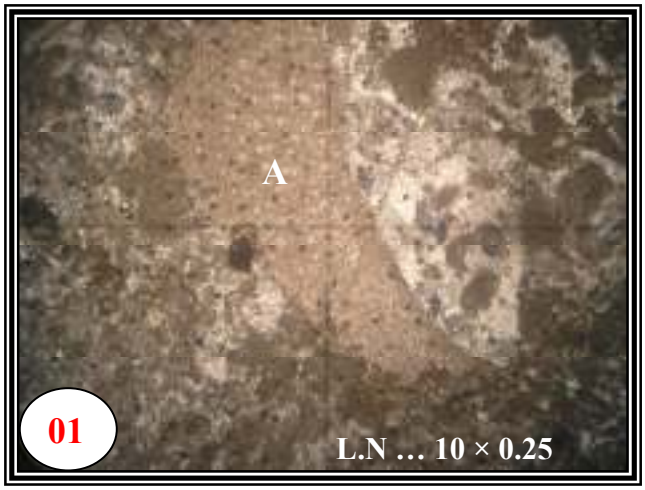
Wackstone

Fig.4, (B) débris d'échinoderme (C) débris de bioclaste

Fig.5 : (A) Gastéropode, (B) Lamellibranche, (C) Intraclaste

Coupe Djebel Chattabah « éch. Z12») Albien

PLANCHE VIII



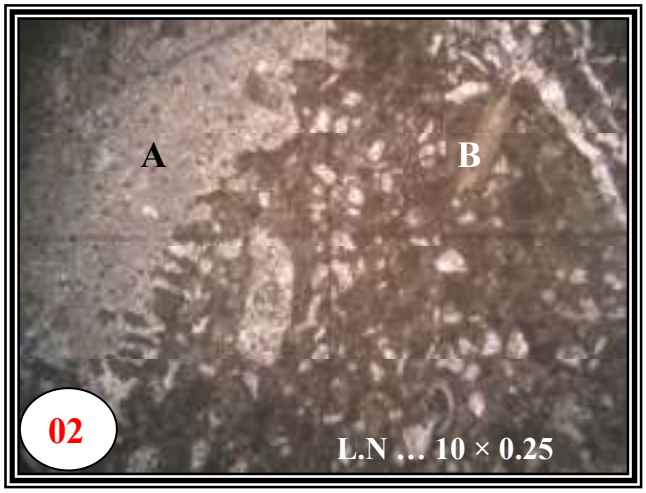








PLANCHE IX

Faciès de plate forme interne

Faciès internes calmes

-Biomicrite a foraminifères benthiques

Mudstone à Wackstone

Fig.1 (A) Valvulinaria (B) sphaviodina bulloides

Fig.2 (A) sigmoilina (B) sphaviodina bulloides

(Coupe Djebel Felten « éch F4, F5b ») Aptien

-Biomicrite à lamellibranches et foraminifères benthiques

Wackstone à Packstone

Fig.3 (A) Lamellibranches (B) Miliole

Fig.4 (A) Gastéropode (B) Foraminifères benthiques

(Coupe Djebel Felten « éch F5a ») Aptien

Coupe Djebel Chattabah « éch. Z9») Albien

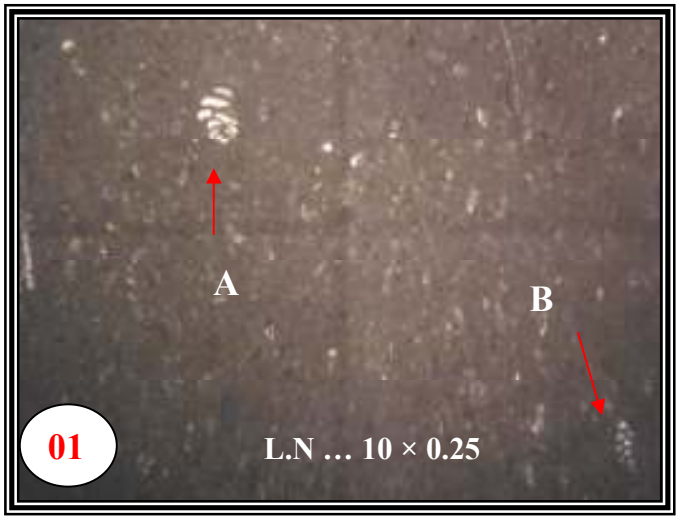
-Biomicrite à gastéropodes et Algues

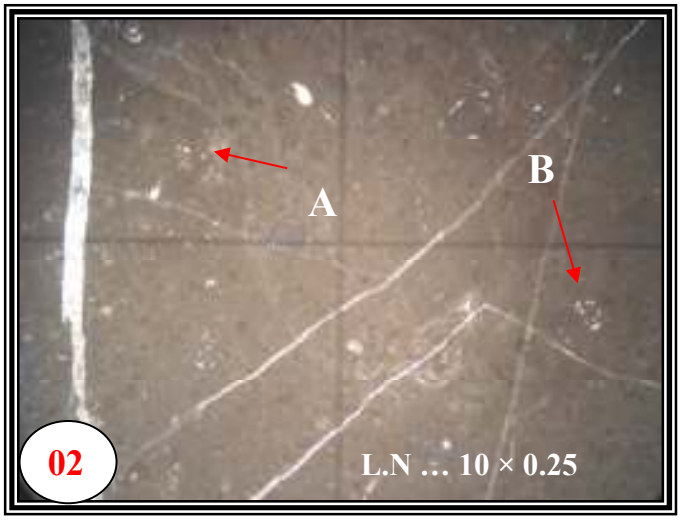
Wackstone

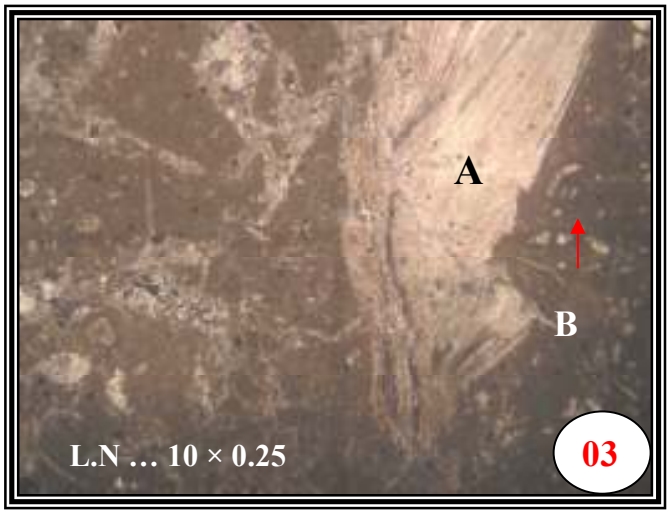
Fig.5 (A) Teste de Gastéropode en dissolution

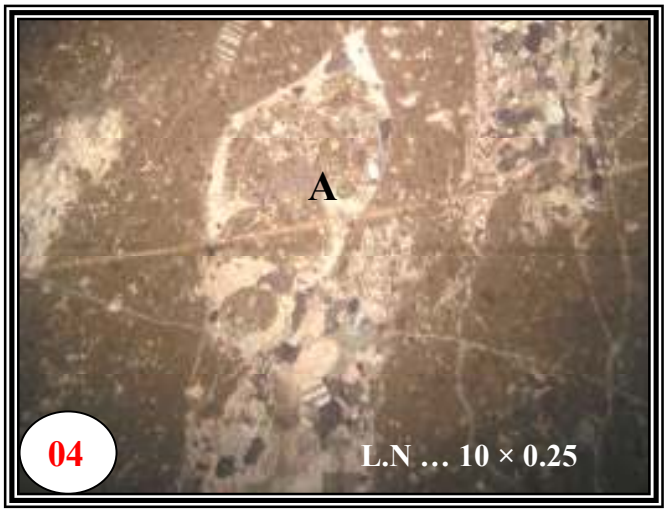
(Coupe Djebel Chattabah « éch z6») Aptien

PLANCHE IX


A
B
01
L.N … 10 × 0.25


A
B
02
L.N … 10 × 0.25


A
B
L.N … 10 × 0.25
03


A
04
L.N … 10 × 0.25


A
L.N … 10 × 0.25
05

PLANCHE X

Faciès internes plus ou moins agités

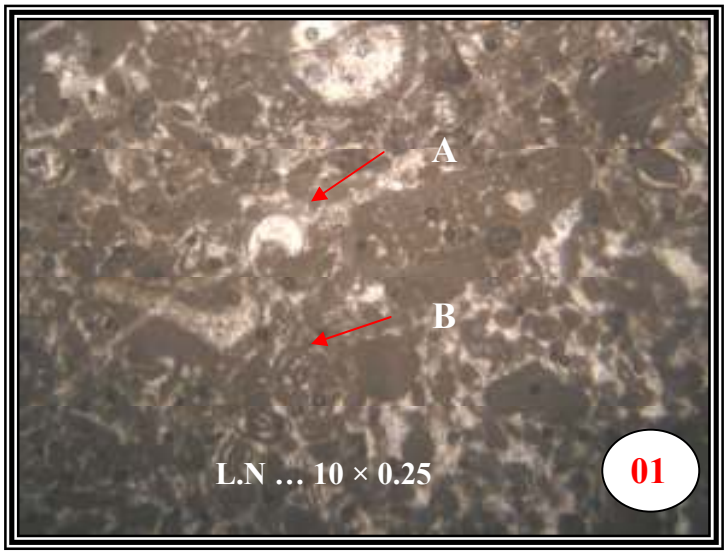
Fig.1 Biopelmicrosparite à gastéropodes lamellibranches et foraminifères benthiques
Packstone à Grainstone
(A) Gastéropode (B) Miliole
Coupe Djebel Chattabah « éch. Z10») Albien

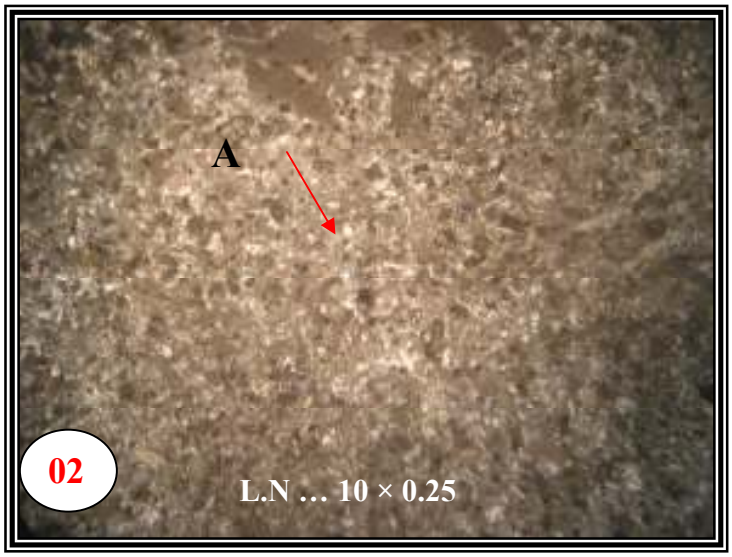
Fig.2 Biopelmicrosparite a biosparite pelletoidal à échinodermes et foraminifères benthiques
Packstone à Grainstone
(A) échinoderme
Coupe Djebel Chattabah « éch. Z17») Cénomano-Turonien

Fig.3 Biopelsparite
Grainstone
(A) Echinoderme
Coupe Djebel Felten « éch F8, F9 ») Albien et Vraconien)

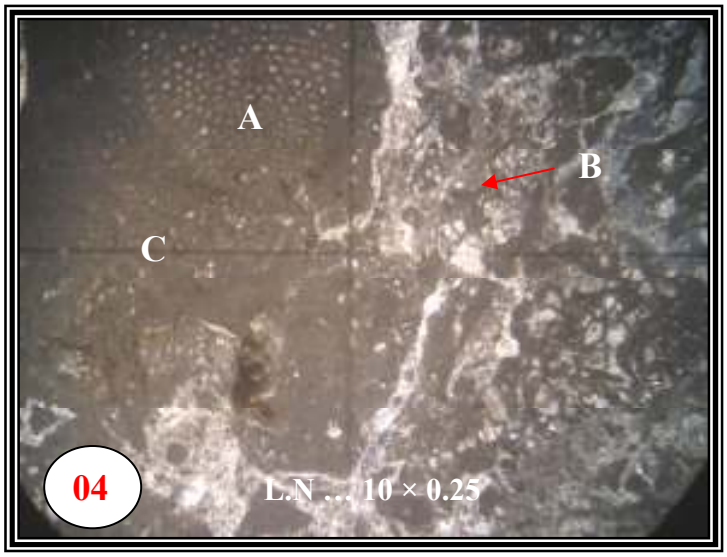
Fig.4 Microbréche a Orbitoline et foraminifères benthiques
Packstone
(A) Orbitolina Dictyoconus (B) pseudocyclammina (C) Miliolidés
Coupe Djebel Chattabah « éch. Z1») Barrémien

PLANCHE X









ANNEXE XI

N°	Constituants Orthochemes			Constituant s Allochèmes (éléments carbonatés)										Eléments non carbonatés				Texture
							Bioclastes											
	Mic	Mspa	Spa	INT	OOL	PEL	Forme Pel	Forme bent	ECH	LAMIL	RUD	ALG	AUTRES	QZ	DOL	SIL	Nom de la roche selon FOLK 1959	
F1	A							R	R	R							Micrite à unisérie et échinodermes	M à W
F2	F	A		R		F		A		R							Biomicrosparite à lamellibranche	W à P
F3		A		R				R		A	R		Orbitoline				Biomicrosparite à Orbitoline	W à P
F4	A							A					Ostracodes				Biomecrite à fora benthiques	W
F5A	A			R		R		F		F			Gastéropode				Bio micrite à lamillibranches	W à P
F5B	A							A									Bio micrite à fora benthiques	W
F6			A	R				F		F			Orbitoline	R			Biosparite à Orbitoline	G
F7			A							F	R		Orbitoline	R			Biosparite à Orbitoline	G
F8		A				A		F	R			F		R			Biopelsparite	G
F9			A			A		F	R			F					Biopelsparite	G (H-G)
F10		A				A		R	R			F		R			Biomicrosparite à pellets	G
F11		A		R		A		R	F	R				R			Biosparite à pellets et	G
F12	F	A				A		R	F	R							Biosparite à pellet	G
F13		A				A	R		F	R							Pelbiosparite à échinodermes	G
F14			A							F	R		Orbitoline				Biosparite à Orbitoline	G
F15		A	F							R			Gastéropode Coraux				Biomicrosparite à coraux	W à P
F16			A							F			Gastéropode				Biosparite à coraux	W
F17			A							F			Coraux				Biosparite à coraux et	W à P
F18		A	F	R				R		F			Coraux Gastéropode Orbitoline				Biomicrosparite à coraux et lamillli	W à P

A ABONDANT

F FREQENT

R RARE

ABSENT

Constituants Orthochemes			Constituant s Allochèmes (éléments carbonatés)										Eléments non				Texture	Age	Niveau
						Bioclastes													
Mic	Mspa	Spa	INT	OOL	PEL	Forme	Formebent	ECH	LAMIL	RUD	ALG	AUTRES	QZ	DOL	SIL	Nom de la roche selon FOLK 1959			
		A					A		R			Orbitoline				Microbreche à Orbitoline	P	Aptien	I
	A		F					R	F			Coraux				Biosparite à coraux	W à P		
	A	R			A			R				Gastéropode				Biomicrosparite pelloidal à	G		
A																micrite à bioclastes	M à W		
	A				A		R	R	F		F					Biosparite pelloidal à algue	G		
A							R				F	Gastéropode				Bio micrite à Gastéropode	W		
		A	R		A						F					Biosparite pelloidal à algue	G	Albien et Vraconien	II
A											F	Coraux				Bio micrite à coraux et algue	W à P		
A							R	R	A			Orbitoline				Bio micrite à lami et Orbitoline	W		III
A	A		F		F		F		F		R	Gastéropode				Biomicrosparite à Gastéropode	P à G		
	A		R		F				F			Orbitoline Coraux				Biomicrosparite pelloidal à coraux	P à G	Cénomanien et Turonien	
A	F		F			R			F		R	Gastéropode Calpionelles				Intra micrite à Gastéropode	P		IV
	F	A	R				F		F	R		Coraux				Biomicrosparite à	W à P		
	A				R	R		A								Biomicrosparite à	W		
A	F				R		R	A	R							Biomicrosparite à	W à P		V
	A		R				R	A				Coraux	R			Biomicrosparite à échino et coraux	W		
A	F				A		F	F			R					Biopelmicrosparite pelloidal à échinodermes	P à G		
A						A										Biomicrrite à fora pélagiques	W à P		

A ABONDANT

F FREQENT

R RARE

ABSENT

N°	Z1	Z2	F3	Z4	Z5	Z6	Z7	Z8	Z9	Z10	Z11	Z12	Z13	Z14	Z15	Z16	Z17	Z18
Niveau	I				II			III					IV					
Age	**Barrémien**				**Aptien**			**Albien**				**Cénomanien et Turonien**						**Séno nien**