

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR &
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE CONSTANTINE 1
FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE
ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE
DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES

N° d'Ordre.....
Série.....



MEMOIRE DE MAGISTER

Présenté pour l'obtention du diplôme de magister en géologie

Option : Ressources énergétiques

**Caractérisation des paléoenvironnements des calcaires
aptiens des Dj. Bou Arif, Dj. Fedjoudj, et Dj. Tarf
et Potentialités en hydrocarbures.**

Par

BOURAYOU Riadh

Devant le jury :

Président : **BOUREFIS A.** Professeur Université des Frères Mentouri, Constantine (I)
Encadreur : **MARMI Ramdane** Professeur Université des Frères Mentouri, Constantine (I)
Examineur : **CHADI M.** MCA Université des Frères Mentouri, Constantine (3)
DJAIZ F. MCA. Université de Batna (2).

Constantine, 2017

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes remerciements à tous ceux qui m'ont aidé et encouragé. Ma reconnaissance s'adresse tout particulièrement à :

Monsieur Marmi Ramdane, professeur à l'université de Constantine (UM1), qui a accepté la direction de ce travail et auquel m'avait proposé le sujet sur la caractérisation des calcaires de l'Aptien du domaine préatlasique et leurs potentialités en hydrocarbures.

Je tiens à remercier mes Enseignants de l'université de Constantine 1 qui ont accepté de faire partie de mon jury.

Je tiens également à remercier tous mes enseignants du département des sciences géologiques de l'université de Constantine (UM1), pour les conseils et le soutien moral.

Le soutien moral et le comportement amical des mes collègues du projet de Tunnel PK-9 MILA, SEDDIKI, BENKARA, HAMLAT et à tous mes amis du groupe de contrôle du maître de l'ouvrage, BOUGAROUA. R, S. BENMOUKADEM et B. ROMANI.

Enfin, je réserve mes plus profonds remerciements à toute ma famille, spécialement ma mère et mon père et à mon épouse pour sa patience et leur soutien moral, sans limite.

Merci

Sommaire

ملخص.....	12
RESUME.....	12
ABSTRACT.....	13

CHAPITRE I : GENERALITES

1. INTRODUCTION.....	16
2. METHODOLOGIE ET BUTS DE TRAVAIL.....	16
3. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	17
4. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL.....	18
4.1.La chaine des Maghrebides.....	18
4.2.Le domaine interne.....	18
4.3.Le domaine externe.....	20
5. L'AVANT PAYS DES MAGHRÉBIDES	
5.1.L'avant pays septentrional.....	24
5.2.L'avant pays méridional (Atlasique).....	24
5.2.1. Le massif de l'Aurès.....	24
5.2.2. Les monts d'Ain Yagout.....	24
5.2.3. Les monts de Batna-Bellezma.....	25
5.2.4. Anticlinal du Djebel Bou Arif.....	25
5.2.5. Bassin de Timgad.....	25
6. EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE	
6.1. La zone tellienne.....	25
6.2. Chebket es Sellaoua.....	25
6.3. La zone des massifs calcaires.....	25
6.4. L'avant pays Autochtone.....	25

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE REGIONALE

7. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE.....	28
7.1. LES FORMATIONS DU SECONDAIRE.....	29
7.2. LES FORMATIONS TERTIAIRE.....	53
7.3. LES FORMATIONS QUATERNAIRE.....	55
7.4. CADRE STRUCTURAL	
7.4.1. L'accident sud atlasique.....	56
7.4.2. Les structures du domaine atlasique.....	57
7.4.3. Bassin des Aurès.....	55

7.4.4.	Les Aurès et les monts de Batna	58
7.5. CONTEXTE TECTONIQUE GENERAL		
A.	Rappel sur les phases tectoniques compressives	62
7.5.1.	Les événements tectoniques durant le secondaire	63
7.5.2.	Les événements tectoniques durant le Cénozoïque	64
7.5.3.	Les événements tectoniques durant le Quaternaire	65

ETUDE DES FORMATIONS GEOLOGIQUES

7.6. LES COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUES			66
7.6.1.	La coupe de M ^{ta} Ain Beïda.....	68	
7.6.2.	La coupe de zerdane	73	
7.6.3.	Le Flanc occidental de Kef mennchar	81	
7.6.4.	La coupe de kef mennchar	85	
8. CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES			
8.1.	Profil I (AMR-1, Bou Arif, FDJ-1, BS, TK, SB-1, DEF, GE).....	92	
8.2.	Profil II (JHF-1 bis, MKN-1, SER-1, BDJ-2).....	94	
8.3.	Conclusion	95	

CHAPITRE III ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

1.	Notion de base.....	98
2.	Nanalyse faciologique	109
3.	Méthodes.....	110
4.	Définition et interpretation des microfacies.....	113

ANALYSE DES MICROFACIES (COUPE BS-TK ET FEDJ)

5.1.	COUPE DE DJ. BOU SIF (BS)	114
5.2.	COUPE DE THENIET EL KEBCH (TK)	134
5.3.	COUPE DE DJ. FEDJOUJ (FEDJ)	150

CHAPITRE IV MODEL SEDIMENTOLOGIQUE

1.	Introduction	167
A.	Environnement lagunaire restreint a semi restreint "mf 8" et "mf 9"	167
B.	Environnement du complexe recifal (mf-1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7).....	167
B.1.	BANCS OOLITHIQUES AVANT BARRIERE.....	167
B.2.	BANCS OOLITHIQUES ARRIERE BARRIERE	169
B.3.	RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE	169
B.3.1.	COUPE DE DJ. BOU SIF (BS)	169

B.3.2. COUPE DE THENIET EL KEBCH (TK)	170
B.3.3. COUPE DE DJ. FEDJOUJ (FEDJ)	171
4. EVOLUTION DIAGENITIQUE DES CARBONATES	172
4.1 FIGURES DIAGENITIQUES ET LEURS INTERPRETATION.....	172
4.2 SUUCESSION DES PHASES DIAGENETIQUES.....	177
5. CONCLUSION	179

CHAPITRE V : POTENTIALITES EN HYDROCARBURES

1. Notion de base.....	182
1.2 LE SYSTEME PETROLIER	185
1.2.1 LA ROCHE MERE	187
1.2.2 LA MIGRATION PRIMAIRE	189
1.2.3 LA ROCHE RESERVOIRS	189
1.2.4 LA MIGRATION SECONDAIRE	190
1.2.5 LES ROCHES DE COUVERTURES	190
1.2.6 ACCUMULATION ET PIEGEAGE DES HC	191
1.2.7 LA PRESERVATION DES HC	193
2. SYSTEME PETROLIER POTENTIELS AU NORD DE L'ALGERIE	
2.1. Caracteristiques geochimiques des niveaux roches meres.....	196
2.1.1. roche mere de L'albien sup- Dj. Amrane:	196
2.1.2. roche mere du Cénomanién	198
2.1.3. roche mere du Turonien	199
2.1.4. roche réservoir	
2.1.4.1 Le réservoir Aptien	199
2.1.4.2 Le réservoir Albien	201
2.1.4.3 Le réservoir du Cénomanién Supérieur	201
2.1.4.4 Le réservoir du Turonien Inf-moyen	202
CONCLUSION	203
CONCLUSION GENERALE	205
ANNEXE 1	207
ANNEXE 2	208
BIBLIOGRAPHIE	216

Liste des figures

Figure	Page	Titre
Fig.01	17	Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000 ^e + Tracé de coupes, Modifie.
Fig.02	19	Carte de localisation des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale.
Fig.03	20	Position des différentes unités géologiques des Maghrébides, d'après M. Durand Delga, 1969)
Fig.04	23	Édifice structuraux méridional et septentrionale de l'avant-pays des Maghrébides (Carte modifiée d'après D. Bureau, 1970 et J.M. Vila, 1980).
Fig.05	26	Structure en baïonnette du Djebel Bou Arif, à l'Est de Batna (d'après Bureau, 1986).
Fig.06	31	Colonne lithostratigraphique du jurassique du Dj. Toumbaït Est (Marmi, 1995).
Fig.07	33	Colonnes lithostratigraphique comparatives des séries du Jurassique du Ravin Bleu (Marmi., 1996).
Fig.08	36	Corrélation lithostratigraphique du Crétacé au Nord des Aurès (Marmi, 1995).
Fig.09	39	A-B Représentation schématique du Crétacé inférieur et supérieur du Dj. Bouarif, J. M. Vila (1980)
Fig.10 A/B	42	Colonne lithostratigraphique de l'Aptien du Dj. Fedjoudj-Tarf, Marmi, (1995).
Fig.10-C	43	Position des puits dans l'Atlas Saharien, SLA, MKN, JHF et SER.
Fig. 10-D	45	paléogéographie à l'Aptien, Belfar (2005).
Fig. 10-E	46	Carte en isopaque d'Aptien Sud est Constantinois, Bentaalla 2008.
Fig. 11	48	Lithostratigraphie dans les puits AMR-1 et AMK-1, Chacha (2012)
Fig. 12	49	Colonne lithostratigraphique de Mennchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord, Djaiz. 2011).
Fig. 13	51	Log Lithostratigraphique et corrélation entre Dj. Bouarif et Hanout Kébir.
Fig. 14	59	les grands traits structuraux d'Algérie Nord-Oriental Marmi, (1995).
Fig. 15	60	Esquisse structurale des Aurès, Hamimat et Nementchas

Fig. 16-A/B	61	Coupes représentant les structures plissées hérités de la phase atlasique avec la base chevauchante vers le sud; a : Front du chevauchement, B : Anticlinal de Bou Arif et Synclinal de Tagratine ; Ghandriche. (1991).
Fig. 17	67	Localisation des profils, Extrait de la carte N°174 de Aïn El KSAR (Ex-El Madher).
Fig. 18	70	Ensemble N°1, marneux et marno-calcaire, Turonien "moyen et supérieur.
Fig. 19	72	Ensemble N°2 ; Marnes verdâtre et gris bleuté du Cénomaniens.
Fig.20-A	74	Coupes géologiques de M ^{ta} Ain Beïda flanc méridional de Dj. Bou-Arif, SO de Kef Mennchar Kef.
Fig. 20-B	75	Colonne lithostratigraphique au lieu dit Ain Baïda, flanc méridional de Dj. Bou Arif, SO de Kef Mennchar Kef.
Fig. 21	76	Ensemble N°1, coupe Zerdane, SO du flanc méridional de Bou Arif.
Fig. 22	77	Ensemble N° 1- Cénomaniens, Contacte Albien-Cénomaniens.
Fig. 23	78	Faciès marneux à aspect noduleux du Cénomaniens à Ammonites.
Fig. 24-A	79	Coupe géologique Zerdane, Flanc méridionale Dj. Bou Arif
Fig. 24-B	80	Colonne lithostratigraphique au lieu dit Zerdane, flanc méridional de Dj. Bou Arif, NO de Kef Mennchar Kef.
Fig. 25-A	83	Coupes géologiques de M ^{ta} Ain Beïda flanc méridional de Dj. Bou-Arif, SO de Kef Mennchar Kef.
Fig. 25-B	84	Colonne lithostratigraphique Dj- Zerdane, flanc SO Bouarif.
Fig. 26	85	4 ^{eme} profil, Kef Mennchar (versant SE de Dj. Bou Arif).
Fig. 27-A	87	Coupes géologiques à l'Ouest de Kef Mennchar (versant SE de Dj. Bou Arif).
Fig. 27-B	88	Colonne lithostratigraphique Kef Mennchar, flanc SO Bouarif.
Fig. 28	90	Localisation des puits réalisés, permis d'Ain Baida, Extrait de la carte géologique 1/500.000 Nord-est de l'Algérie.
Fig. 29	92	Profil I- Corrélation lithostratigraphique SO-NE passant par les puits : AMR-1, FDJ-1, AMK-1, SB-1, GE-1, DEF-1, Ech=1/20000.
Fig. 30	94	Profil II- Corrélation lithostratigraphique SO-NE passant par les puits : JHF-1, MKN-1, SER-1, BDJ-1., Ech=1/20000.

Fig. 30	96	Profil II- Corrélation lithostratigraphique O-E passant par les puits : JHF-1, MKN-1, SER-1, BDJ-1.
Fig. 31	100	Schéma montrant la répartition des différents environnements dans une plateforme carbonatée possédant une barrière récifale, Turcker (1995).
Fig. 32	102	Classification de Folk (1962).
Fig. 33	103	Classification de Dunham (1962), élargie par Embry & Klovan (1971).
Fig.34	104	Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975) (Hauteurs fortement exagérées).
Fig.35	107	Microfaciès standards de rampe, Boulvain, 2008.
Fig.36	108	Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques (Moore, 2001).
Fig.37	110	Profil de la plate forme (Yahiaoui, 1990).
Fig.38-A	111	Tracé de la coupe TK "Theniet el Kebch", Marmi, 1995.
Fig. 38-B	112	Tracé de la coupe BS "Bou Sif. "Dj-Tarf", Marmi, (1995).
Fig. 39- A.B	115-116	Wackestones à Orbitolines et Foraminifères.
Fig. 40	118	Wackestones à Orbitolines, foraminifères.
Fig. 41	120	Wackestones à foraminifère.
Fig. 42	122	Wackestones à Orbitolines-Bioclastes.
Fig. 43- A.B	126	Grainstone à pseudo-Oolithe "Bahamite" et à Bioclastes.
Fig. 44	126	Dolosparite.
Fig. 45- A.B	127	Grainstone à Péroïdes, Mollusque et Coraux tabulés.
Fig. 46 A.B	130-131	Wackestones à lithoclastes, "Oncoïdes".
Fig. 47	132	Microquartzite.
Fig. 48	132	Dolosparite.

Fig. 49	133	Evolution verticale du microfaciès de la coupe " BS" dans les calcaires d'âge Aptien.
Fig. 50-51	135-137	Grainstone à oolithe et à Orbitolines.
Fig. 52	139	Grainstone à Oolithes, silteux à Orbitolines.
Fig. 53	142	Wackestones-Packstones à Miliolles, Foraminifère et Péroïdes
Fig. 54	144	Packstones Grainstones à Pseudo-Oolithes, MCG et Algues.
Fig. 55	146	Grainstones à Oolithes micritisés de type bahamite.
Fig. 56	148	Mudstone en Structures Ovoïdes (Birds eyes).
Fig. 57	149	Evolution verticale du microfaciès de la coupe " TK" dans les calcaires d'âge Aptien.
Fig. 58	150	Mudstone à Foraminifères.
Fig. 59	152	Packstones à Orbitolines silteux et Lamellibranches, Péroïdes et à Dolomite.
Fig. 60	154	Packstones Grainstones à Orbitolines, Péroïdes et Foraminifère
Fig. 61- A.B	156-157	Wackestones à Orbitolines et à Pellètes.
Fig.62	158	Grainstones à Oolithes et Coraux Tabulés.
Fig. 63 A- B	159-160	Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes.
Fig. 64 A- B	162-163	Grainstones à Oolithes.
Fig.65	164	Dolomite.
Fig. 66	165	Evolution verticale du microfaciès de la coupe " Fedj "dans les calcaires d'âge Aptien.
Fig. 67	168	Evolution verticale des trois coupes (Fedj, BS et TK).
Fig. 68	172	Wackestones à Encoïdes, Grainstone à Oolithes, Bioclastes et Echinodermes.
Fig. 69	173	Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes.

Fig. 70	173	Faciès Oolithique "Bahamite".
Fig. 71	173	packstones à débris de rudistes (1 : ciment sparitique).
Fig. 72	174	deux arrangements des joints stylolithiques)
Fig. 73	174	Silicification et Épigénisation quartz.
Fig. 74	175	Silicification et Épigénisation quartz.
Fig. 75 A-B	176	dolomie ferrifère Idiotope.
Fig. 76	176	Contacte Progressive entre une Texture Packstone et une Dolomitisation.
Fig. 77-78	177	fragments de lamellibranches et de rudiste partiellement perforées.
Fig. 79	179	Succession des Phases Diagénetiques Probable Affectant les Trois Coupes Analysées (BS-TK et FEDJ). BOURAYOU. 2016.
Fig. 80	182	Schématisation de la formule brute de l'Octane
Fig. 81	183	Fractions d'hydrocarbures : (a) Modèle structural d'un kérogène (b) Exemples de molécules organiques typiques de la fraction extractible. Béhar & Vandembroucke (1986).
Fig. 82	184	Diagramme de Van Krevelen indiquant la composition élémentaire des quatre principaux types.
Fig. 83	186	Évolution générale de la matière organique en fonction de la profondeur. D'après Tissot & Welte et Edman & Surdam- Baudin, Tribouillard & Trichet.
Fig. 84	188	Pyrolyse programmée, exemple d'un pyrogramme.
Fig. 85	191	Modèle d'un système pétrolier.
Fig. 86	192	Différents types de pièges structuraux.
Fig. 87	193	Coupe schématique de pièges stratigraphiques et structuraux.
Fig. 88	194	Localisation des puits réalisés antérieurement dans le bassin atlasique.
Fig. 89	195	Les différents systèmes pétroliers du domaine minier Nord algérien de la série Mésocénozoïque (Bracène 2002).
Fig. 90	197	Carte d'isochimies des niveaux roches mères du Vraconien. (Haddadi, 98).

Fig. 91	197	Carte de maturation des niveaux roches mères du Vraconien. (Haddadi, 98).
Fig. 92	198	Carte d'isorichesses des niveaux roches mères du Cénomanién. (Haddadi, 98)
Fig. 93	198	Carte de maturation des niveaux roches mères du Cénomanién. (Haddadi, 98)
Fig. 94. A	199	Carte d'isorichesses des niveaux roches mère du Turonien, (N. Haddadi, 98)
Fig. 94. B	199	Carte d'isorichesses des niveaux roches mère du Turonien, (N. Haddadi, 98)

Liste des Tableaux

N° Tableau	Page	Titre
Tab. 1	186	la maturation éléments-processus dans un système pétrolier.
Tab.2	187	la relation PRV / phase de maturation.
Tab.3-a	188	Paramètres de caractérisation des roches mères
Tab.3.b	189	
Tab.3-c	189	
Tableau 4	196	Caractéristiques géochimiques des niveaux des roches mères de L'Albien supérieur.
Tableau 5	201	Caractéristiques pétrophysiques du réservoir Aptien, Chacha, (2011).
Tableau 6	202	Caractéristiques pétrophysiques des niveaux réservoirs du Cénomano-Turonien.

ملخص

تقع منطقة الدراسة في السلسلة الأطلسية يحدها من الشمال التركيبية الغير مستقرة الالكتونية و من الجنوب التركيبية الشبه مستقرة , حيث أن منطقة الدراسة تنتمي إلى اللوح القاري الإفريقي حيث أن التكتونيك لعبت دور جوهريا في وضع مختلف جميع التراكيب التكتونية.

التطور البنيوي للسلسلة الأطلسية مرتبط بأحداث تكتونية متعاقبة عبر الزمن , مند نهاية زمن الطور الأول إلى يومنا هذا.

مختلف الأراضي المستكشفة التي تنتمي إلى السلسلة الأطلسية (جبل بوعريف , فجوج و الطرف) تنتمي إلى زمن الطور الثاني و الثالث متكونة من تربة طينية و كلسية و تحتوي على تعاقيات ظرفية متكونة من مواد طينية و أحجار رملية , التي تنتمي إلى زمن الطور الثاني و الثالث.

على صعيد الترسيبات : الصخور الكلسية ذات عمر الأبيسيان في السلسلة المدروسة تنتمي إلى المجال البحري الشبه داخلي و الداخلي , حيث أن معظم الترسيبات المدروسة تنتمي إلى السلسلة المرجانية المتكونة من سحنات الأووليتيك , حيث أن هذه السحنات تعتبر من المناطق التي يتم البحث فيها خاصة عندما يتعلق الأمر بسلسلة مرجانية و هذا متعلق بخصائصها البيتروفيزيائية.

على الصعيد التكتوني : معظم التضاريس الجيولوجية متكونة طيات ذات اتجاه أطلسي سائد أما الفوالق فهي ذات اتجاه ش -ج غ و ش غ - ج ش , حيث أن هذه الأخيرة هي التي قامت بتجزئة حوض تيمقاد.

على مستوى الإمكانات النفطية و إستنادا إلى البيانات المختلفة (الجيولوجية و الجيوفيزيائية) للمناطق المجاورة المستكشفة , و اعتمادا على صعيد الترسيبات للمنطقة المدروسة التي تنتمي إلى زمن الابسيان , اعتمدنا في دراستنا على طريقة المقاربة للمناطق المجاورة من أجل استخلاص أوجه التشابه بين ترسيبات زمن الأبيسيان للمنطقة المدروسة مع المناطق المجاورة , و احتمال وجود مواد نفطية , متمركزة في الصخور الأم أو صخور الحوض.

الترسيبات التكلسية الأوولوتية تعتبر من المجالات التي يتم البحث فيها على مواد نفطية مختزنة حول مختلف أرجاء العالم.

Résumé

La zone d'étude fait partie du domaine atlasique bordée au nord par le domaine parautochtone et au sud par le domaine autochtone. A l'échelle régionale, ce domaine atlasique appartient à la marge de la plaque africaine. La tectonique alpine a joué un rôle fondamental dans la mise en place des différentes structures. Son évolution structurale est liée à des événements tectoniques se succédant au cours des temps, dont les plus importants se rapportent au Méso-Cénozoïque.

Les terrains rencontrés dans la région d'étude sont généralement d'âge Méso-Cénozoïque, constitué de faciès essentiellement marin à dominante carbonatée, intercalés épisodiquement par des dépôts argilo-gréseux, correspondant au Néocomien, Barrémien, Albien inférieur et Miocène.

Sur le plan sédimentologique, les calcaires de l'Aptien au niveau de la série des massif, Bou Arif-Dj. Fedjoudj et Tarf font partie du domaine interne subtidal à intertidal, dont la majorité des faciès dépend à un complexe de barrière, caractérisé généralement par un faciès oolithique. Ce dernier constitue principalement un intérêt pétrolier lorsqu'il s'agit d'un domaine de barrière récifal et à cause de ses caractéristiques pétrophysiques.

Sur le plan tectonique, les différentes structures se caractérisent par des plissements de direction atlasique (NE-SO) et des accidents tectoniques orientés suivant deux principales directions : NE-SO et NO-SE.

Sur le plan potentialités en hydrocarbures et sur la base des données récoltées sur les régions voisines, le potentiel en hydrocarbure de la région d'étude a pu être estimée qualitativement par corrélation du contexte sédimentologique global des calcaires d'âge aptien dans lesquels se manifestent des faciès oolithiques et récifaux. Ces derniers caractères des formations carbonatées, à travers différentes régions du monde, sont synonymes d'indices potentiels en hydrocarbures.

Mots clés :

Domaine Atlasique, faciès oolithique, Potentiel en hydrocarbures, Sédimentologie, Paléoenvironnements, Tectonique.

Abstract

The study area matches the Atlas area surrounded to the north by immigrant area and south by the area parautochtone. The whole part of the margin of the African plate to which the Alpine tectonics plays a crucial role in setting up different structures. Its structural evolution is related to tectonic events succeeding in the time since the end of the Paleozoic until today.

The terrain encountered in the study area are generally of Meso-Cenozoic age, consisting essentially of marine facies carbonate clay interspersed occasionally by clay and sandstone deposits, corresponding to the Neocomian, Barremian and Albian and lower Miocene.

On the sedimentological level, the limestones of the Aptian at the series of massive, Dj. Fedjoudj, Bou Arif and Dj Tarf part in internal domain subtidal to intertidal facies in the majority depends on a complex barrier, generally characterized by oolitic facies. This is usually sought when mainly be a barrier reef area and because of their petrophysical characteristic.

On the tectonic map, different structures are represented by structures of Atlas plicative direction (NE-SW) and the compartmentalized Timgad basin south.

The hydrocarbon potential map and the data areas (geological and geophysical) surrounding and by correlation with the sedimentological context of the region, the Aptian age limestone could be a real tank.

The interest in the study of Oolitic deposits along the barrier complex is the result of discoveries of oil in many parts of the world.

Keywords :

Atlasic field, oolitic facies, hydrocarbon discoveries, Dj. Fedjoudj, Bou Arif, Tarf, sedimentology.

Chapitre I : Généralités

1. INTRODUCTION

Notre terrain d'étude occupe la partie occidentale de l'anticlinal oriental de Bou Arif et Dj Fedjoudj, auxquels s'ajoutent les formations du Dj. Tarf, globalement faisant partie aux formations parautochtones et autochtones Aurésien, rapportées à un environnement de type plateforme caractérisant un milieu marin essentiellement à dominante marno-carbonatée appartenant au crétacée inférieur.

Elle se trouve à la convergence du domaine préatlasique, qui se caractérise par un style tectonique marqué par des chevauchements des massifs septentrionaux (Chainon de Bou Arif,...). L'ensemble est affecté par de grands accidents décrochant de direction E-O devenant NO-SE. Cette structuration est la conséquence d'un héritage tectonique Méso-Cénozoïque.

Le travail que nous avons entrepris et que nous présentons ci-après, consiste notamment à décrypter les caractéristiques du paléoenvironnements des calcaires de l'Aptien à l'Est de Batna, celle à Dj. Bouarif, Dj. Fedjoudj et Tarf, ainsi que à la définition des phases diagénétiques, définissant le milieu, le paléoenvironnements, afin de définir les caractéristiques pétrophysique de la roche réservoirs.

En conséquence, une étude de sédimentologique est primordiale à la caractérisation du milieu de dépôt, entrecoupé avec une corrélation de microfaciès des trois coupes, afin d'appréhender le déroulement spatiotemporelle, faciologiques du milieu de dépôt et leur potentialité en hydrocarbure.

2. METHODOLOGIE ET BUTS DE TRAVAIL

Les objectifs fixés consisterons à l'étude des calcaires d'âge Aptien de Dj Fedjoudj, Dj Bouarif et Tarf, du point de vue sédimentaire afin de caractériser le paléoenvironnements des formations d'âge Aptien et d'interpréter leurs évolutions spatio-temporelles.

Le travail est structuré en cinq chapitres qui sont:

- **Chapitre I** : une représentation géologique générale de la région d'étude.
- **Chapitre II** : Caractérisation lithostratigraphique des unités observées de la région d'étude.
- **Chapitre III** : Analyse et description des échantillons au microscope Binoculaire combiné à une étude de microfaciès pour les trois coupes dans des endroits différents, celle réalisées sur l'apophyse septentrionale du Dj. Tarf (coupe BS), une coupe réalisée sur le flanc méridional du Dj. Fedjoudj (coupe TK) sur le lieu dit Theniet el Kebch et la dernière coupe (coupe Fedj) du Dj. Foudjoudj.
- **Chapitre IV** modèle sédimentologique.
- **Chapitre V** : Potentialité en hydrocarbure.
- Et en fin une conclusion générale.

A la fin de ce travail, deux types d'annexes sont regroupés :

- Recueil des principaux termes sédimentologique utilisés dans ce travail ;
- En dernier suit la bibliographie.

La méthodologie suivie dans notre travail consiste en une recherche bibliographique afin d'orienter nos recherches aux objectifs voulus. Un travail fondamental est consacré au terrain où nous avons levé trois coupes géologiques, dont les échantillons sont accompagnés des :

- Observations de terrain avec une description des faciès ;
- Observation des échantillons à l'aide du microscope binoculaire ;
- Analyse microscopique servant à l'étude de microfaciès qui permettra de mettre en évidence le paléoenvironnements envisagé.

3. CADRE GEOGRAPHIQUE

- **Localisation :**

La Figure 01, très schématique, indique la position de la zone étudiée, située au domaine préatlasique, faisant partie d'un ensemble orogénique magrébin. Il s'agit de la série carbonatée de Dj Bouarif, Dj Fedjoudj et Dj Tarf, bordé au Nord par le môle méridionale néritique d'Ain M'Lila et au Sud par le Bassin de Timgad (**Fig. 1**).

- **Climat, pluviométrie et végétation :** Le climat de la région est caractérisé par un climat continental avec des hivers rudes et pluvieux et des étés secs et chauds, de type semi-aride, avec des précipitations faible et irrégulière d'une année à une autre, Ghodbana. M, (2009).

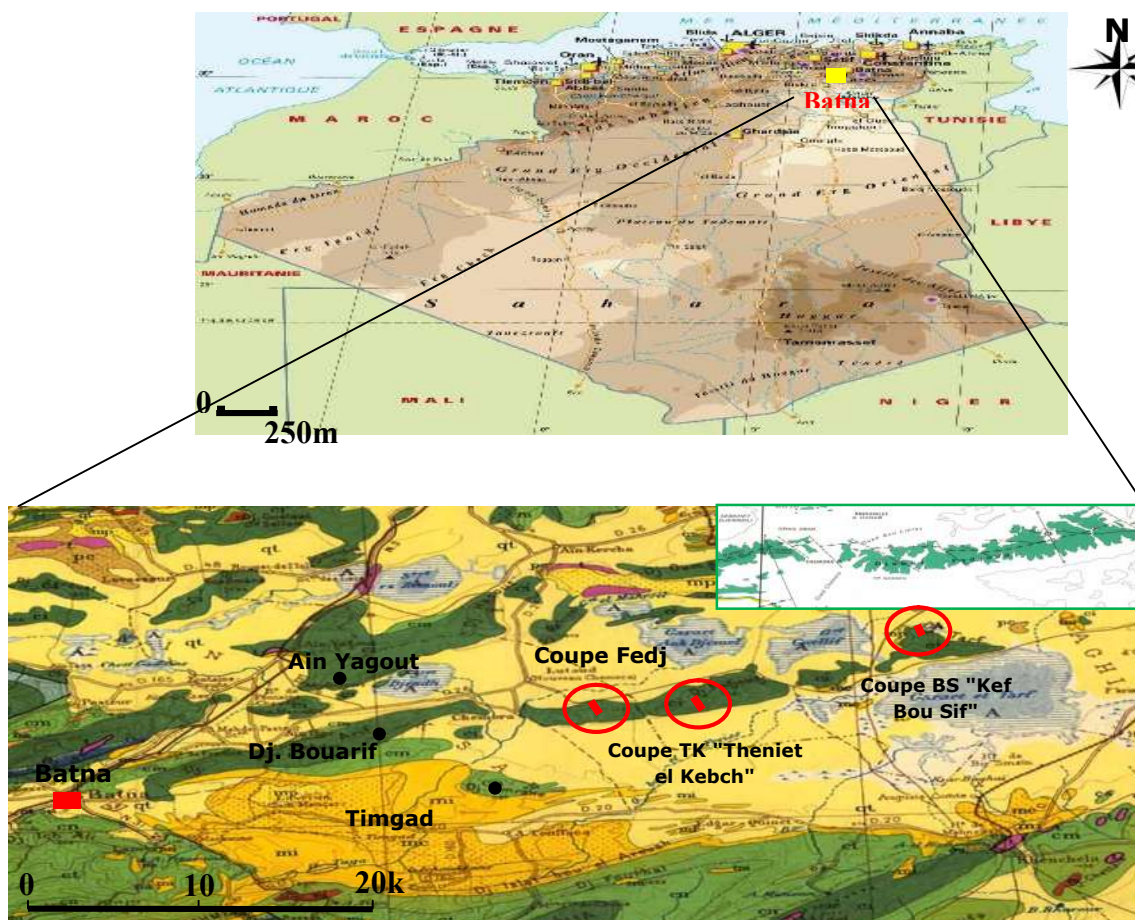


Fig. 01- Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000^e + Tracé de coupes, Modifié.

La zone est limitée au Nord et à l'Est par de nombreuses Sebkhia et Garaet telle que au Nord Garaet Guellif et Gara et Ank Djemel, à l'Est Garaet et Tarf. Au Nord de Dj. Bou Arif, toutes les eaux de surface se dirigent soit vers le Chott Gadaïne, soit vers la Sebkhia Djennouli. Le versant Sud de Djebel Bou Arif alimente l'Oued Chemora qui se répand dans les dépressions situées plus au Nord- Est, au Nord de l'axe Djebel Bou Arif- Djebel Fedjoudj.

4. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

4. 1. la chaîne des Maghrébides

Par leur affinité africaine, notre terrain d'étude fait partie aux zones externes de la chaîne des Maghrébides d'Algérie orientale.

Le nord de l'Algérie est composé de diverses unités géologiques et structurales, faisant partie de la chaîne alpine des Maghrébides qui s'étend de Gibraltar à la Calabre (Wildi, 1983, Durand-Delga, 1969). En Algérie, cet orogène peut être séparé en différentes parties: au nord le Tell, composée des Kabyliques, des flyschs et des nappes telliennes, et au sud, le système de l'Atlas intracontinental (**Fig. 2**).

On suppose aujourd'hui (Bouillin, 1980) que cette organisation pourrait être due à l'existence de lignes de faiblesse du craton Africain (J.M. Villa, 1980) orientées E-W, séparant de celui-ci une zone plus septentrionale, sorte de microplaque méso-méditerranéenne (Durand-Delga, 1980) ou Al.Ca.Pe.Ca (Bouillin et al, 1980). Cette microplaque dont il ne subsiste que quelques lambeaux en Afrique du nord (Rif septentrional, Kabylie) constitue les zones internes de l'orogène.

3. 2. Le domaine interne

Caractérisée par la présence du socle Kabyle revêtu d'une couverture de terrain métamorphique, charrié sur des terrains mésozoïques et cénozoïques (Bouillin-J-P 1977). Durand Delga, 1980, considère que la zone est encore comme le résultat d'une dilacération de la "microplaque méso-méditerranéenne" au cours du Miocène inférieur. Plus au sud, la zone interne est munie d'une Dorsale kabyle (ou "chaîne calcaire"). En Algérie orientale, sur la transversale du Constantinois, le socle kabyle constitue l'élément le plus interne des Maghrébides (Durand Delga, 1969).

4. 2. 1. le domaine des flyschs

Le domaine des nappes des flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile du jurassique moyen au Burdigalien. Il est lié, jusqu'à l'Eocène supérieur, à la bordure sud de la plaque d'Alboran (Wildi, 1980). Ce domaine a été l'objet de plusieurs études selon Durand Delga (flysch de Guerrouch ou flysch "Tithonique-néocomien"), L. Glangeaud (flysch "Albo-Aptien"), J.F.Raoult (le flysch massylien). La stratigraphie de ce domaine a été précisée selon des travaux récents celle de M. Durand Delga. Deux grands types de séries ont été définis: le flysch maurétanien (Gélard, 1969) et le flysch massylien (Raoult, 1969).

Plusieurs conceptions, controversées se sont succédées pour déterminer la position originelle des flyschs dans le cadre de la chaîne des Maghrébides. Les travaux antérieurs aboutissant à la définition du domaine de flyschs, exposant trois types ;

A- Le Flysch Maurétanien : constitué par des séries assez variées, ce qui a conduit de distinguer des séries "internes", "médiannes" et "externes" (Bouillin-J-P 1977).

B- Le Flysch Massylien

Le flysch Massylien est strictement Crétacé. Les chercheurs : L. Glangeaud (1925, 1932) et Raoult, (1969), distinguent deux unités de flyschs, de nature et d'âge distincts. L'ensemble à connait une activité volcanique discrets, Bouillin-J-P (1977).

C- Flysch Numidien.

Stratigraphiquement le flysch numidien est défini par trois termes, constitués par des

Kabyliques = Zones internes en Algérie (Socle cristallophyllien + Dorsale kabyle + Oligo-Miocène kabyle) ; Atlas intracontinental = Aurès + Atlas saharien + Atlas tunisien.
Rif + Tell = Maghrébides ; Zones Internes en Espagne = Nevado Filabrides, Alpujarrides et Malaguides ; Zones internes dans le Rif =Sebtides et Gomarides (dorsale rifaine). Zones internes en Italie = Monts Péloritain et dorsale Péloritain ; Trait plus gras : limite Des Zones Internes.

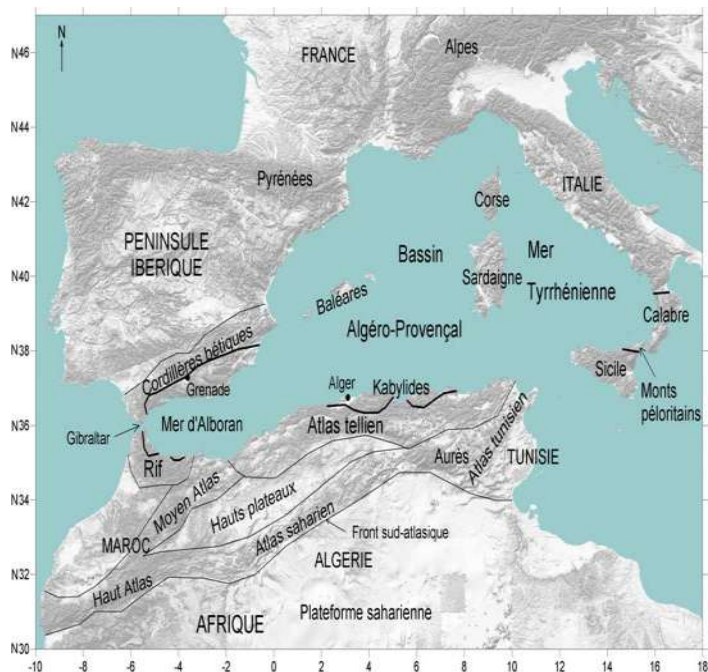


Fig. 02- Carte de localisation des principales unités géologiques composant le pourtour de la Méditerranée Occidentale.

formations gréseuses. Il a été longtemps considéré comme discordant sur les niveaux antérieurs, Raoult-J-F, (1969). Selon Durand Delga, (1980), le flysch numidien a été superposé tectoniquement à des terrains variés, parfois à des formations burdigaliennes, plus jeunes que les grès numidiens.

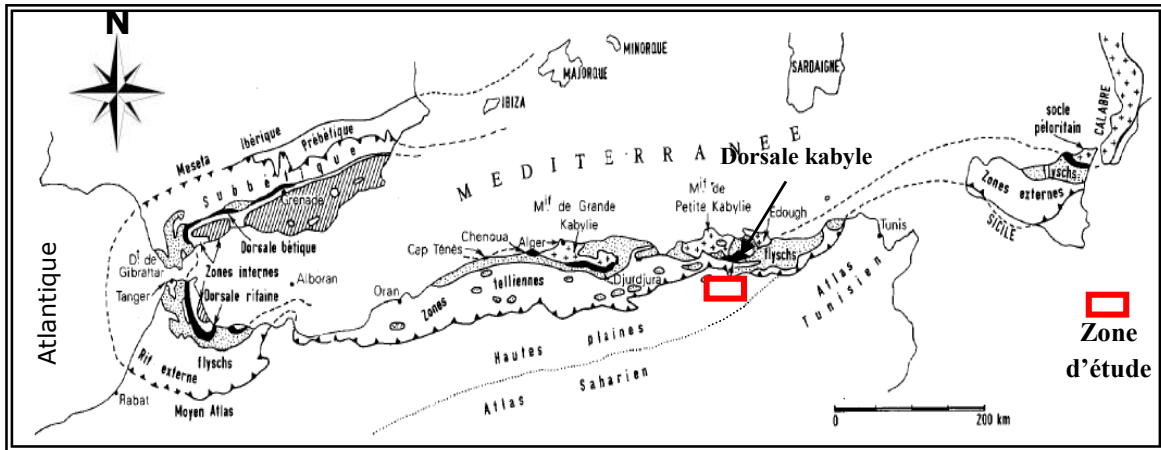


Fig. 03- Position des différentes unités géologiques des Maghrébides, d'après M. Durand Delga, 1969)

4. 3 le domaine externe

Le domaine externe tello-rifain représente la marge téthysienne du continent africain. Dans le Tell, les nappes des flyschs surmontent vers le Sud les unités externes et elle est chevauchés de leur coté par les unités des domaines interne. L'édifice des nappes du Tell externe est constitué par des unités enracinées (ou décollées en profondeur) et par des nappes de décollement. Ces dernières ont pu glisser dans les avant-fosses méridionales au cours du Miocène, Wildi. (1983).

4.3.1 L'ensemble Tellien.

Wildi (1980) en Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens les séries telliennes ont été découpées par les phases tectoniques tertiaires en trois grandes entités, dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Ce sont du Nord vers le Sud :

- Les unités ultra-telliennes, dont les formations typiques du Crétacé inférieur sont constituées par des marno-calcaires clairs ;
- Les unités telliennes *s. str.*, avec u Crétacé inferieur plus ou moins riche en dépôts terrigènes et où les intrications de faciès néritiques restent modérées du Crétacés Supérieur à l'Eocène.
- Les unités péni-telliennes et les unités méridionale à nummulites, à faciès néritiques prépondérant du Crétacé supérieur à l'Eocène. Ces séries montrent de grandes affinités avec celles de leurs avant-pays méridionaux, les unités sud-sétifiennes et l'unité néritique constantinoise.
- Les unités ultra-telliennes s'intercalent entre les nappes des flyschs en haut (et au Nord) et les unités telliennes s str. En bas (et au Sud) ; les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites chevauche au Sud l'unité néritique constantinoise

(à l'Est), les séries sud-sétifiennes et les unités des Sellaoua (plus à l'Ouest) ; elles sont surmontées par les unités tellienne s. str. Au Nord. Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites n'ont été distinguées, jusqu'au présent, qu'à l'Est de la terminaison orientale des Bibans.

5. L'AVANT PAYS DES MAGHRÉBIDES

5.1. L'avant pays septentrional

Il a fait l'objet de plusieurs études par de nombreux auteurs : Savornin (1920), Van de Fliert (1955), Dubourdiou (1956), Voute (1967), Guiraud (1973), Vila (1977, 1980), Bureau (1986), Lahondère (1987), Chadi (1991), Coiffait (1992), Marmi (1996), etc....

Wildi (1983) l'avant pays des Maghrébides est bordé au Sud par des édifices structuraux, constituée par ;

- Les avant-pays « stables » et de comportement rigide (**Fig. 4**), (Hauts-plateaux algéro-marocains et Meseta marocaine) ;
- Les avant-pays autochtones plissés, à séries sédimentaires mésozoïques épaisses : Atlas saharien, Monts du Hodna, de Bellezma et de l'Aurès.
- Les avant-pays parautochtones plissé et écaillés de type atlasique qui bordent l'Atlas tunisien au Nord (écaillés du sillon nord-tunisien et unités de Sellaoua), qui se trouvent en avant des Hauts-Plateau des confins algéro-marocains.
- Les avant-pays parautochtones à faciès rifains.

Les grandes unités rigides parautochtones, chevauchant l'avant-pays, de l'Algérie orientale (unités sud sétifiennes et unités néritique constantinoise). On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines qui suivent.

5.1.1. Unités néritique constantinoise.

Caractérisée par ses séries carbonatées épaisses du Mésozoïque, cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone, elle chevauche, pour J.M. Vila (1980), les écaillés de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes (Wildi, 1983). Cette notion a fait l'objet de suggestion établi par M. Durand Delga, 1969 (autochtonie néritique constantinois), voir aussi des travaux réalisés récemment par Chadi (1991) et Coiffait (1992), dans le Constantinois mettent en doute l'allochtonie du môle néritique et de ses confins méridionaux. Néanmoins ils n'écartent pas l'idée des chevauchements locaux d'ampleur réduite. Ces auteurs ont établi que la couverture marneuse se superpose normalement sur les calcaires néritiques sous-jacents du môle néritique Constantinois. Cependant Vila (1993) ne partage pas cette idée.

5.1.2. Unités sud-sétifiennes.

Ces unités ont été décrites par J.M. Vila (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud-sétifiennes ». Leikine et Vila (1975) rejette la notion autochtoniste, que l'avant-pays sud sétifien est considéré comme "bâti saharien", idée envisager par Péron (1883) et Savornin

(1920), suite à l'étude des formations des Dj. Youssef et Braou. La notion d'allochtonie est aussi partagée par (Guiraud, 1973), lors de la phase atlasique, pour les deux massifs (Youssef et Braou), qu'ils les regroupent au "môle néritique constantinoise".

5.1.3. Les unités de Sellaoua

Ces unités ont fait l'objet de plusieurs interventions antérieures par de nombreux auteurs. Les formations du sillon sont issues d'un milieu subsidiant allongé du Sud-ouest au Nord-est. Elles affleurent au Sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites; l'Oligocène est signalé par Vila J.M. (1980) et par Coiffait (1992). L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

Selon J. P. Masse (1979) les formations du Djebel Djaffa présentent des faciès de transition entre les séries néritiques constantinoises et les unités septentrionales des Sellaoua, (Marmi, 1995).

5.1.4. La zone de convergence môle néritique constantinois-Aurès

Les Hautes plaines constantinoises, définies comme une entité morphostructurale, font partie de cette zone de convergence. Les sebkhas, qui appartiennent aussi à ce domaine, forment des alignements en gouttières s'étendant sur environ 120 km, orienté globalement est-ouest.

Les limites naturelles de cette zone coïncident approximativement avec les traits morpho-paléogéographiques représentés au nord-ouest par l'allochtone sud-sétifien (Vila, 1980) et le môle néritique constantinois (Bär, 1957 ; Durozoy, 1960 ; Voute, 1967), etc., au nord-est. Au sud, elle est bordée par le "bâti présaharien" (Savornin, 1920) regroupant à son tour, de l'ouest à l'est par les Monts de Batna-Bellezma, le massif de l'Aurès et les Monts de Khenchela. Ce domaine plat, avec une altitude moyenne de 900m, est accidenté par une série de chaînons à ossature calcaire crétacée.



Fig. 04- Édifice structuraux méridionale et septentrionale de l'avant-pays des Maghrébides (Carte modifiée d'après D. Bureau, 1970 et J.M. Vila, 1980).

Le Trias, qui affleure fréquemment sur les bordures des Djebels de la limites septentrionale, souligne des contacts anormaux.

Le Mio-Plio-Quaternaire continental détritique comble les dépressions synclinales dont le centre occupé le plus souvent par des Sebkhass (ou Garaâ), (Marmi, 1995).

5.2. L'avant pays méridional (atlasique)

Aris (1994) selon les auteurs privilégiant une thèse allochtonistes (R. Guiraud, 1973, J. M. Villa, 1980), l'avant-pays est subdivisé en deux grands ensembles; un Avant-pays septentrional qui occupe une position d'un parautochtone et un Avant-pays méridional en position plus externe (**Fig. 4**). L'avant-pays septentrional comprend d'Ouest en Est les unités cité-auparavant (plate forme sétifiennes jurassique à Miocène, la plate forme néritique constantinoise jurassique à Éocène, le bassin de Sellaoua Crétacé à Miocène et la zone de convergence môle néritique constantinois-Aurès).

L'avant-pays méridional correspond au domaine atlasique représenté par des ensembles calcaires et marno-calcaires jurassiques à miocènes affleurant entre les Monts de Batna et du Hodna à l'Ouest et les Monts d'Ain el Beida à l'Est, ces ensembles sont divisés en plusieurs unités morphostructurale, Aris (1994).

Les unités morphostructurale qui constitués l'Avant-pays atlasique sont :

5.2.1. Le massif de l'Aurès :

Dans la forme le prolongement oriental de l'Atlas saharien. La structure de ce massif, bien connue depuis les travaux de R. Laffitte (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 (Chadi. M, 2005).

Il constitue le cœur du domaine atlasique, occupant une aire géographique s'étendant des monts du Hodna à l'Ouest jusqu'aux Monts de Nememcha-Ain Beida à l'Est. Son versant sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique (flexure saharienne). Ce dernier comporte des dépôts détritiques marins miocènes constituant une couverture discordante sur les formations crétacées, allant du bassin de Timgad jusqu'au nord-est de Khenchela. La bordure septentrionale est affectée par des anticlinaux crétacés comprenant d'Ouest en Est les **Djebel Bou Arif, Fedjoudj et Tarf**, (Marmi, 1995).

La structure de l'Aurès est matérialisée par de vastes anticlinaux et synclinaux, réguliers et bien individualisés, d'axes N 50° à N60° E. Cette direction est engendrée par la phase atlasique (Laffitte, 1939), ayant abouti à l'émersion de ce massif.

La direction Atlasique est affectée par plusieurs systèmes de failles qui s'organisent autour de trois directions: failles directionnelles NE-SW, failles transversales NW-SE, failles E-W. Leur terminaison vers le Nord est provoquée par la genèse du synclinal de Timgad où la sédimentation post-Tortonienne atteint le Pliocène (Guiraud, 1973) le Trias dans ces plis est extrusif et générateur de haut fond recouverts de formations récifales (Guellal et Megartsi, 1972 ; Guellal et Vila, 1973).

5.2.2. Les monts d'Aïn Yagout :

Ils forment la bordure méridionale des Monts d'Ain M'Lila avec une zone de transition latitudinale (les lacs) marquée par le Chott Gadaïne à l'ouest et la Sebket ez Zemoul à l'est. Les Monts d'Ain Yagout regroupent du nord au sud les Djebels Tarbent, El Haouïa, Azem-Gountas, Taфраout et Toumbaït. Ces chaînons sont constitués de séries calcaréo-dolomitiques

ou gréso-carbonatées, jurassico-crétacées sur lesquels repose en discordance, par endroit, du Miocène et du Pliocène.

Janiak (1951) attribue au Lias les grosses masses dolomitiques qui constituent l'essentiel du Djebel Toumbaït. Les terrains triasiques affleurent largement aux abords immédiats du village d'Ain Yagout et à Koudiat el Beïda (extrémité orientale de Toumbaït) où le gypse est exploité par carrières et traité sur site. Les structures appartenant à cet axe héritent d'une évolution tectonique résultant de deux phases séparées par érosion.

La première phase est anté-miocène, donnant des structures de direction atlasique dont témoignent les axes des Djebels Toumbaït et Hanout.

La deuxième est postérieure à la genèse d'une surface d'érosion et le dépôt du Miocène, caractérisée par une compression nord-sud disloquant en baïonnette cette structure anticlinale et induisant des écailles, des plis dont les flancs méridionaux sont verticalités et des décrochements dextres.

5.2.3. Les monts de Batna-Bellezma :

Qui constitue le 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. Ils sont structurés en plis anticlinaux à grands rayons de courbure, avec une orientation générale des axes NE-SW. Les terrains formant ces massifs sont essentiellement Jurassico-crétacés. La coupe de référence de la série jurassique de la région est décrite au Ravin bleu par plusieurs auteurs dont Bellion (1972), Guiraud (1973) et Vila (1980).

Au cours du Secondaire, ces terrains forment la majeure partie des affleurements, avec une série initialement marine associée à des apports détritiques qui seront perturbés par le début de la période orogénique. Pendant la même époque, les épaisseurs et les faciès de ces dépôts forment des zones parallèles à la direction WNW-ESE, en particulier les séries cénomaniennes et turoniennes, (Bureau, 1975). Ces dépôts montrent l'existence de deux domaines subsidents différents dont la partie méridionale est dix fois plus épaisses que la partie septentrionale (300m).

5.2.4. Anticlinal du Djebel Bou Arif.

Villa (1980), Il est structuré en baïonnette, s'étend sur environ **45 Km**, suivant une direction globale NE-SW. Ce massif est affecté par une tectonique compressive d'âge Eocène terminal, décroché postérieurement par une tectonique compressive au Miocène inférieurs de direction (N-S) provoquant le décrochement de ce dernier par un ensemble de coulissements dextres au niveau du **Foum Rherab** qui n'apparaissent pas dans le Miocène supérieur (**Fig. 05**).

(Chadi. M. 2005) les plis atlasiques amortissent progressivement l'effet de la tectonique Miocène inférieur-moyen au fur et à mesure qu'on se dirige vers le Sud.

5.2.5. Bassin de Timgad

C'est une gouttière de direction Est-Ouest, (formée essentiellement par des sédiments autochtones tortoniens, post-tortoniens et probablement pliocènes (R. Guiraud, 1973)).

Cette dépression synorogénique est située à la limite nord des Aurès et au sud des massifs d'Ain Yagout, Bou Arif, Fedjoudj, Tarf et Amrane (Laffitte, 1939). La direction des axes des plis anticlinaux du bassin miocène de Timgad est N 55° E incurvant à N 75° E. Ces plis sont le résultat d'une phase tectonique anté- miocène probablement éocène terminal, (**Fig. 04**).

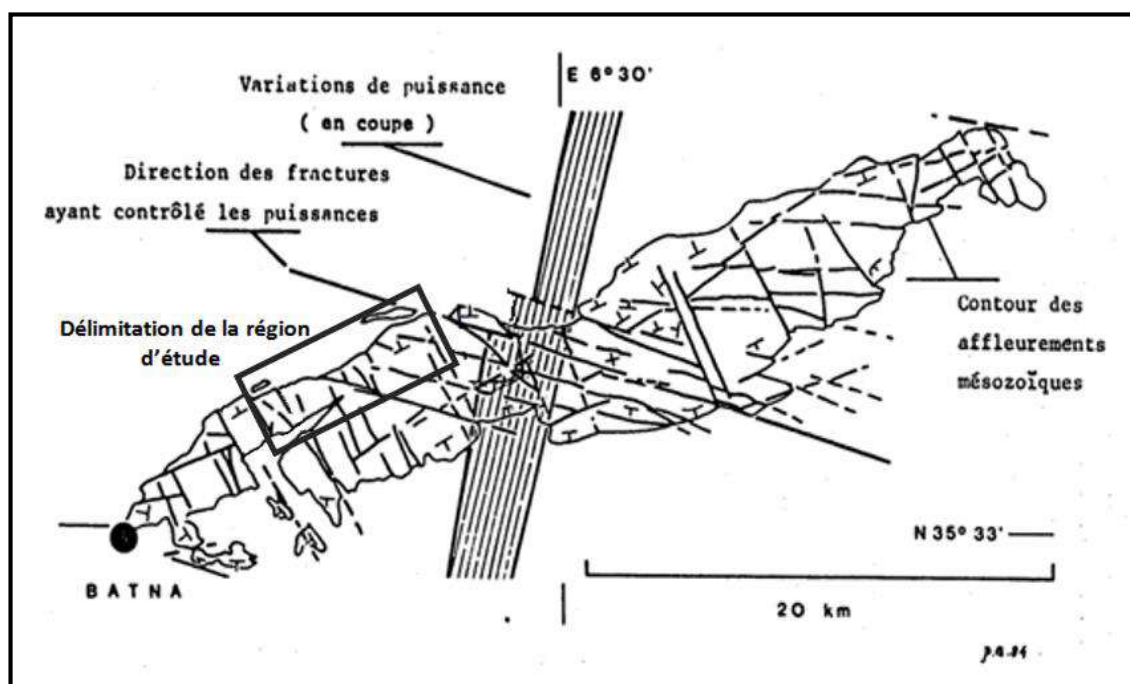


Fig. 05 : Structure en baïonnette du Djebel Bou Arif, à l'Est de Batna (d'après Bureau, 1986)

6. EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE ET STRUCTURALE

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 est largement charrié au dessus des zones externes, (**Fig. 04**). Ces zones enregistrent des déformations influencées par l'héritage structural Anté-tertiaire (N. Kazitani, 1986). En conséquence de ces événements tectoniques, nous passons en revue l'évolution des différents domaines paléogéographique.

6.1. La zone Tellienne ; Comme elle à été définie par Voute (1967), cette zone est caractérisée par une subsidence relativement faible et de degré moindre que celle de la zone située au sud. A partir de l'Albien, d'importants mouvements différentiels verticaux de blocs s'amplifient jusqu'au l'Eocène moyen. Ces mouvements provoquent de rapides changements latéraux de faciès et d'épaisseurs ainsi que des émerSIONS locales éventuellement liées aux régressions. Des dépôts centre se forment à partir du crétacé supérieur. Ils sont orientés NE-SW et déterminent les futures axes de

plissement. Vers le nord, le passage au tellien pélagique franc se traduit par une augmentation de l'épaisseur et de la profondeur des dépôts. La lithologie générale de cette zone, est marno-calcaire du crétacé inférieur, calcaire au Cénomaniens et au Turonien pour redevenir marno-calcaire jusqu'à l'éocène moyen, (Nezzal, 1989).

6.2. la Chebket es Sellaoua

C'est une zone qui assure la transition entre le Tell et le domaine autochtone préatlasique. Elle se situe dans le prolongement du sillon tunisien. Vila (1980) inclut cette zone dans les unités telliennes.

Trois unités paléogéographiques ont été distinguées du nord vers le sud, auxquels Dj. Djaffa offre une image des faciès de transition entre les séries néritiques constantinois méridionales et les séries septentrionales des Sellaoua. Une série prise au niveau de la zone des faciès marneuse de Chebket Sellaoua, correspondre au Vraconocénomaniens, constituées par des marno-calcaire. Le Cénomaniens est essentiellement marneux, épais et renferment des variations de faciès du SW vers le NE y se terminent par des calcaire en plaquettes à faune abondante et notamment des poissons, (Herkat, 1999).

Le passage au Turonien est constitué par un litage de calcaire et de marne, qui correspond au turonien inférieur, surmonté par des marnes noduleuses à glauconie à passées bréchiqes organiques, appartiennent au Turonien supérieurs.

Le Coniacien débute par des calcaires à glauconie et se poursuit par des marnes (épaisseur 50 à 300 m). Localement il y a lacune du Coniacien et discordance du Santonien sur le Cénomaniens plissé en anticlinal. Alors que, le Santonien est transgressif à épaisseur variable. Dans la zone de lacune du Coniacien, le Santonien comprend des calcaires et grès calcaires grossiers, en alternance avec des marnes, qui sont la conséquence de mouvements tectoniques.

Le Campanien et le Maastrichtien sont marneux et marno-calcaires. Ils sont réduits à 50 m au SW de la Chebket. Localement, au centre de la Chebket, il y a lacune de dépôt complète, (Herkat, 1999).

6.3. La zone des massifs calcaires

D'un point de vue structural, les travaux récemment réalisés par Chadi (1991) et Coiffait (1992), ont pu lever la voile concernant la, la notion d'allochtonie du môle néritique et de ses confins méridionaux, cependant Vila (1993) ne partage pas cette idée.

Selon Voûte (1967), ces massifs calcaires forment un haut fond plus fortement subsident que la zone tellienne. Du jurassique au Cénomaniens inférieur, elle est le siège d'une sédimentation de plateforme carbonatée sous faible tranche d'eau. La dolomitisation est importante. Des mouvements différentiels verticaux provoquent de rapides changements de faciès et d'épaisseur surtout à l'Albo-Aptien ? Ils s'amplifient

du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen et sont parfois à l'origine des passés conglomératiques. Au Turonien, la zone est largement émergée, est à nouveau immergée à partir du Sénonien. Au Crétacé supérieur et au tertiaire, la sédimentation est prépondérante marneuse (s'y observent sporadiquement des niveaux gypseux), parfois lacuneuse et renferme d'importantes passées carbonatées.

6.4. L'avant pays Autochtone

Les séries d'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 reste très homogène et se caractérise par des faciès de plateforme subsidente envahie par une sédimentation gréseuse qui débute au Berriasien et se termine à l'Albien (R. Guiraud, 1973 & J.M. Vila 1980).

Au crétacé inférieur, l'atlas saharien reçoit une sédimentation détritique dominante, caractérisée par une forte subsidence (la puissance des dépôts pouvant dépasser localement 4000 m), Guiraud, (1973), dont lequel, le matériel détritique pourrait provenir des terres émergées que l'amincissement puis la disparition du Sénonien marin au SO de Dj. Djelfa conduise à placer dans les parties centrale et occidentale de l'Atlas saharien. L'instabilité qui se manifeste dès le Gargasien supérieur dans l'atlas saharien et les régions voisines, va s'accroître au Cénomane. A la fin du Turonien les régions occidentales de l'atlas saharien et des Hauts plateaux, de même que la zone centrale des monts du Hodna, tendent à émerger par suite des déformations liées à la phase laramienne. Ces déformations se poursuivent une partie du Sénonien dans un vaste domaine englobant également la terminaison nord orientale des plateaux sur laquelle la mer transgressera au Sénonien supérieur, (R. Guiraud, 1973).

Chapitre II : LITHOSTRATIGRAPHIE REGIONALE

7. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE GENERAL

Ce chapitre portera une analyse des unités sédimentaires d'un point de vue lithostratigraphique. La zone d'étude correspond au domaine atlasique oriental (Herkat. M, 1999), caractérisés par l'association de trois types de faciès ; les dépôts marno-carbonatés en grande partie et les dépôts gréseux et triasiques en petite partie. Le premier affleure est largement dans cette carte, constituée par une grande structure transversale en Bâillonnet (Vila, 1980), celle de Dj. Bouarif, les autres, ce sont constituées sur la carte, par les massifs de, Dj. Tafraout occupant la zone centrale de la carte, Dj. Azem au Nord-est, au Sud-ouest Dj. Azeb et à l'Ouest de la carte par Dj. Boukerchouch. Le plus souvent, recouverte par une formation gréseuse discordante, et un Trias qui occupe une position anormale par rapport aux autres formations. Les formations les récentes sont attribuées au Quaternaire, caractérisées généralement par des formations dunaires, terres arables, Glacis polygénique, etc.

7.1. LES FORMATIONS DU SECONDAIRE

7.1.1. TRIAS

Le Trias correspond aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne Alpine. Il est essentiellement évaporitiques et se présente sous forme de structure diapiritique et en lames injecté le long des accidents tectoniques, (Herkat. M, 1999). Ce faciès est constitué d'argile gypsifère ne contenant aucun fossile. Il est identique au Trias germanique du pourtour de la Méditerranée Occidentale. Vila décrit en (1980) un Trias à aspect bréchiqque qui affleure en mauvaise condition au SW d'Aïn Yagout et est recouvert par un Miocène supérieur continental. (Marmi. R, 1995), observe des affleurements au niveau des lacs d'Aïn M'Lila, sur le bord ouest d'Aïn Yagout et à l'ouest du Dj. Toumbaït.

D'autres affleurements triasiques découverts dans la zone septentrionale (Dj Sarif, Dj Toumbaït) présentent un aspect discontinu, homogène, argilo-gypseux et bréchiqque bariolé. Au Dj. Sarif, une carrière est implantée, pour l'extraction du gypse. Ils couvrent de grandes surfaces aux contours irrégulières, (Marmi. R, 1995).

L'influence diapirique précoce du Trias dans la feuille d'Aïn El Ksar (Ex-El Madher), est connue uniquement dans les monts de Bellezma-Batna et au Dj. Sarif, (Djaiz. F, 2011). L'âge attribué aux dépôts triasiques varie selon les auteurs, et ce du Keuper dans les Aurès (Laffitte 1939) au Worfenien dans les Monts de Mellegue (Dubordieu, 1956) en passant par le Muschelkalk à Tébessa, (Pervinquière, 1902).

7.1.2. JURASSIQUE

Dans l'avant-pays atlasique, les terrains du Jurassique affleurent dans la partie orientale des monts du Hodna (Mont de Batna-Bellezma), dans la région d'Aïn Yagout (Dj. Sarif, Toumbaït et Ra Tarbent) et dans le massif de l'Aurès, au sud des monts de Batna Dj. "Azreg", (Marmi. R, 1995). Et sans être plus exhaustive dans la description des unités du Jurassique, car ce dernier fait l'objet de plusieurs études antérieures. Parmi les premiers auteurs qui se sont intéressés, nous avons celle de : Coquand (1862), Péron (1883), Ficheur (1896), Savornin (1920), Laffitte (1939) et Janiak (1951). Ultérieurement Bellion (1972), Vila (177, 1980) et Maupin (1978), Camoin et al. (1980) et Bureau (1986) ont repris l'étude de ces terrains.

Les affleurements appartenant au Jurassique qui pouvant être signalés, alentours de notre terrain d'étude, faisant partie à l'avant pays méridional, représentés par Dj. Toumbaït au Nord-est, Dj. Sarif et Koudiat Tfouda à l'Ouest. Plus au nord, nous avons les monts d'Aïn Yagout.

Plusieurs auteurs ont consacré leurs efforts à l'étude des affleurements faisant partie au Jurassique, de l'avant-pays atlasique. Parmi ces auteurs, en évoquant brièvement quelques travaux antérieurs, celle de Bureau (1972), Guellal et Vila, (1973) au niveau des monts d'Aïn Yagout. Récemment, une coupe à été entrepris par M^r Marmi. (1995), décrivant la succession lithologique du Jurassique, du coté et orientale de Dj. Toumbaït, dans un endroit ou la série est plus complète et moins perturbée par la tectonique. Et sans être exhaustive dans la description des unités du Jurassique au Dj. Toumbaït, en ce basant sur une corrélation réalisé par Marmi (1995, **Fig. 06**) du coté oriental du Dj. Toumbaït, faisant subdivisé la série du Toumbaït en cinq unités lithologiques, en comparant cette série avec la coupe réalisé sur le

côté occidentale décrit par Maupin et Vila (1978) et corrélé à la coupe (**fig. 07**) de référence qui est celle du Ravin Bleu, Marmi (1995).

7.1.2. A. La coupe de Dj. Toumbaït

Réalisé par Marmi (1995) dans la partie orientale de Dj. Toumbaït (**Fig. 06**), subdivisé en cinq unités qui sont de bas en haut :

Lias: comprend les unités U1 et U2

- U1 : Lias inférieur à moyen, (70-80m) dolomie cristalline et calcaire dolomitique présentant des niveaux calcaro-gréseux et des niveaux laminés à Stromatolithes. Les lamines sombres sont riches en matière organique.
- U2 : Lias moyen à supérieur, (120-130m) calcaire à joints marneux refermant dans sa partie médiane une barre dolomitique décamétrique, vers le sommet les calcaires deviennent légèrement rosâtres.

Dogger: correspond à l'unité U3, reste sans division précise.

- U3 : (150-160m) elle débute par des calcaires fins micritiques clairs bien stratifiés puis ils deviennent sombres avec une présence discrète de grains fins de Quartz. Au sommet les bancs de Calcaires sont légèrement rosâtres témoignant de l'Ammonitico Rosso comparable à celui décrit au Ravin Bleu.

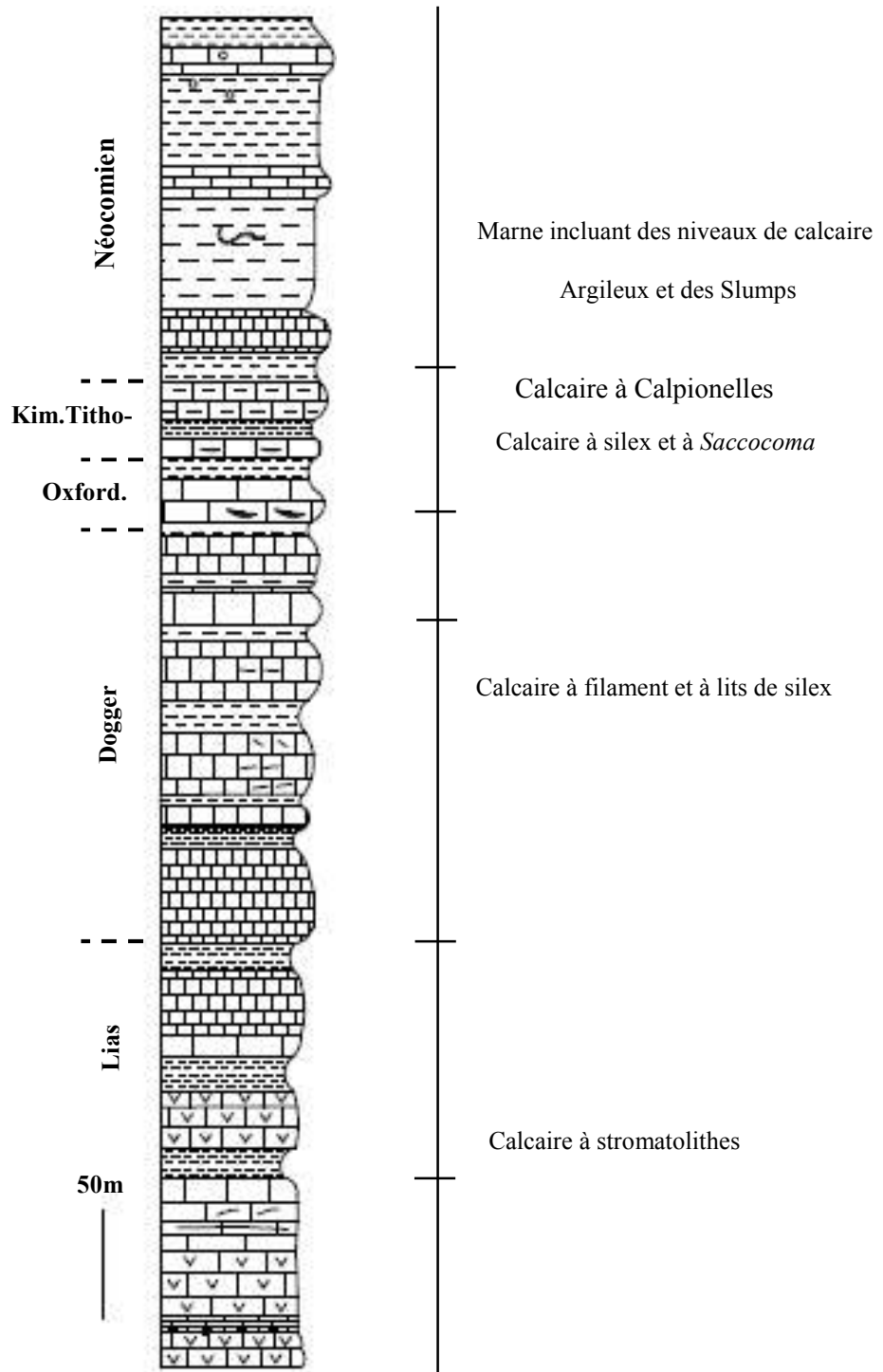
Les deux barres décamétriques de calcaire à silex se présentent dans la partie médiane et sommitale de cette unité.

Malm: comprend les unités U4 et U5.

- U4 : Oxfordien, (50-60m) essentiellement calcaire et renferme des niveaux à Filaments et Radiolaires.
- U 5 : Kimméridgien à Tithonique, (80-90m) débute par des bancs décimétriques à métriques de calcaire à silex et devient marno-calcaire vers le sommet.

Au Toumbaït occidental, dans les formations liasiques, Maupin (1982) a récolté des Ammonites représentées (*Lytoceras sp.*, *Brodieia sp.*) indiquant probablement le Toarcien. Au point de vue faciès, le **Lias** comprend un ensemble dolomitique et calcaro-dolomitique comparable sur les deux sites (oriental et occidental). Si les deux faciès sont comparables sur les différentes coupes, il en est moins pour les épaisseurs de cet étage (190 m au Toumbaït occidental, ~230 m pour la partie orientale et plus de 400m au Ravin Bleu).

Djebel Toumbaït Est



Légende

	Marne		Calcaire		Calcaire à silex et/ou filament
	Dolomie ou calcaire dolomitique				

Fig. 6- Colonne lithostratigraphique du jurassique du Dj. Toumbaït Est (Marmi, 1995).

Le **Dogger** se caractérise par un faciès typique représenté par des calcaires à silex de milieu pélagique. Ce faciès est semblable dans presque toutes les séries jurassiques des Monts de l'Aurès, de Batna-Bellezma et d'Ain Yagout. Ses épaisseurs sont variables d'un site à l'autre. Elles sont, difficiles à apprécier dans la bibliographie. En effet les auteurs regroupent le Dogger soit avec l'Oxfordien (Vila et Maupin, 1977 au Djebel Toumbaït) soit avec le Toarcien (au Ravin Bleu). L'épaisseur du Dogger varierait donc, selon les auteurs, de 45 m (au plus) au Toumbaït à 80 m (au plus) au Ravin Bleu, Marmi, (1995).

L'Oxfordien est marneux ou calcaréo-marneux. Il contient une faune représentée par *Lecenticulina sp. et spirillina sp.*, *Aptychus*, et *Globochaete alpina*. Son épaisseur est évaluée à 15-20 m au Toumbaït ouest, 80-100 m au Toumbaït est et à environ 150m au Ravin bleu (Oxfordien-Kimméridgien inférieur regroupés), Marmi, (1995).

Le Kimméridgien-Portlandien (ou Kimméridgien-Tithonique) puissant d environ 80 m au Toumbaït, est marno-calcaire et contient rarement des niveaux à silex. Généralement il est marneux à la base et calcaireux au sommet (au Toumbaït et au Ravin Bleu). La faune rencontrée se compose de *Saccocoma ramuli*, et *S.secundibrachialia* (base du Kimméridgien), Calpionelles (Portlandien inférieur), *Globochaete alpina* et *Colomisphaera sp.* Au Ravin Bleu ces étages sont caractérisés par la présence de faunes de Tintinnoidiens et épais d'environ 90 m. le passage Jurassique-Crétacé s'exprime au Toumbaït par l'existence de niveaux de calcaires argileux et l'apparition d'Ammonites au Berriasien inférieur : *Spiticeras sp.*, et *Berriasella aff. Privasensis* (Maupin, 1982). Vila (1980) fait correspondre une barre bréchique intraformationnelle au passage Jurassique-Crétacé.

Selon S. Janiak (1951), le Jurassique supérieur constituerait la terminaison nord-orientale du Dj. Toumbaït. Il comporterait :

- Des marnes schisteuses, bleutées, rarement verdâtre, et quelque calcaires argileux bleutés (25 m), ensemble rattaché selon Guiraud (1973), au groupe marno-calcaire ;
- Des calcaires en petits plaques et des marnes rose violacé (100 m) ;
- Des calcaires fins, et des marnes, jaunâtres, gris et roses (plus de 150 m), passant aux marnes et grès du Valanginien.

7.1.2. B. La coupe du Ravin bleu, (Fig.07)

Cette coupe est considérée comme une référence pour l'étude du Jurassique (Marmi, 1995), elle révèle :

- Une série calcaro-dolomitique azoïque à la base, le sommet est daté par *Involutina liasica* donnant un Lias inférieur à cette unité.
- Le fameux Ammonitico Rosso inférieur daté Toarcien, Laffitte (1939).
- Ammonitico Rosso supérieur daté Argovien (le passage entre l'Oxfordien et le Kimméridgien) (Savornin, 1920).
- Une série de marnes et marno-calcaire à Ammonites.
- Calcaire micritique à Calpionelles du Berriasien.

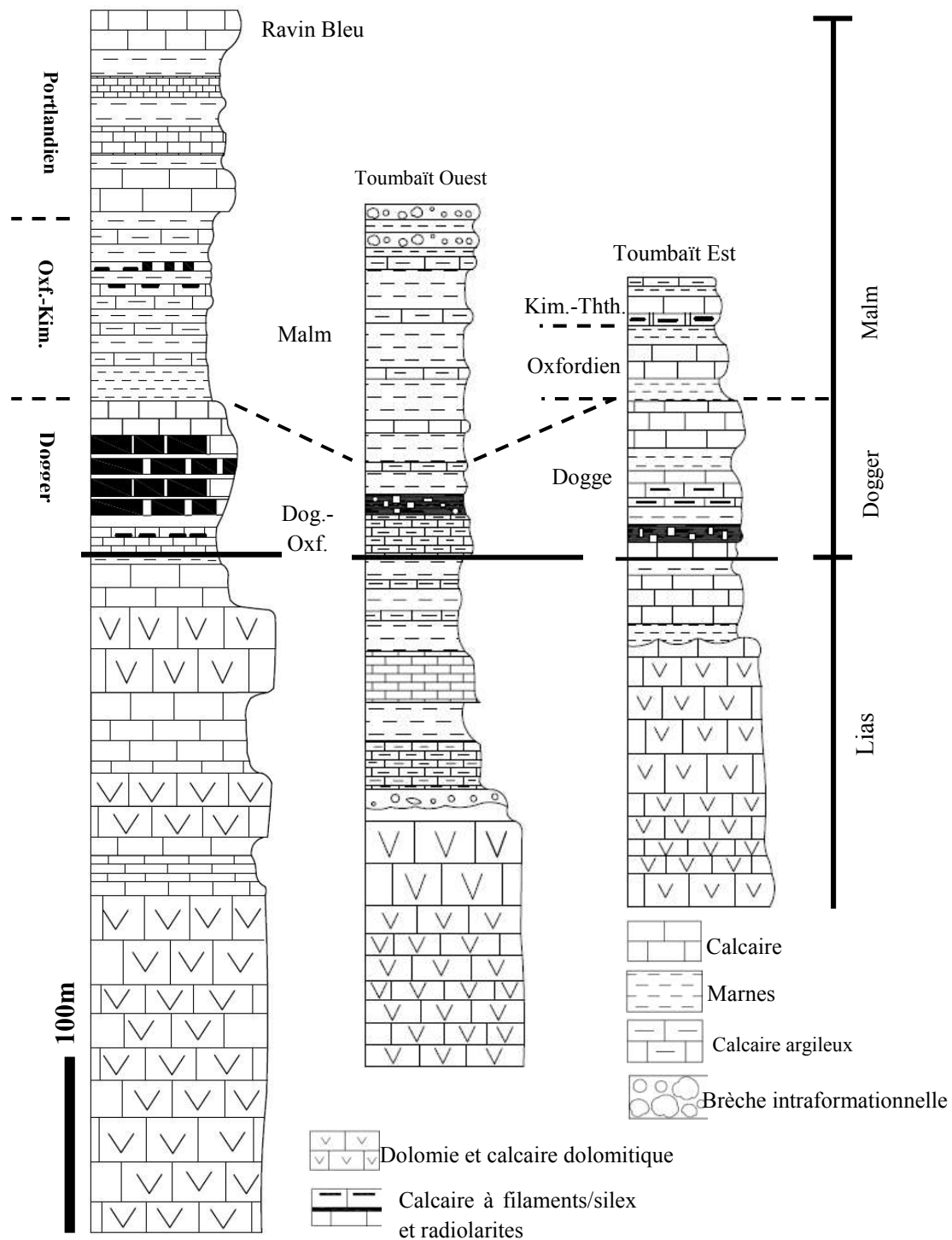


Fig. 07 – Colonnes lithostratigraphique comparatives des séries du Jurassique du Ravin Bleu (Marmi., 1995).

Dans la partie occidentale de notre terrain d'étude, nous avons observé des affleurements d'âge Jurassique, celle de la série de **Dj. Sarif et Koudiat Tfouda**.

Selon Vila (1980), cette série dépend en fait à une série renversée, n'ayant aucune liaison avec l'anticlinal du Ravin Bleu. La série montre que les dolomies et les calcaires dolomitiques

du Lias ont systématiquement superposés à une série renversée et écrasée qui comprend de haut en bas une succession de faciès identiques à ceux de l'anticlinal du Ravin Bleu :

- Jurassique moyen à silex et à "Filaments".
- "Argovien" rouge noduleux à débris d'Ammonites
- Kimméridgien-Portlandien à Saccocomidés puis à Calpionelles
- Berriasien à Calpionelles
- Pélites néocomiennes
- Barrémien dolomitique

Le contact de base Dj. Sarif et de la Koudiat Tfouda sont associées des masses triasique gypsifère qui dont l'objet d'une exploitation en carrière et qui alimentent la plâtrière d'El Madher.

7.1.3. CRETACÉ

Le Crétacé est largement développé dans la région d'étude en particulier sur les deux feuille N°173 et 174, d'Aïn el ksar (Ex-El Madher) et celle de Boulehilet (Ex-Lutaud). Il a été le sujet de plusieurs études par de nombreux auteurs dans le domaine atlasique. Au alentour de notre terrain d'étude, le Crétacé est impliqué dans deux structures, l'une est représentée par une ossature en forme de bâillonnement, dominée par des formations carbonatées (Crétacé Moyen), celle du Dj. Bouarif, Vila (1980) et l'autre correspond à Dj. Foudjoudj qui correspondre à l'Aptien. Les autres ossatures se sont représentées par Dj. Tafraout occupant une position centrale, Dj. Azem et les monts d'Ain Yagout (Dj. Toumbaït) sont situés dans la partie septentrionale. Le Crétacé est constitué d'une série concordante depuis le Berriasien jusqu'au Maastrichtien, (**Fig. 08**).

7.1.3.1. Crétacé inférieur

Marmi, (1995) le **Néocomien** au Nord des Aurès comprend globalement deux séries lithologiques bien distinctes: une série inférieure dolomitique et une série supérieur marno-gréseuse. Les deux série sont caractérisées par une pauvreté en fossile ainsi qu'un mauvais état de conservation et leur datation à eu lieu par extrapolation, en particulier la série inférieure.

Laffitte, (1939) a subdivisé le Crétacé en deux ensembles distincts, sur la base de critères faciologiques :

- Le Crétacé inferieur : (Néocomien, Barrémien, Aptien et Albien), correspond à une unité lithologique d'importance régionale.
- Le Crétacé supérieur : (Cénomaniens, Turonien, Coniacien, Santonien, Campanien et Maestrichtien).

Généralement le Crétacé inférieur est caractérisé par une monotonie des séries où les formations détritiques sont dominantes (Guiraud, 1975).

A. Le Berriasien

Au nord de Sebkhet Djenndli, le Dj. Toumbaït est attribué au jurassique sur la feuille 1/50.000. Il est entouré par de petite îlots, correspondre au Crétacés inférieurs. La base du Berriasien à Dj. Toumbaït est identifiée grâce aux Radiolaires et Tintinoïdiens, *Calpionella alpina* et *C. elliptica*. L'apparition des Calpionelles peut correspondre au Portlandien inférieur (Vila et Guellal, 1973) Néanmoins les Ammonites telles que *Spiticeras* sp. Et *Berriasella* aff. *Privasensis*, présentes dans ces niveaux indiquent le Berriasien moyen (Vila, 1977).

Le Berriasien à été levé au niveau de Dj. Fedjoudj, formé essentiellement par des argiles grises à gris-foncé à intercalation de siltstones, Bentaalla (2008).

B. Le Valanginien

Il à été daté à quelque kilomètre au nord d'Ain Yagout, au pied ouest du "Ras Tarbent" par une faune d'Ammonites pyriteuses à : *Neolissoceras grasi*, *Phylloceras tethys*, *Neocomites neocomiensis*, *Lytoceras* sp., *Olcostephanus*., *Valanginites* sp. (Dét. R. Busnardo, Villa 1980), Laffitte (1931) a trouvé des Bélemnites subfusiformis, (Vila, 1980).

Le Valanginien est bien représenté dans l'anticlinal de Dj. Bou Arif. Il est constitué essentiellement par des faciès détritiques (argilites et grés quartzeux) à la base et carbonatés au sommet riche en fossiles. L'épaisseur des sédiments varie entre 80 à 480m. L'assise des dépôts Valanginien est considérée comme un bon repère stratigraphique, (Djaiz, 2011).

Au niveau de Dj. Fedjoudj, le Valanginien est caractérisé par une épaisse série (770m) représenté à son sommet par des calcaires argileux gris à brunâtres, compacts, localement pyriteux avec des intercalations de marnes grises à gris foncé parfois silteuses, Bentaalla (2008).

C. L'Hauterivien-Valanginien

Au Dj. Toumbaït, l'Hauterivien et le Valanginien sont difficilement dissociables par manque ou insuffisance de données paléontologiques, ajouté à cela la ressemblance des faciès. Toutefois la microfaune dégagée d'une série marno-gréseuse, au Toumbaït occidental, représentée par des Ostracodes, *Lecnticulina eichenbergi* BART et BRAND *Lecnticulina ouachensis* SIGAL, *Vaginula kochii* ROEMER, *Lecnticulina djaffensis* SIGAL, *Epistomina*, etc...., a permis à Vila et Guellal (1973) de rapporter ces terrains au Valanginien – Hauterivien,. Dans les monts de Batna, Bureau (1986) attribue les niveaux aux silts Valanginien à l'haüterivien en se basant sur une faune de polypiers solitaires : *Montivaltia* sp. (Dét. M^f et M^{me} Beauvais), de même que dans le massif de Boutaleb (Bertraneu, 1955), (Marmi, 1995).

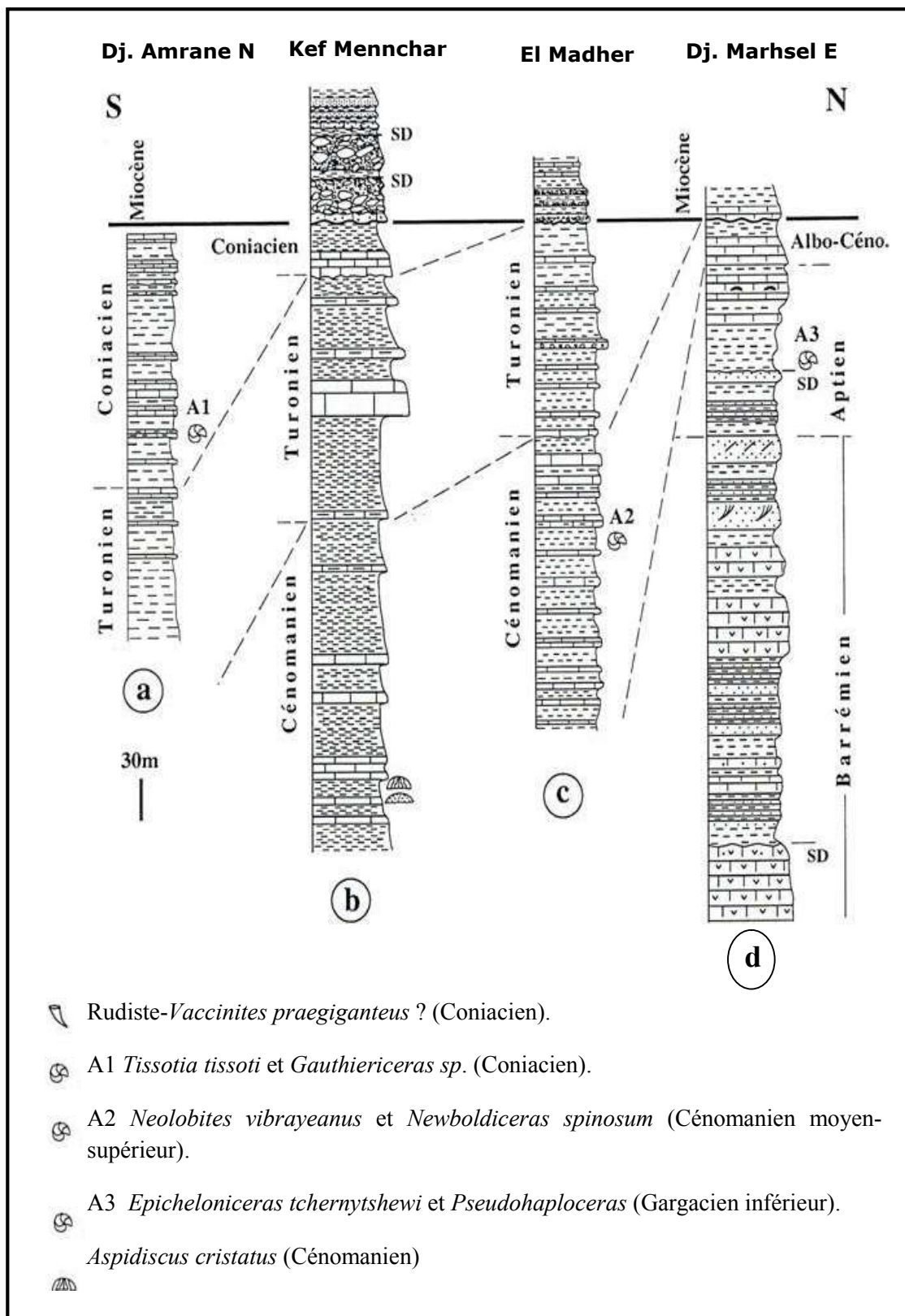


Fig. 08 : Corrélation lithostratigraphique du Crétacé au Nord des Aurès (Marmi, 1995)

Dans les Monts de Bellezma, il se présente sous forme de calcaire à *Toxaster Africanus* et Polypiers, mais il est souvent dolomitique (Djaiz, 2011).

Le sondage réalisé par la division d'exploration de SONATRACH au niveau Dj Fedjoudj (FDJ-1) en 1977, révèle une épaisseur de 1361m rapporté à la fois à l'Hauterivien-Valanginien (n^{1-3}), dominé généralement par des formations argileuses silteuses ?grise foncées à la base et au sommet de la série auquel s'entrecoupe des marnes grises, compactes, parfois silteuses à intercalation de calcaire argileux, localement pyriteux, Vila, (1977).

Pour Dj. Fedjoudj, L'Hauterivien est représenté d'une épaisseur égale à 570 m, formé de dolomie calcaire, cristalline, compacte avec des passées d'argiles tendres, indurées et silteuses et aussi de grès quartzeux, Bentaalla (2008).

D. Le Néocomien probable des Djebel Taфраout-Azem-Toumbaït

Le Néocomien n'a jamais été signalé dans ces chaînons et les terrains les constituant sont cartographiés Barrémien (Guellal et Vila, 1977). Des arguments paléontologiques nouveaux sont mis en évidence dans des microfaciès appartenant à la base des séries de ces djebels. Marmi (1995) a décrit que, sur les premiers niveaux carbonates surmontant la série marno-gréseuse, celle de Dj. Taфраout et Azem, ont livré d'abondants débris de coraux, d'éponges, d'Algues encroûtantes, *Epistomina* sp., *Epistomina* cf. *Meandrospira favrei*. Cette faune/flore, malgré sa rareté évoque pour j.-p. Masse qui l'a déterminée, l'âge Hauterivien, Guellal et Vila (1977) ont proposé à ces mêmes faciès un âge Barrémien.

Dans l'Aurès, Laffitte (1939) indique un crétacé inférieur gréseux qui débute au Valanginien alors que Donze et al. (1974) ont daté le Berriasien moyen dans les monts de Batna. En l'absence de faune caractéristique, Laffitte fait coïncider la limite inférieure de l'Hauterivien au moment de l'apparition des premiers bancs calcaires au-dessus de la sédimentation marneuse du Valanginien.

Comparativement aux faciès décrits par Donze et al (monts de Batna) et ceux décrits par Laffitte (Aurès), et par manque d'arguments paléontologiques précis, la série marno-gréseux des Dj. Taфраout-Azem a été rapporté au *Valanginien-hauterivien*. Cette constatation est le fruit des observations de terrains complétés par une analyse de microfaciès, réalisés par Marmi (1995), suggérant un âge Anté-Barrémien du terme Basal de la série du Dj. Taфраout. Les niveaux inférieurs de la série sont constitués essentiellement de marne et de grès de teinte gris-verdâtre peu fréquent en mince banc centimétrique à décimétrique, caractérisé par des structures sédimentaires, (Marmi, 1995). Au Dj. Azem, dans la partie supérieure de la série, apparaisse des niveaux gréseux slumpés montrant de beaux plis métriques isolés dans la masse marneuse.

L'âge probable qui a été attribué aux formations au Dj. Taфраout est d'âge Hauterivien (ou Anté-Barrémien), définis à partir d'une série puissante (dépassant les 100 mètre), essentiellement marno-gréseuse. Tandis que l'âge probable qui a été rapporté au **Dj. Toumbaït** est par comparaison à la coupe de la terminaison occidentale du même chaînon, décrite par Maupin (1982), appartient au Néocomien Inférieurs, constituées principalement de marne gris-verdâtre entrecoupées par des bancs de calcaires micritiques et dominés par calcaires argileux, (Marmi, 1995).

E. Barrémien- Albien

Les terrains du Crétacé inférieur (Barrémo-Albien) couvrent une surface beaucoup plus importante que le Néocomien, ces derniers ont fait l'objet d'étude de datation par de nombreuses déterminations paléontologiques réalisées antérieurement par les auteurs :Coquand (1862), Ficheur (1892-1898), Blayac (1912), Savornin (1920), Laffitte (1939), Donze (1973-1974),Guiraud (1973), bureau (1971-1975), masse et Thieuloy (1979), Vila (1977-1980), Marmi (1995).

Le Barrémien constitué une continuation des étages précédents, mais avec des conditions de faciès de moindre profondeur indiquant une phase régressive importante. Ces formations en questions sont soulignaient par deux grandes structures, celle de Dj. Bouarif et Dj. Fedjoudj, voir d'autre affleurement, celle de, Dj. Azreg, Aurès, Dj. Chalia.

Au Nord-est de Dj. Azreg, la sédimentation est quartzitique, passant vers le SW à des marnes, des sables et des bancs de gypse, ce qui lui attribuant un faciès lagunaire et continental. Le NE du massif est caractérisée par une sédimentation carbonatée marine (Laffitte, 1939).

Au Dj. Bellezma, le Barrémien est caractérisés par une formation gréseuse à grains fin de quartz azoïques. Cette sédimentation pour Laffitte (1936) correspondre à un faciès régressif dans les zones méridionales (Sud des Aurès, Bellezma) et de l'abondance de gisement d'Ammonites pyriteuses dans les zones septentrionales. En conséquence, cette sédimentation avoir une tendance de ce rapprocher à la loi de HAUG, ce qui admettre que les mouvements régressifs sur les aires continentales soient accompagnés d'approfondissement de la mer, (Laffitte, 1936).

Sur le versant Nord de **Dj. Bouarif (Fig. 09-A)**, le Barrémien est dominé principalement par des unités gréseuse qui dépassant les **350 m**. elle est constituait par un contenu faunistique à *Choffatella decipiens*, *Neotrocholina friburgensis*, *Milioles*, *Lituola sp.*, *Pseudocyclamina sp.*, *Textularia Sp.*, *Cuneolina sp.*, *Marinella lugeoni etc.*,Guellal et Vila (1980).

Au sud de **Dj. Foudjoudj** et au nord-est de **Dj. Tarf**, les deux puits AMR-1 et AMK-1 révèlent un Barrémien composé de grès à quelque passées d'argile et de dolomie, avec une diminution progressive de l'épaisseur de l'Aptien au puits AMR-1 vers le nord-est de Dj. Tarf. Les épaisseurs de l'Aptien augmentent avec un maximum de 1733m dans les monts de Tébessa, (**Fig. 10**).

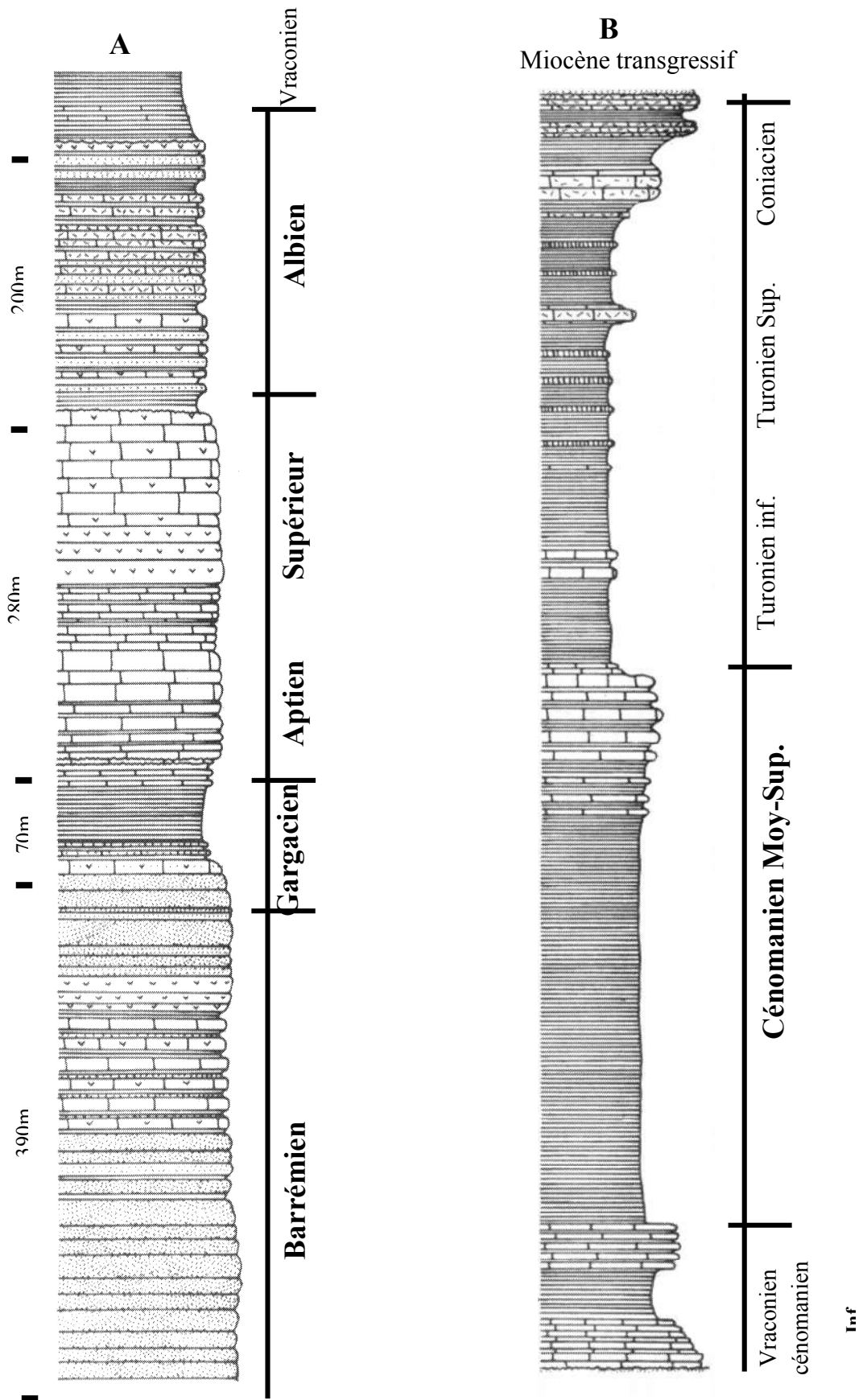


Fig. 09. A-B Représentation schématique du Crétacé inférieur-Sup. Dj. Bouarif, J. M. Vila (1980)

F. Aptien

Les affleurements faisant partie de l'avant pays atlasique et de l'Aurès et qui peuvent être attribuées à la série aptienne, se compose de deux ensembles lithologiques distincts ; l'un inférieur marneux, l'autre supérieur calcaireux. Au centre de l'Aurès, les formations marneuses de l'Aptien inférieur, sont caractérisées par la présence des Ammonites. Dans les anticlinaux de Bellezma, de Khenchela, les marnes sont dépourvues d'Ammonites mais occupent la même position. La partie supérieure est caractérisée par des calcaires à Céphalopodes, à Orbitolines et des sections de Rudistes (Polyconites), surmontée par une barre gréseuse à Koudiate Tenoune Knine (Bou Arif) au NE de Batna (Laffitte 1936).

L'Aptien affleure presque dans tous les anticlinaux de l'Aurès, Djebel El Azreg, Dj Bou Rheel, Ich Moul-Chéla, Khenchela et le Bellezma. Le massif de Bouarif constitué une structure spectaculaire sous forme d'une ossature en bâillonne. Le Gargacien dans cette structure est généralement constitué par une intercalation argilo-gréseuse, calcaro-marneux, faisant ~100 m, daté au sommet des grès grâce à la présence d'Ammonites : *Cymatoveras radium* et *Colombiceras* sp. (Masse et Thieuloy, 1978).

L'Aptien sur le versant septentrional de Dj. Bouarif (Fig. 09-A), est constitué par une unité qui correspondre à l'Aptien Inférieur, dominé par des calcaire gris-noire et calcaire dolomitique. Toutefois dans sa partie médiane s'intercale un passé dolomitique. Les marnes de cette série fournis une mauvaise microfaune à *Cythereis blaterensis* et *Schuleridae*, Guellal et Vila, (1973). Alors que L'Aptien supérieur à été daté dans deux positions, à la base et au sommet d'une barre carbonatée, très riche en microfossile. La base est constituée par une association faunistique à Orbitolines, *Acicularia*, *Halophragmoides* sp., *Boueina*, Ostracodes, Miliolidés, etc....tan disque le sommet à fourni de nombreuse *Orbitolina suconcava* habituelles dans le *Clansayésien* des zones autochtone plus septentrionales. Toute la série faisant ~ 300 m, Vila, (1973).

Une association *Clansayésienne* à été signalé par R. Laffitte (1939) juste au dessus de la barre carbonatée, car la limite Aptien-Albien n'est pas bien fixée, Vila (1980).

La terminaison orientale du Dj. Bouarif est constituée par Dj. Fedjoudj et Dj. Tarf. Un faciès principalement d'âge Aptien à été attribué au Dj. Fedjoudj, caractérisé sur le versant sud par un niveau repère à "*Ovalveolina*" *reicheli*, déterminé par Vila (1980). Cependant, au niveau des deux structures cité ci-dessus, deux coupes on était réalisées (Marmi, 1995), faisant définir les caractéristiques lithologiques pour cette formation. L'une est sur le flanc méridional du Dj. Fedjoudj au lieu-dit Theniet el Kebch, caractérisé principalement par trois termes de bas en haut, par une formation aptienne (135-140 m) dominé par des calcaires oolithiques, avec plusieurs intercalations marneuse ou calcaréo-argileuses, (Fig. 10- A). Alors dans le massif de Dj. Tarf, la formation aptienne est formée de 190 m essentiellement carbonatée, subdivisée en deux unités lithologiques, (Fig. 10-B), Marmi (1995). L'unité inférieure est formée de calcaire riche microfaune, des radioles d'oursins et articles d'ophiures, ainsi que *Patellini carpatica* Marmi, (1995).

Les bancs métriques de calcaires s'entrecoupent avec des passés de marnes, dont certains niveaux sont très riches en Orbitolines, constituant de véritable Lumachelles.

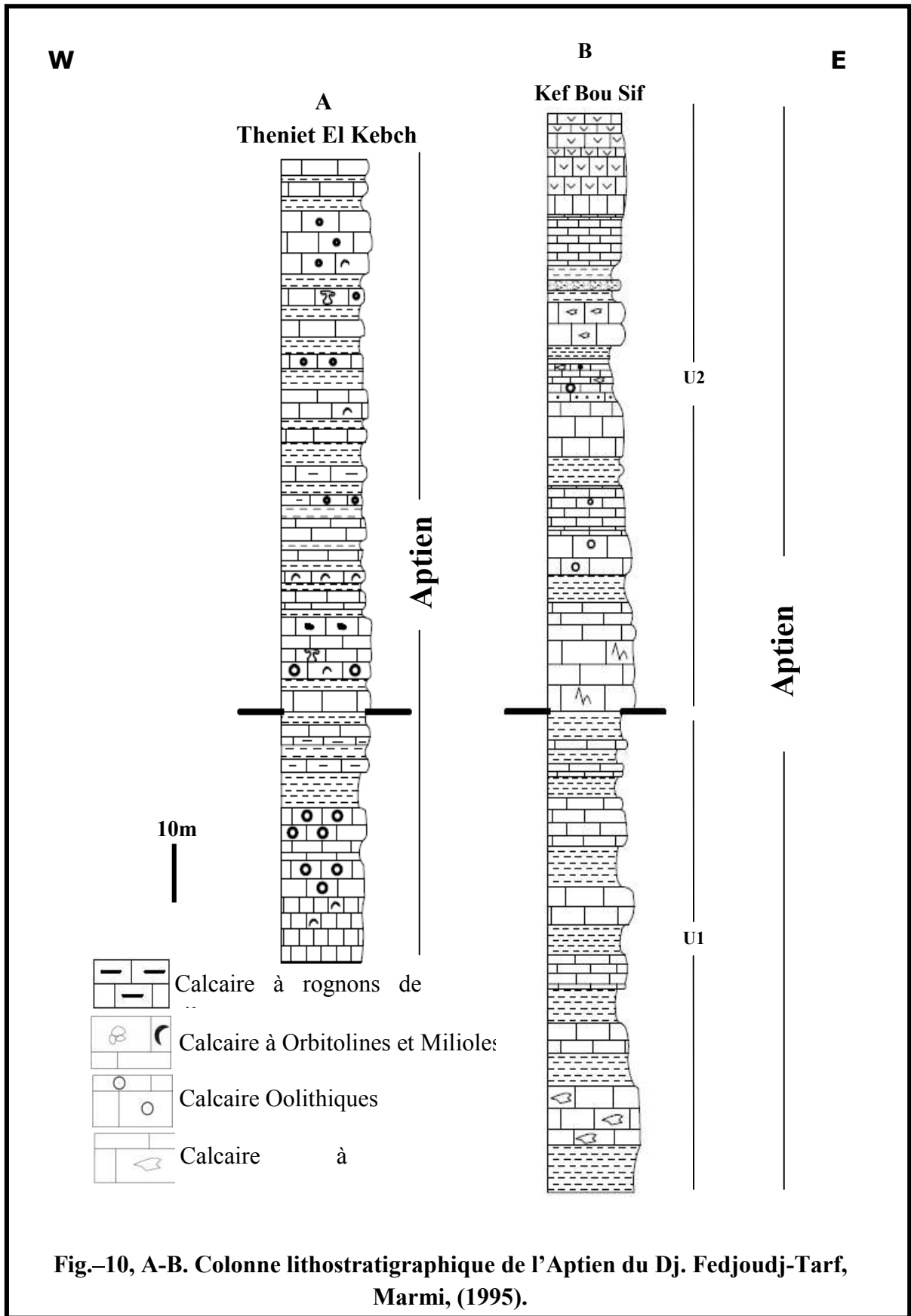
L'unité supérieur essentiellement carbonatée (~20m), caractérisées par une grosse barre oolithique, surmonté généralement par des passés de marnes, des bancs calcaréo-dolomitiques et des calcaires et biodétritiques riche en débris de coraux, de rudistes, d'autre bivalve, de bryozoaires, de serpulidés, de dasycladacées et de corallinacées primitives, Marmi, (1995).

Au sud de Dj. Fedjoudj, l'exploration géologique dans le puits AMR-1 (Fig. 11) révèle un Aptien marneux à la base et dolomitique au sommet de la série, tandis que vers le Nord-est de Dj. Tarf, on note la disparition de l'Aptien sous l'effet de la phase Autrichienne, Chacha (2012).

D'une façon générale, les séries aptienne dans l'avant pays atlasique sont caractérisées par deux ensembles lithologiques distincts : l'un inférieur marneux, l'autre supérieur calcareux, renferment des niveaux gréseux.

Les affleurements qui correspondent au domaine de l'Aurès faisant partie aux affleurements aptiennes, sont représentés par une importante série sédimentaire, il affleure dans la région des Aurès, où ils sont représentés de 500 à 800 m de calcaires et de dolomies avec des intercalations d'argiles et de marnes. Cette série comporte des épisodes détritiques matérialisés par des intercalations de grès et d'argile. Au Nord Est du périmètre Ain Beida au niveau des puits (SER-1, GE-1 et SB-1, Fig. 10-C) ; l'Aptien est représenté par des marnes et des calcaires argileux à rares intercalations de grès. De tel faciès s'est déposé dans un milieu marin profond infra néritique a pélagique. Sur le môle d'Ain M'Lila le même faciès de mer peu profond ou néritique se prolonge au cours de l'Aptien, ou l'on rencontre 200 à 400 m de dépôts carbonatés, avec un développement local de discordances dans la partie supérieur.

Dans la partie NW du périmètre d'Ain Beida, l'Aptien occupe la plus grande partie des affleurements du Djebel Mesloula et ses calcaires récifaux constituent tous les reliefs important du massif ; Dubourdiou, en 1959, différencie trois termes ; série antérieure aux calcaires récifaux, les calcaires récifaux et la couverture des calcaires récifaux de L'Albien.



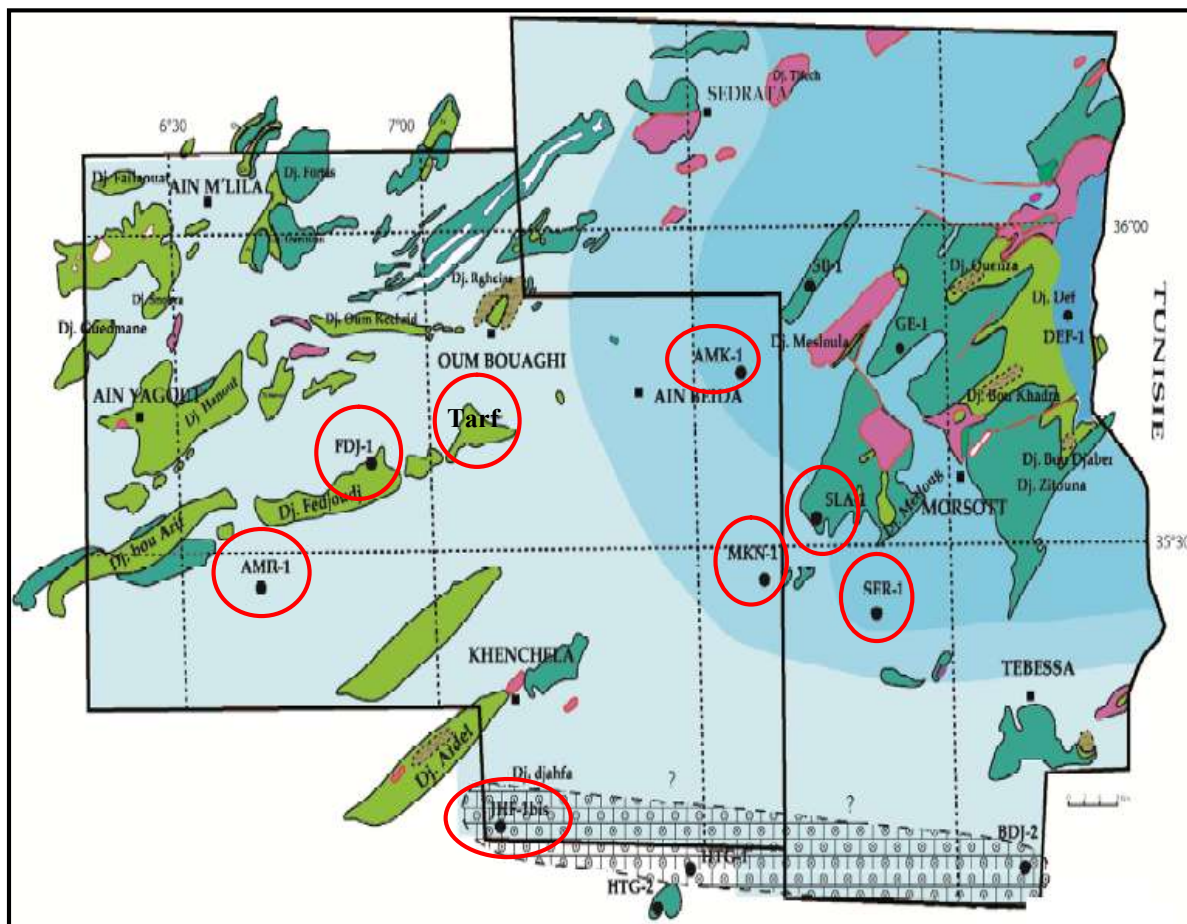


Fig. 10-C Position des puits dans l'Atlas Saharien, SLA, MKN, JHF et SER, Chacha (2012).

Bentaalla (2008) les affleurements au niveau de l'Atlas saharien sont représentés sous un faciès calcaire - dolomitique, dans la majeure partie des anticlinaux des Aurès, ainsi que dans les monts des Nementcha et de Tebessa.

- Au Djebel Kemakem, le toit de l'Aptien est atteint à une profondeur de 2534 m son épaisseur est supérieure à 166 m, il est constitué de dolomies et de calcaires dolomitiques à argileux intercalés de marnes.
- Au Djebel Onk, le toit de l'Aptien est à une profondeur de 2347 m son épaisseur est supérieure à 110 m, il est constitué de dolomies, de calcaires dolomitiques et d'argiles.
- Au Djebel Bottena, l'Aptien à une épaisseur de 281 m ; il est représenté par une alternance de calcaires, de marnes et d'argiles, avec présence de quelques bancs d'anhydrite.
- Un forage réalisé au niveau de Dj. Darmoun, montre un Aptien dont le toit est à une profondeur de 3069 m ; son épaisseur est supérieure à 103 m. Il englobe des calcaires bioclastiques à passées d'argiles et de marnes, et se termine par des dolomies. Il est marqué par la présence de quelques bancs de grès fins.
- Au Djebel Mandra, l'Aptien présente une épaisseur de 47,5 m, il correspond à des dolomies gris-bruns microcristallines compactes.

- A Oued Melah, au Sud de l'accident sud atlasique, le puits montre que le toit de l'Aptien est à 2975 m de profondeur, avec une épaisseur de 81 m, il comprend des dolomies à intercalations de marnes et d'anhydrite.

Les données des forages réalisés (Fig. 10-C), indiquent d'une manière générale, que l'Aptien du Sud Est Constantinois est calcaro-dolomitique marqué par des intercalations de marnes et d'argiles, Bentaalla (2008).

Dans le bassin du Sud Est Constantinois les dépôts Aptiens peuvent atteindre 900m d'épaisseur et sont constitués essentiellement par des faciès néritiques et récifaux. L'assemblage faunistique est représenté par des formes benthiques et planctoniques (Chofatelles, Orbitolines, Textularidés et Miliolidés). Parmi les formes qui ont pu dater cet étage, on peut citer : *Rotalipora ticinensis* et *Palorbitolina Lenticulari*, Bentaalla (2008).

Au niveau de Dj. Bou Djellal (qui fait partie à l'Atlas saharien oriental), les dépôts Aptiens sont constitués par une importante barre carbonatée représentée par des calcaires cryptocristallins parfois oolithiques et bioclastiques et de dolomies cristallines à rares passées d'argiles, Chacha (2012). Plus au Nord, vers la région où se localise les puits SLA-1, MKN-1 et SER-1 le faciès devient un peu plus argileux avec des passées de calcaires bioclastiques et oolithique, où il atteint son maximum d'épaisseur (de l'ordre de 1399m) au niveau du puits SER-1 et caractérisé par un axe de subsidence de direction NE-SO, (Fig. 10- E). Le faciès est associé à une faune pélagique passant vers la région de Souabah (Puits SB, Fig. 10-D) à des calcaires carrément argileux. Dans le môle d'Ain M'lila des constructions récifales ont été signalées, à l'instar de Dj. Hanout, Dj. Rgheis, Dj. Bou Djaber, Dj. Bou Khdra ou ont décrit des calcaires récifaux dont l'âge est Albo-aptien indifférencié, Chacha (2012).

Du point de vue paléogéographique (Chacha, 2012), les puits qui correspondent à l'Atlas saharien oriental, cités en dessous, s'est répartie en quatre (04) zones, (Fig.10-D)

- Zone intertidale à subtidale supérieur avec localement des barrières oolithiques, des plages intertidales et des levées grainstones (JHF-1bis, HTG-1 et BDJ-2) dont l'extension est indéterminée et des barrières bioclastiques. Ces dernières constituent un important développement d'édifices récifaux isolés à rudistes, polypiers associés aux algues rencontrées à Dj. Khenchela, Dj. Chélia, Dj. Ich Moul, Dj Rhgeiss et Hanout El Kébir. Ce qui constitue une véritable ceinture au niveau du môle d'Ain M'lila.
- La zone subtidale inférieure à quelques influences détritiques, le faciès associé à cette zone a été rencontrée dans les puits MKN-1 et SLA-1 où on note une alternance de marnes et d'argiles carbonatées à quelques passées de calcaire argileux gris foncé localement crayeux, fossilifère, des dolomies gris beige microcristallines à quelques niveaux gréseux (SLA-1).
- La zone de plate forme externe proximale à grand développement de barrières récifales liées au diapirisme, ces barrières ont été rencontrées à Dj Boujaber, Dj, Bou

Khadra, DJ Ouenza passant à des faciès marins plus profond infra néritique à pélagique à quelques influences détritiques

- Plate forme externe distale située à l'extrême Est du périmètre à quelques influences détritiques.

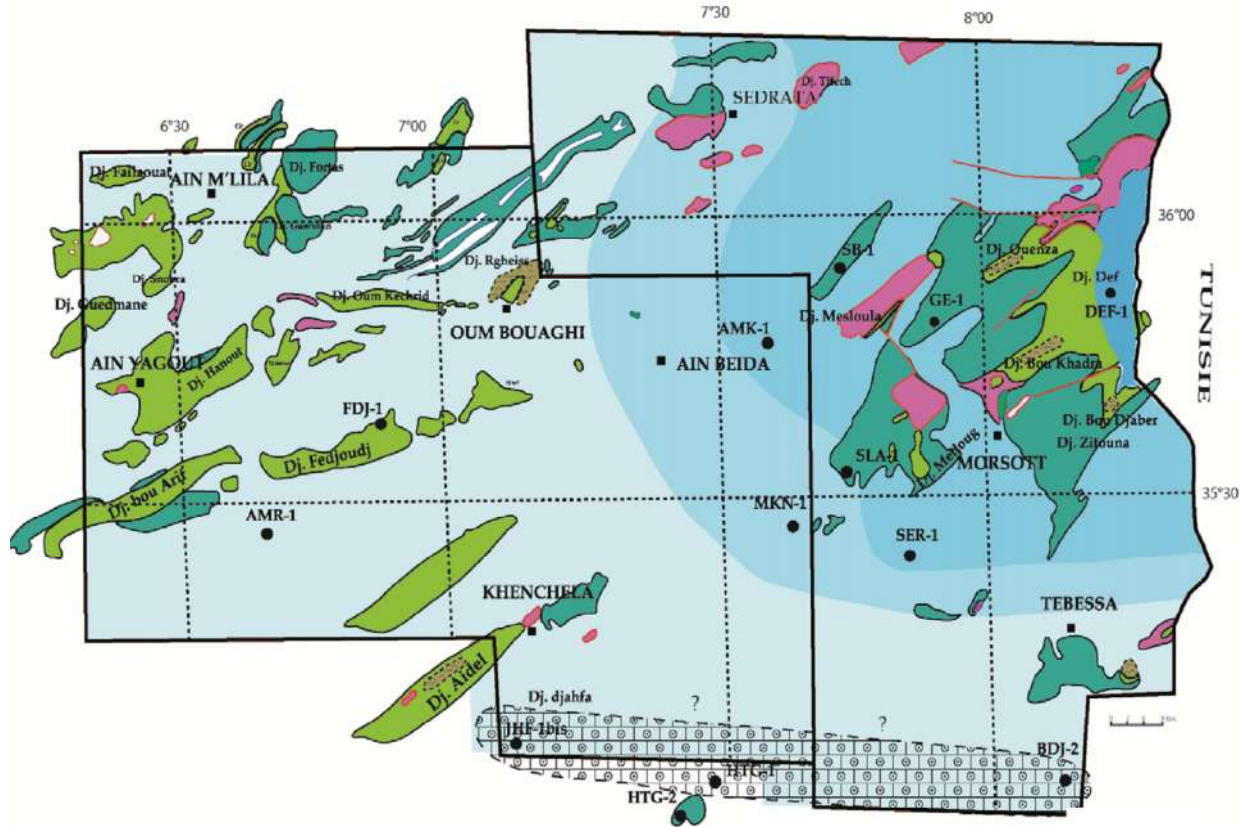
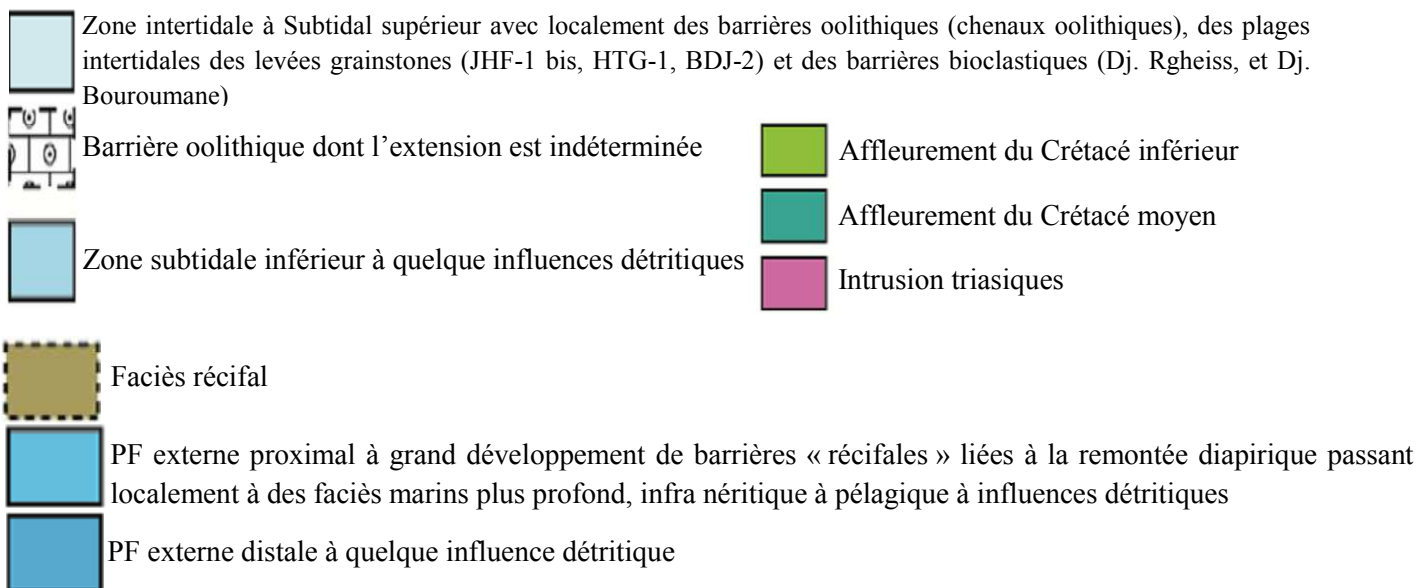


Fig. 10-D paléogéographie à l'Aptien, Belfar (2005)



D'un point de vue faciologiques pour notre terrain d'étude, nous avons constaté pour les trois coupes, (Dj. Fedjoudj "Fedj", Theniet el Kebch "TK" et Kef Bou Sif "BS") étudiées, l'existence de deux environnements probables ;

- Une zone subtidale caractérisé par un contenu faunistique formés de foraminifères, Miliolites et des gastéropodes, (Coupe Fedjoudj "Fedj") renferment un passage intertidal qui caractérise un milieu restreint ou lagunaire, dominé par des ostracodes.
- Une zone récifale représentés par des bancs oolithiques de milieu de pleine agitation, formé la plus part du temps par un microfaciès grainstones et des packstones à Orbitolines, foraminifère et coraux tabulés auxquels s'ajoutent des échinodermes et quelque rare Udotécées. Cette zone renferme un passage d'arrière barrière caractérisé par des pseudo-oolithes ainsi que des éléments globuleux "Bahamites".

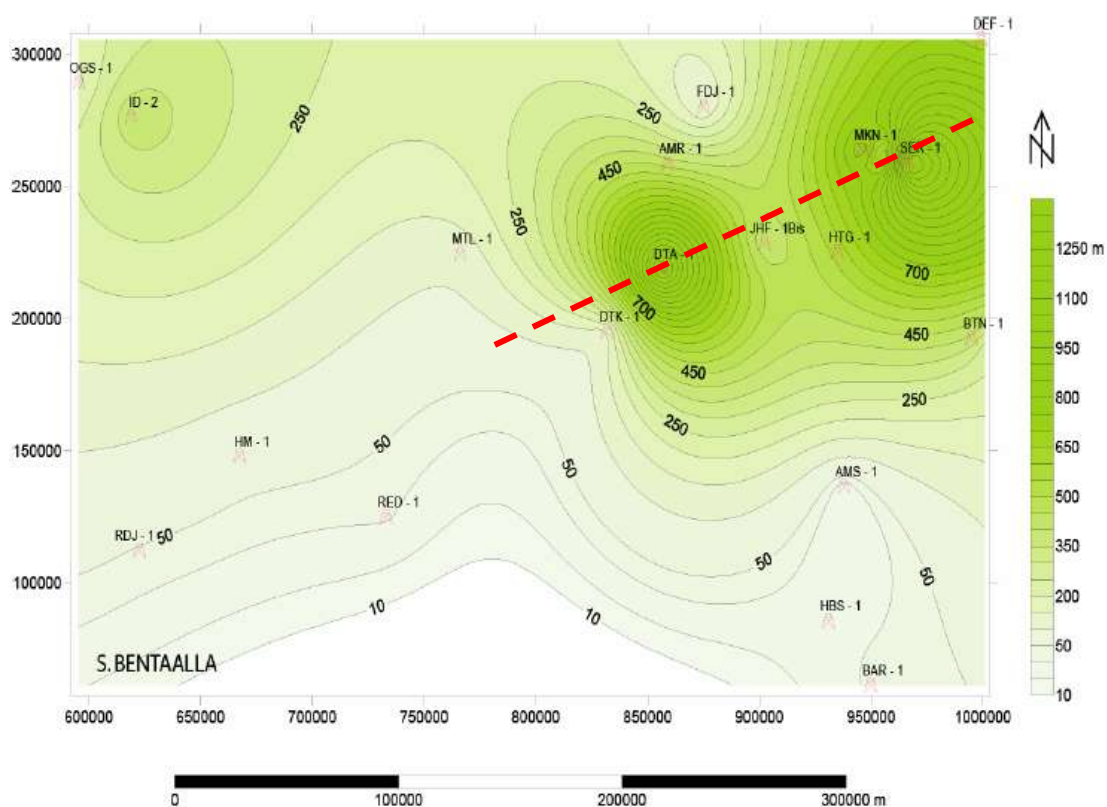


Fig. 10-E Carte en isopaque d'Aptien Sud est Constantinois, Bentaalla 2008.

Notons que l'environnement et le contenu faciologiques dans les trois coupes, (Dj. Fedjoudj "Fedj", Theniet el Kebch "TK" et Kef Bou Sif "BS"), sont très comparable avec les formations de l'aptien des puits (JHF-1bis, HTG-1 et BDJ-2) et des puits MKN et SLA.

G. Albien

La sédimentation albienne est bien reconnait dans le domaine atlasique, car les affleurements les plus fréquentes se trouve à l'ouest des monts de Batna. Bureau (1986) à fait remarqué que le milieu de dépôt à eu lieu dans une faible profondeur. On le rencontre aussi dans les anticlinaux de l'Aurès, les massifs de Khenchela et Ich Moul-Chellia. Les fossiles attribués à l'albien supérieur sont : *Heteraster tissoti* COQUAND, *Mortoniceras sp.*, Marmi, (1995).

Dans le domaine des Aurès, l'Albien est mieux représenté. On le rencontre au Dj. Bouarif, Dj. Hanout Kebir, les massifs de Bellezma, Khenchela et Ich-Moul Chelia (Laffitte, 1935). Au niveau de Dj. Amran, la Lithostratigraphie de l'Albien (**Fig. 11**) dans le puits (AMR-1) est représentée par une alternance d'argile, de calcaire et de grès. En passant au Nord-est de Ain Baida, l'Albien dans le puits AMK-1 est composé de deux unités, (**Fig. 11**); l'une est inférieur marneuse a quelque passée de calcaire, l'autre est supérieur formée d'une grande sédimentation carbonatée, Chacha (2012).

Sur le versant sud du massif de Bellezma, est caractérisé par une assises renferment des Radiolites (*Praeradiolites*) indiquant le Vraconien (Laffite, 1936). L'Albien de l'Aurès est caractérisé par une alternance marno-gréseuse associée à des calcaires à Ammonite. Le sommet passe à des calcaires riches en Céphalopodes, à Algues et à Orbitolines. Ces caractères impliquent des mouvements d'affaissement du fait du dépôt d'une sédimentation épaisse (300m) dans un fond ne dépassant pas 200m,

Au niveau du périmètre d'Ain Beida, l'Albien à été le siège d'une importante sédimentation mixte, argilo-carbonatée. Cette dernière est contrôlée par la phase Autrichienne, c'est ainsi que localement l'Albien supérieur peut être discordant sur les formations sous jacentes de l'Albien inférieur voire même l'Aptien sommital, Dubourdiou, (1959).

Laffitte (1939) à signalé dans les Aurès une association de microfaune pourrait correspondre au passage Aptien-Albien, représenté par : clansayésienne à *Acanthoplites waschittaensis*, *Colombiceras cf. tobleri* var. *discoidalis*, *Tetragonites jurinianus* avec *janira*.

Au niveau de Dj. Bouarif et sur le versant nord, une association *Clansayésienne* à été signalé par R. Laffitte (1939) juste au dessus de la barre carbonatée, car la limite **Aptien-Albien** n'est pas bien fixée, Vila (1980). Alors que l'**Albien** franc est constitué essentiellement avec toute une alternance de calcaire et calcaire dolomitique, grès, marne et argile. L'épaisseur de cette alternance faisaient ~200 m. l'association faunistique est caractérisé par *Favusella washitensis*, *Thalmaninella ticinella roberti* avec des Ostracodes et des Miliolidés, auxquels s'ajoutent à cette alternance, un niveau dolomitique bréchique riche en microfossiles, dans la partie sommitale, Vila (1980).

Au sud-est d'Ain Yagout, un niveau condensé à été signalé par Guiraud (1973) renferment des : *Puzosia aff. quenstedti*, *Beudanticeras sp.*, *Bracoceras sp.* Indiquant l'Albien supérieur.

Vila (1980) a décrit un niveau de biomicrites qu'il s'agit de l'Albien et contient des Orbitolines, *Colmiella recta* et *Hedbergella sp* au Nord-est du Dj. Toumbaït de la série complète de Dj. Hanout Kébir. L'une des caractéristiques lithologiques de L'Albien décrite

par Vila, la série supérieure a été datée à proximité d'un niveau repère ferrugineux bréchique par une association à *Ticinella roberti*, *H. cf. washitensis*, *H. sp.*, *Globigerinelloides bentonensis*.

Sur le versant nord de Bou Arif, Vila (1977) a souligné l'existence de: *Favusella Washitensis*, *Ticinella roberti*, des Ostracodes et des Miliolidés qu'il attribue à l'Albien. La limite supérieure de cet ensemble est marquée par un niveau de marnes de 3 m d'épaisseur qui a fourni à Vila un ensemble faunistique: *Planomalina Buxtorfi*, *Biticinella Breggiensis*, *Thalmaninella Ticinensis*, qu'il attribue au Vraconien (**fig. 12**).

Il est représenté par une série d'environ 160 m d'épaisseur constituée par une alternance de grès blancs, ferrugineux à faisceaux pluri-décimétriques et de marnes de teinte beige à verdâtre, Djaiz. (2011).

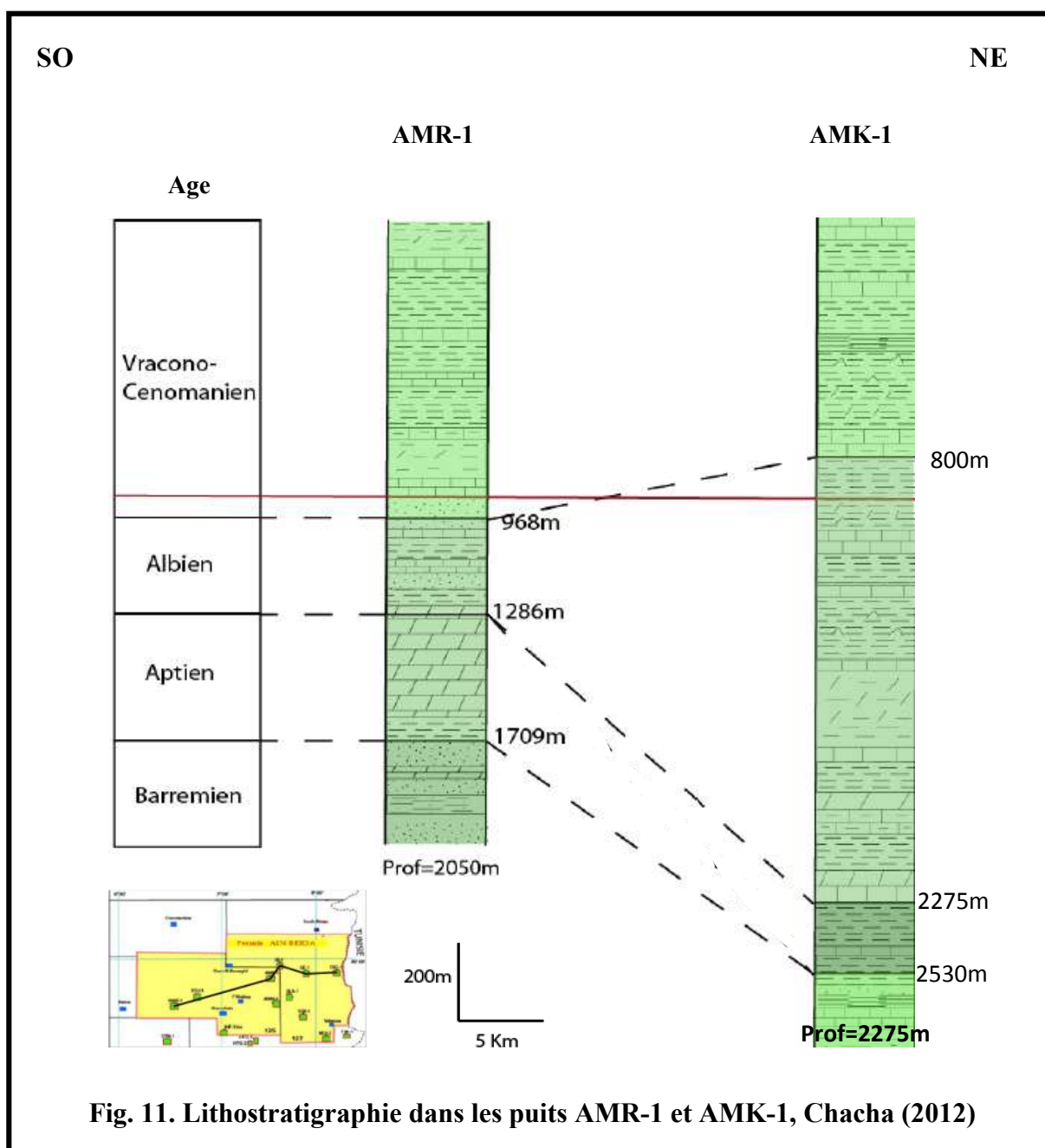


Fig. 11. Lithostratigraphie dans les puits AMR-1 et AMK-1, Chacha (2012)

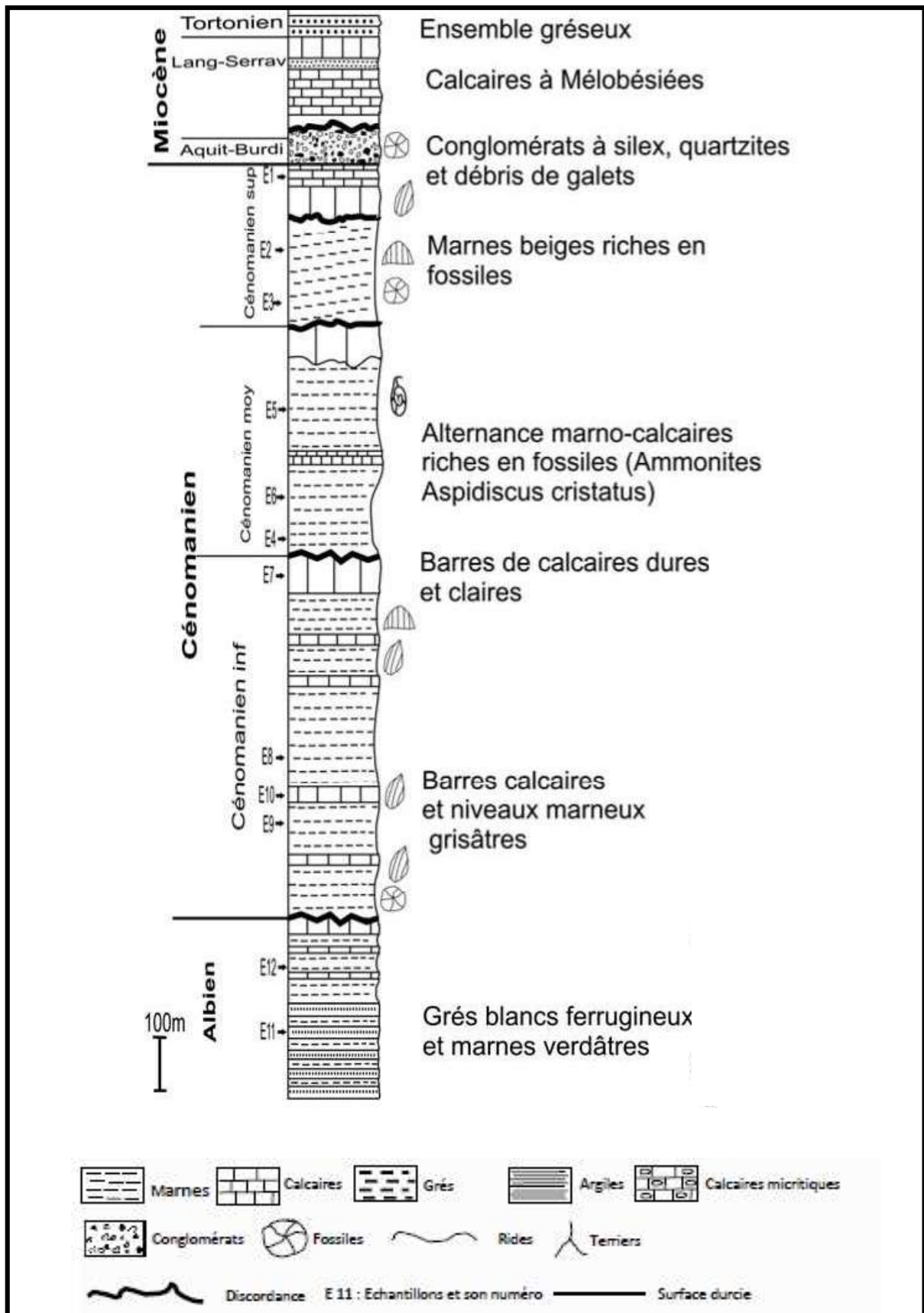


Fig. 12. Colonne lithostratigraphique de Mennchar Ali Guera (Dj. Bou Arif Nord, Djaiz. 2011)

7.1.3.2. Crétacé supérieur ;

Le Crétacé supérieur est largement représenté dans l'avant pays atlasique. Il est convenablement représenté par les affleurements des monts de Batna et les monts des Aurès. Par rapport au faciès du Crétacé inférieur décrit ci-dessus, l'observation des séries du crétacés supérieur est moins importante dans notre terrain d'étude, Dj. Fedjoudj, Dj. Tarf. Pour Dj. Bouarif. Il est à noter que les faciès du Cénomano-Turonien, représentent les formations dominantes, qui enveloppent la structure.

D'un point de vue structural, les monts des Aurès faisaient partie de trois faisceaux de plis, allongés longitudinalement par rapport à la chaîne. L'un des faisceaux de plis est central, représenté par Dj. Azreg-Ich Moul, Chélia et Khenchela. Il est caractérisé par les séries du Crétacé supérieur les plus complètes, où seul affleure le Crétacé inférieur, au contact duquel viennent les termes de base de la série du Crétacé supérieur, Herkat, (1999).

A. Cénomaniens

Contrairement aux formations géologiques qui ont été décrites sur le flanc nord de **Dj. Bouarif**, soulignée par la présence des formations dolomitiques et gréseuses, la lithologie sur le flanc Sud est essentiellement représentée par de puissants niveaux marneux, (**Fig. 09-B**), La limite basale du flanc Sud a été étudiée en détail par S. Guellal (Guellal et Vila, 1973), constitué par ;

- a) Alternance de marnes et marno-calcaire de ~120 m, livrant un contenu faunistique constitués par des mollusques. Cette série définissant le **Vraconien-Cénomaniens** inférieur.
- b) **Cénomaniens moyen-supérieur** est constitué essentiellement par des marnes de différentes couleurs, toutefois dans sa partie sommitale s'intercale avec une série de ~100 m, de marnes et marno-calcaire, riche en microfossiles. Les macrofossiles sont constitués par des *Mollusques*, *Polypier* « *Aspidiscus cristatus*, la forme la plus caractéristique du Cénomaniens Aurésien », des *Pictens*, des *Huitres*. Parmi les oursins les plus typiques est *Heterodiadema lybicum*, etc..... Cet horizon mesurant **460 m**.

Sur le flanc septentrional du Dj. Bou Arif ; exactement à l'Ouest d'El Madher, (**Fig. 08-c**); Marmi (1995) a récolté deux Ammonites dans un niveau marneux incluant quelques bancs de biomicrites ? Il s'agit de *Neolobites vibrayanus* d'ORB et *Newboldiceras spinosum* KOSSMAT, caractérisant le Cénomaniens moyen.

- c) Le **Cénomaniens supérieur** contient toujours des ammonites, des oursins, des Plicatules et des huitres. La microfaune a été livrée dans des intercalations de micrites à *Pseudorhapydionina* sp., *Cuneolina* sp. et ses marnes livrent : *Praeglobotruncana* sp., *Rotalipora greenhornensis*, *R. cushmani*, *Clavhedbergella simplex*, *Hedbergella* sp. et des Ostracodes.

Dans les monts des Aurès le Cénomanién, (**Fig. 08**), à faciès marno-calcaire est caractérisé par une association de macrofaune décrite par Laffitte : Huître, Pectens, Plicatules, Oursins, Ammonites, et surtout un cœlentéré typique qui reflète la forme la plus caractéristique du domaine Aurésien, il s'agit d'*Aspidiscus cristatus*, Marmi, (1995).

Dj. Amran constitué l'affleurement le plus septentrional de la chaîne des Aurès. Seul affleure le Cénomanién terminal où des ammonites du Cénomanién supérieur sont signalées par LACASSAGNE et MAGNE (1951) : *Eucalycoceras newboldi* et *Neolobites sp.*, Herkat, (1999).

Le Vracono-Cénomanién au niveau des deux puits **AMR-1** et **AMK-1**, est caractérisés par des épaisseurs presque identiques, représenté par des marnes parfois lumachelliques, dolomitiques alternant avec des calcaires graveleux, noduleux et des marno-calcaires riches en Pyrite et en Gypse, **Fig. (11)**.

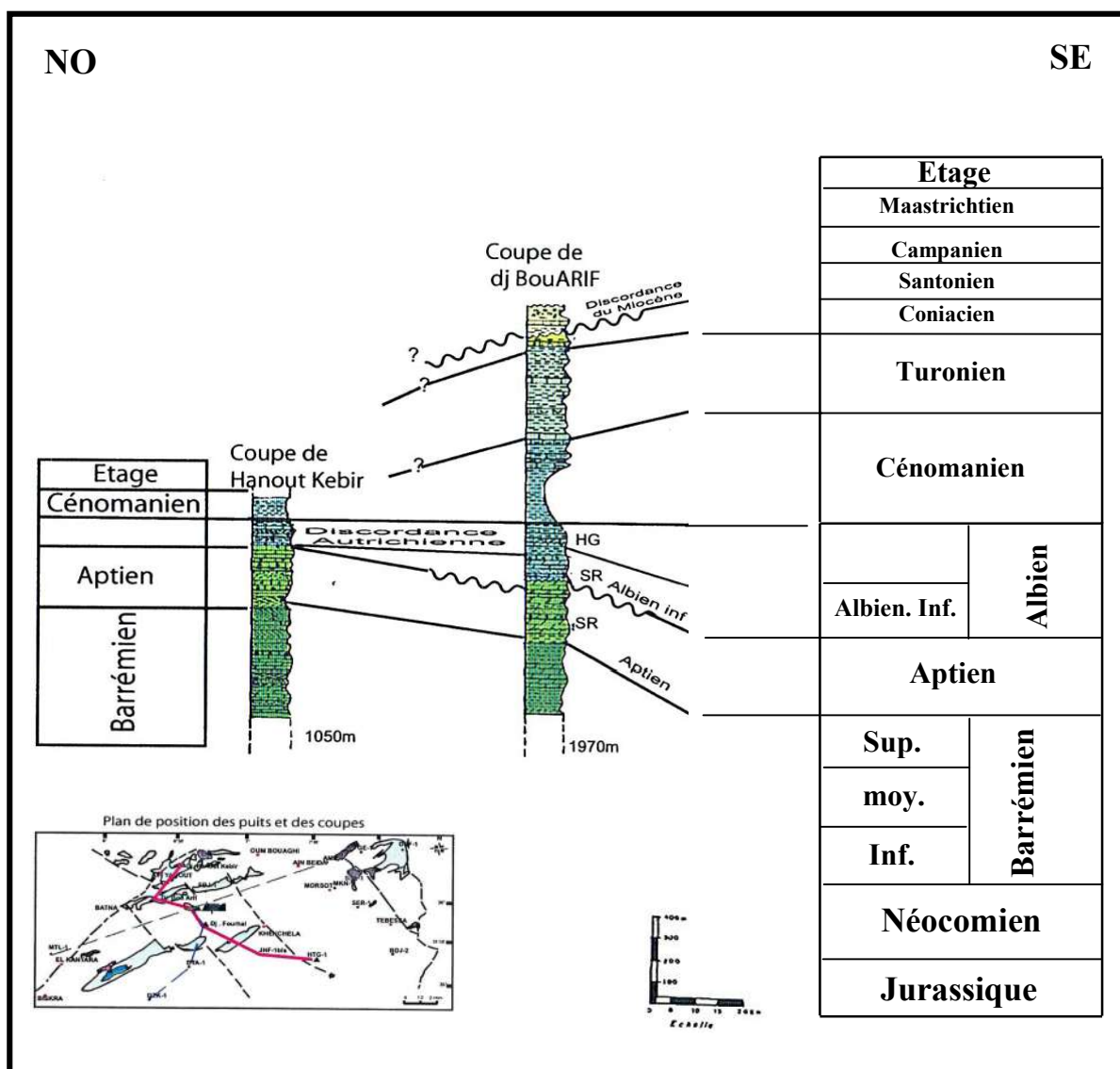


Fig. 13 Log Lithostratigraphique et corrélation entre Dj. Bouarif et Hanout Kébir, H. BOUZIENE (2007).

B. Turonien

La limite basale du flanc **Sud** de Dj. Bouarif est constituée essentiellement par des marnes, auxquels s'ajoutent des intercalations de marno-calcaires de calcaire zoogène. L'ensemble constitué le Turonien représenté par une puissante série marneuse de **645 m**, (**Fig. 13**).

Vila (1980), le *Turonien inférieur* attribue une microfaune à *Praeglobotruncana algerianna*, *Globotruncana helvetica* et à "grosses *Hedbergelles*".

Dj. Azeb situé à l'extrémité **SO** du **Dj. Bouarif** révèle d'une série complète de Cénomaniens et de Turoniens. Il débute probablement par les calcaires noirs à foraminifères pélagiques et Pithonelles qui apparaissent au-dessus de la série du Cénomaniens.

Le reste de la série est essentiellement marneux. Toutefois la microfaune planctonique (LACASSAGNE et MAGNE, 1954) ne permet de caractériser que le Turonien inférieur et le Turonien moyen avec notamment : *Globotruncana helvetica*, *Globotruncana shneegansi* et *Gumbelina globulosa*. Le Turonien terminal correspond à un banc calcaire ayant livré de riches associations de rudistes étudiés récemment par F. CHIKHI dont *Vaccinites pregiganteus*. L'épaisseur totale du Turonien se situe autour de 350 m, Herkat (1999).

Pour Vila (1980), le Turonien supérieur possède une microfaune assez pauvre à *Globotruncana helvetica* qui persiste toujours dans le *Turonien supérieur*. Les calcaires zoogène contiennent des hippurites *rousseli* var. *batnensis* et des *Radiolites*.

Marmi (1995), à l'ouest d'el **Madher**, (**Fig. 08-c**), l'assise turonienne est représentée par des marnes (~**50m**) à la base, surmontée par un terme marno-calcaire. Les marnes renferment une microfaune comprenant des foraminifères planctoniques dont *Whiteinella* sp. (Diverse espèces indéterminées), *Dicarinella imbricata* MORNOD, *Heterohelix* sp. et *Hedbergella* sp. (Marmi, 1995).

Le Turonien au niveau de Dj. Amran s'achève par un banc carbonaté à rudistes du groupe de Vaccinités, renferme d'abondants foraminifères arénacés, Herkat (1999).

Le Cénomaniens et le Turonien des Monts de Batna, Dj. Bouarif (**Fig. 13**) et du Dj. Amrane (**Fig. 11 et 8. a**) sont représentés par des séries à tendance carbonatée à l'Ouest où les faunes et microfaunes benthiques prédominent et des séries essentiellement marneuses à l'Est, caractérisées par d'abondants foraminifères pélagiques.

La subsidence relativement faible au niveau des Monts de Batna, augmente brusquement dans le Dj. Bou Arif où elle paraît ensuite subir une légère décroissance d'Ouest en Est dans le massif, Herkat (1999).

L'intervalle turonien-cénomaniens a été le siège d'une sédimentation de mer profonde. Cette dernière s'étend des Aurès, au sud, jusqu'à la limite passant au nord des Dj. Bou Arif-Fedjoudj-Tarf. Plus au nord de cette limite, les dépôts qui dominent correspondent à une sédimentation de plate-forme et caractérisent le Barrémo-Aptien, Herkat, (1999).

C- Sénonien

L'affleurement des formations du Sénonien sont très réduites dans la région d'étude, en particulier dans le nord Aurésien. Dans la zone d'étude, le Sénonien est représentés par des alternances de marnes grises et de calcaires à Inocérames, signalant le Coniacien, (Vila, 1973). Au niveau de Dj. Bouarif et Dj. Amran le même faciès à Inocérames à été témoigné signalant le Sénonien. Contrairement, sur les Aurès (Laffitte, 1939), le Sénonien existe sur tous les anticlinaux, caractérisé par une série très épaisse (~2000m).

La limite inférieure du Sénonien à été discerné suite à l'apparition de *Barroisicera Haberfellneri*, alors que la limite supérieure comprend *Ostrea villi*, *Turitella quenttensis* et surtout *Cardita beamonti* (espèce ayant apparu au Maestrichtien, R. Laffitte, 1939).

Marmi, (1995) au Dj. Amran, un Ammonite (*Tissotia tissoti*) à été récolté sur le flanc nord dans un niveau marno-calcaire, signant le Coniacien moyen/supérieur. Sur le flanc sud et sur le même chaînon, une Ammonite à été récolté (*Gauthiericeras sp.* dét. R. Busnardo) dans un niveau marno-calcaire, indiquant le Coniacien inférieur.

Le Coniacien sur le flanc Sud de Dj. Bouarif est représenté par une alternance entre des calcaires riche en Inocérames alors que les marnes contiennent des *Rotalia algerianna* et des Ostracodes, (Guellal et Vila, 1973).

7.2. LES FORMATIONS DU TERTIAIRE

L'étendue des formations qui correspondre au cénozoïques dans l'avant pays atlasique sont moins répandues comparativement aux terrains du Secondaire. La couverture au niveau de **Dj. Fedjoudj et Tarf** est dépourvue de formation tertiaire, alors qu'au niveau de **Dj. Bou Arif**, ces derniers, constituées des dépôts bordant les structures montagneuses, représentées en grand partie par un faciès terrigène, formé de conglomérats, argiles marnes bleutés et des calcaires. Néanmoins, au sud des Aurès et au bassin de Timgad, ces affleurements sont fréquents.

Dans la partie sud du massif de **Bou Arif**, le Miocène est nettement discordant. Il est formé par des calcaires gréseux à ciment calcaro-dolomitique, riches en glauconie et en débris d'organismes. Le flanc sud-est formé d'une série de 1000 m d'épaisseur d'argiles silteuses beiges ou vertes, gypsifères, des alternances d'argiles silteuses et de grès fins argilo-carbonatés en plaquettes centimétriques. Ces formations occupent toute la partie sud de la feuille de Tazoult. Elles sont constituées essentiellement par des bancs de grès métriques assez étalés et façonnés en corniches, Djaiz (2011).

7.2.1. Paléogène

Sur le flanc sud du massif de l'Aurès le Paléogène est décrit avec une variation de faciès et diminution de son épaisseur du NW au SE. Ce dernier est subdivisé en deux ensembles bien distincts.

A. Un ensemble marin à la base (Danien - Lutétien supérieur).

Les dépôts sont bien développés et conservés dans les dépressions synclinales au SE de l'Aurès (Synclinal de Ouled Rechaich, Flexure Khanguet Sidi Nadji). Dans le synclinal de Bouzina, la série débute par des calcaires contenant des bancs marneux datés du Paléocène, surmontés par un Eocène à marnes blanches et des calcaires marneux à silex et nummulites.

Le Paléocène dans le synclinal d'El Kantara présente une épaisseur de 110 mètres. Il est représenté à la base par des calcaires à Gastéropodes Nautilus, à Miliolites et des calcaires à Trilobulina, Quinqueloculina et Alvéolinu subpyrenaica. L'ensemble est associé à des marnes jaunâtres avec intercalations de calcaires marneux, puis viennent des calcaires marneux et dolomitiques. Les premières couches Eocènes décrites dans le synclinal d'El Kantara furent attribuées à l'Eocène inférieur par Laffitte (1935) dans la coupe levée sur la rive droite de l'Oued El Hai. Ils apparaissent suivant une mince bande recouverte par l'Oligocène et le Quaternaire au NE du village d'El-kantara. Ce faciès est caractérisé à la base par des calcaires et des marnes gréseux, et des calcaires à poudingues. L'ensemble est surmonté par des marnes à Gastéropodes et à Lamellibranches. Ces formations ont fourni des *Ostrea multicosata*, caractérisant le Lutétien. Dans les poudingues qui constituent le Lutétien inférieur, apparaissent de nombreux éléments de calcaires à Bryozoaires du Maastrichtien et de calcaire à huîtres crétacés, soulignant une érosion au Nord d'El Kantara du Maastrichtien. Cette observation a permis à Laffitte de conclure à une émergence d'une partie de la série sénonienne entre le Metlili et les monts du Hodna, Laffitte (1936).

B. Un ensemble continental au sommet (Eocène supérieur - Oligocène).

Le Paléogène continental englobe l'Eocène supérieur et Oligocène (Chebah, 2007) et son épaisseur ne dépasse pas les 200 m. Il est représenté par des dépôts rouges et des conglomérats grossiers. Ces formations reposent en discordance sur les dépôts antérieurs en concordance sur le Lutétien dans les synclinaux. Dans le synclinal d'El Kantara, Laffitte (1939) décrit un terme marneux, conglomératique riche en gastéropodes qu'il rattache à l'Aquitainien. Au sud de l'Aurès (Bouzina), il signale un terme formé de marnes rouges, de conglomérats grossiers. A Khanguet Sidi Nadji, la série est détritique, formée essentiellement de grès, de sable et de conglomérats.

7.2.2. Néogène

Le Néogène a été décrit pour la première fois par Fournel en 1849. Il regroupe les formations continentales d'âge mio-pliocène (Kilian, 1931) et l'ensemble des formations rouges tertiaires de l'Aurès. Ces formations sont souvent discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase atlasique de l'Eocène supérieur et surmontées en discordance par des dépôts quaternaires (Guiraud, 1978). Les principaux affleurements sont signalés dans le centre et en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire.

7.2.3. Miocène

En 1862, Coquand signale pour la première fois dans les environs de Khenchela un gisement du Burdigalien à Pectens et les couches rouges du Sud de l'Aurès. Ficheur (1898) signale les mêmes formations sous les calcaires marins du Miocène inférieur. Flamand (1908) décrit ces mêmes faciès incluant divers Pectinidés. Laffitte (1934) signale l'existence de ces couches et l'extension du Néogène dans l'Aurès.

Dans le Djebel Refaa, le Miocène forme un bioherme associé à des algues, des Spatangues, des Lamellibranches et des Gastéropodes. Dans le Djebel Tuggurt, la série dépasse 250 m (Laffitte, 1936). Les dépôts récifaux et péri-récifaux, ou des conglomérats, existent en de nombreux points du massif de l'Aurès et sont observés au sommet de Dj. Metlili, Mekrizane et Meddiane (Guiraud, 1990).

Le Miocène inférieur est caractérisé par une sédimentation de régime transgressif. Les épaisseurs considérables des sédiments miocènes marins sont recouvertes par des sédiments continentaux postérieurs constituant les grands bassins mio-pliocènes. Le découpage établi par Guiraud (1973) basé sur l'âge des formations demeure le plus réaliste. Les limites stratigraphiques du Miocène marin sont toujours faciles à déterminer dans l'Aurès, car il repose toujours en discordance sur les couches marines anciennes de l'Eocène inférieur ou moyen, et du mésozoïque (Guiraud, 1990). Ces derniers sont essentiellement à dominante détritique (argilo-gréso-conglomératique) ne contenant que rarement une faune caractéristique tel que les Pectinidés.

7.2.4. Pliocène

C'est un remplissage ancien de paléo relief constitué par des argiles jaunâtres et des conglomérats mal cimentés de même teinte bien visible le long de la route Ain Yagout-Batna. Dans les chaînons de Ras Chicha et Dj. Rhélis, il est formé de conglomérats peu consolidés à lentilles gréseuses à leur base. Cet ensemble repose en concordance sur le Messinien et surmonté en discordance par des formations du Quaternaire.

7.3. LES FORMATIONS DU QUATERNAIRE

Toutes les formations post-miocènes observables, essentiellement quaternaires, sont en effet continentales et sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et sols salés anciennes ou sebkha). Ils sont formés de croûtes calcaires, des sols salés, des glacis polygénique nappant les reliefs et des dépôts de pentes (alluvions anciennes et récentes). Au niveau de Dj. Bou Arif le Mio-pliocène constitué un intervalle qui sépare le cénozoïque avec celle des dépôts du quaternaire, caractérisé par une formation continentale, formé par des argiles et des conglomérats. Tandis que au niveau de **Dj. Fedjoudj et Tarf**, les formations du quaternaires sont développées essentiellement dans les parties bordant les reliefs montagneux, Vila (1973).

7.4 CADRE STRUCTURAL

La zone d'étude correspondre au domaine atlasique enveloppé au nord par le domaine allochtone et au sud par le domaine parautochtone. L'ensemble faisant partie de la marge de la plaque africaine auquel, la tectonique alpine joue un rôle cruciale pour la mise en place des différentes structures. Son évolution structurale est liée à des événements tectoniques se succédant au cours des temps, depuis la fin du Paléozoïque jusqu'à nos jours. A cet effet, on examinera :

- Les accidents principaux du domaine atlasique en prenant en considération l'ensemble de la fracturation.
- Les plis et Leurs relations probables avec les accidents.

7.4.1 L'accident Sud Atlasique

L'accident Sud Atlasique est une ligne continue de failles et de flexures qui met en contact les vastes étendues monotones du domaine saharien et les chaînes montagneuses du domaine atlasique. Il s'agit d'un alignement très remarquable désigné le plus souvent par l'une des expressions suivantes : Accident Sud-atlasique, Flexure Saharienne ou Accident Nord-saharien ;

La description de cet accident par Laffitte semble la plus complète, et de laquelle Guiraud (1990) tire les conclusions suivantes :

- Continuité de l'accident entre Agadir au Maroc et Khanget Sidi Nadji à l'Est de Biskra
- Difficultés de fixer parfois le tracé précis ou un tracé unique suite à la présence de plis assurant un effondrement assez progressif des structures, au sud de l'atlas saharien.
- Présence d'une gouttière synclinale discontinue aux pieds des premiers reliefs du domaine atlasique (domaine préafricain).
- Age fini pliocène de la surrection du domaine atlasique avec cependant des mouvements antérieurs à des époques variables dans des secteurs localisés.
- Obliquité de l'accident par rapport aux plis atlasiques mais parallélisme avec les chaînes récentes (chaîne de Rhélliss).

Dans le détail, il s'agit d'une ligne brisée dont les tronçons successifs de celle-ci se répartissent en trois familles principales de cassures de directions proches d'E – W, NE – SW et NW – SE (cette direction ne se rencontre que dans la région de Biskra). Aussi, il représente une limite assez complexe tant du fait de son tracé que de son histoire, car il correspond à une succession d'accidents indépendants les uns des autres ayant joué ou rejoué lors de diverses phases tectorogéniques. Il représente sensiblement la limite méridionale du tectorogène alpin et probablement hercynien en Algérie (Guiraud, 1990).

Dans la région de Biskra on note, qu'entre Chaiba (Ouest) et Foum El Gherza (Est), les accidents NW–SE à WNW–ESE sont liés à des décrochements dextres et se poursuivent dans le domaine atlasique. Cependant, il semble que la faille de Chaiba, limitant le bassin d'El Outaya à l'Ouest, n'ait pas rejoué après le Miocène, ce qui n'est pas le cas pour les décrochements qui se manifestent à l'Est de Biskra (Chetma, Foum El Gherza) et qui décalent les séries pliocènes de façon dextre en les laminant parfois (principalement entre Biskra et Chetma) (Guiraud, 1973).

7.4.2 Les structure du domaine Atlasique

Le domaine atlasique correspond à deux grands ensembles morphostructuraux bien individualisés : au Nord le domaine préatlasique faiblement tectonisé et au sud le domaine atlasique fortement tectonisé où on observe des accidents dextres et des plissements de direction atlasique (phase éocène supérieur). Les principales structures rencontrées dans cette région sont regroupées comme suit, (**Fig. 14**) :

- L'accident sud atlasique (ou flexure saharienne) au Sud.
- Le faisceau de failles sur lesquelles s'interposent les plis de l'Aurès, entre Kef Nsara et Foug el Kherza.
- L'accident de Roumana Chaïba à l'Ouest.
- L'accident nord atlasique qui longe tout d'abord le flanc sud du Djebel Meharga, et ensuite légèrement décalé de façon senestre à partir de l'Oued el Melah et se poursuit au Nord des djebels Saoura et Fozna en direction de la pointe nord –occidentale du Djebel Metlili.
- L'accident NW-SE Negrine-Bejaïa dextre passant par Khangat Sidi Nadji et Khenchela –Meduine – Gafsa. Il fut signalé par Laffite (1939) et Dubordieu (1956) ; Vila (1981), Ghandriche (1991) et Marmi (1995).
- L'accident NE-SW senestre passant par Souk Ahras- Batna-Outaya. (Glangeaud, 1951) qui se prolonge vers Béja en Tunisie (Delteil et Al Turki, 1986). Le bassin de Timgad est donc limité par deux grands accidents régionaux orientés NW-SE, l'un à l'Ouest passant par Batna Oued Mellegue, l'autre à l'Est de l'accident, celui de Negrine-Bejaïa.
- Les accidents de direction E-W sont moins nombreux, cependant Guiraud (1973) décrit la Géosutures Hodna-Aurès et soupçonnée par Glangeaud (1951) comme une faille inverse profonde à fort pendage vers le Sud limitant les Aurès.
- L'épisode tectonique extensif est marqué par un développement d'un réseau de diaclases NW-SE et NE-SW (Guellal et Vila, 1977).

7.4.3 Bassin des Aurès

L'organisation structurale du bassin des Aurès est caractérisée par deux zones structurales :

7.3. A. La zone Aurésienne proprement dite, qui comprend les Aurès, et renferment deux grands ensembles de plis, occidental et oriental. Les plis de l'Aurès occidental constitués une bande de trois faisceaux anticlinaux, dans la direction des structures est N50°E. Au sud de cette bande, nous avons l'accident sud Aurésien pour une direction N105°E à N110°E.

Il existe un alignement N 110° au Nord du massif de l'Ich Ali, passant par Touffana qui correspond probablement à la trace d'un accident secondaire, qui limite par le Sud les structures visibles dans le bassin de Timgad dont la direction moyenne est N 70° E à N 80° E. C'est également celle des anticlinaux situés à l'Est de Batna : **Dj. Bou Arif, Dj. Amrane et Dj. Fedjoudj**. L'ensemble de ces structures se situent dans un couloir de décrochement dextre (**Fig. 15**), compris entre l'alignement de Touffana et l'accident de

Tebessa-Aïn Beïda, mobilisé lors de la phase post-miocène essentiellement, Herkat (1999).

7.3. B. La zone NE du bassin qui englobe les Monts de Morsott et d'Aïn Beïda, ainsi que les Monts du Mellegue. Au nord de l'accident nord Aurésien, parallèlement à ces deux zones s'ajoutent, les structures liées à la marge nord orientale, du bassin (type Monts de Batna) et à l'accident sud atlasique (Monts de Negrine), Herkat (1999).

7.4.4. Les Aurès et les Monts de Batna

7.4.4.1. L'accident nord atlasique

Au niveau des Monts de Batna les fractures relevées par D. BUREAU (1986) et Y. BELLION (1973) constituent un réseau composé de plusieurs directions:

- les failles longitudinales aux massifs ont une direction N 70° E ;
- des failles N 85° à N 160° E en échelon sont observables également.

D'après BUREAU (1986) les accidents N 70° E ont joué en décrochement dextre dans les Monts de Batna. C'est ce que semble indiquer la terminaison en rameau des accidents à la terminaison occidentale du Bellezma.

Les failles N 85° à N 160° E peuvent être interprétées en tant que failles synthétiques et failles de tension déterminées par les coulissements dextres de l'accident nord atlasique, Herkat (1999).

7.4.4.2. Les accidents des massifs Aurésien

On observe 2 directions :

- les accidents N 140° E qui sont prédominants et qui constituent un réseau dense identique à celui que l'on observe dans le Bellezma. Il s'y rattache notamment les accidents du Chelia, de l'Ich Moul et des Hamimat. Leur jeu est dextre.
- Les accidents NE-SW beaucoup plus rares, visibles surtout au niveau des massifs du jurassique ou du Crétacé inférieur. Ils sont bien exprimés également dans les Monts du Mellegue, où ils paraissent avoir joué en décrochement senestre lors de la phase tectogénétique principale, Herkat (1999).

7.4.4.3 Les plis des Monts de Batna

Au niveau des Monts de Batna, les esquisses géologiques de D. BUREAU (1986) montrent un anticlinal déversé vers le Sud, localement replissé, à flanc nord fortement accidenté par des failles NE/SW. Un chevauchement vers le Sud de ce massif est probable. La liaison du pli des Monts de Batna avec le système d'accidents NE/SW, qui entraînent un jeu vertical et un coulissement (dextre) est envisageable, Herkat (1999).

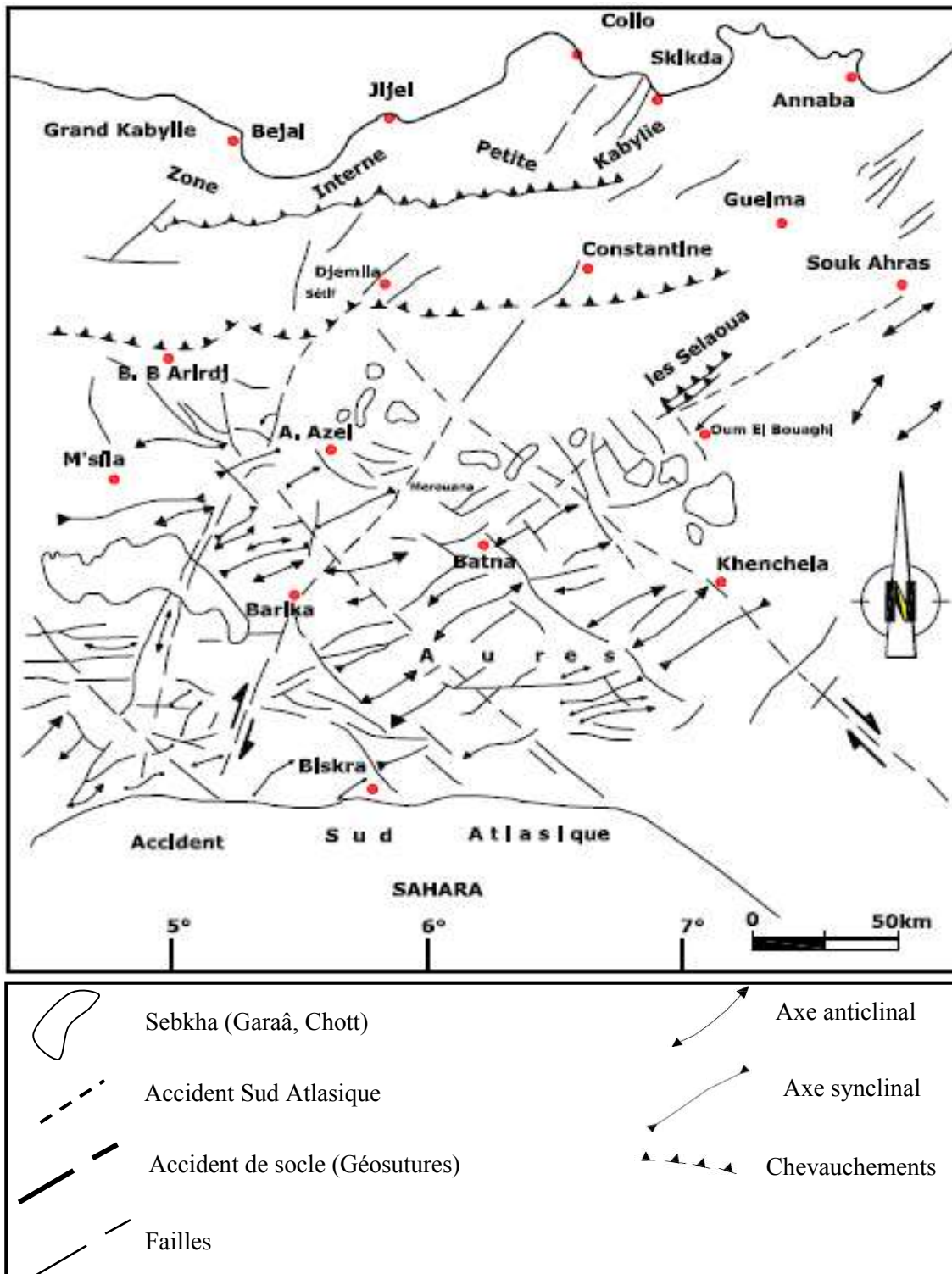


Fig. 14- les grands traits structuraux d'Algérie Nord-Oriental Marmi, (1995)

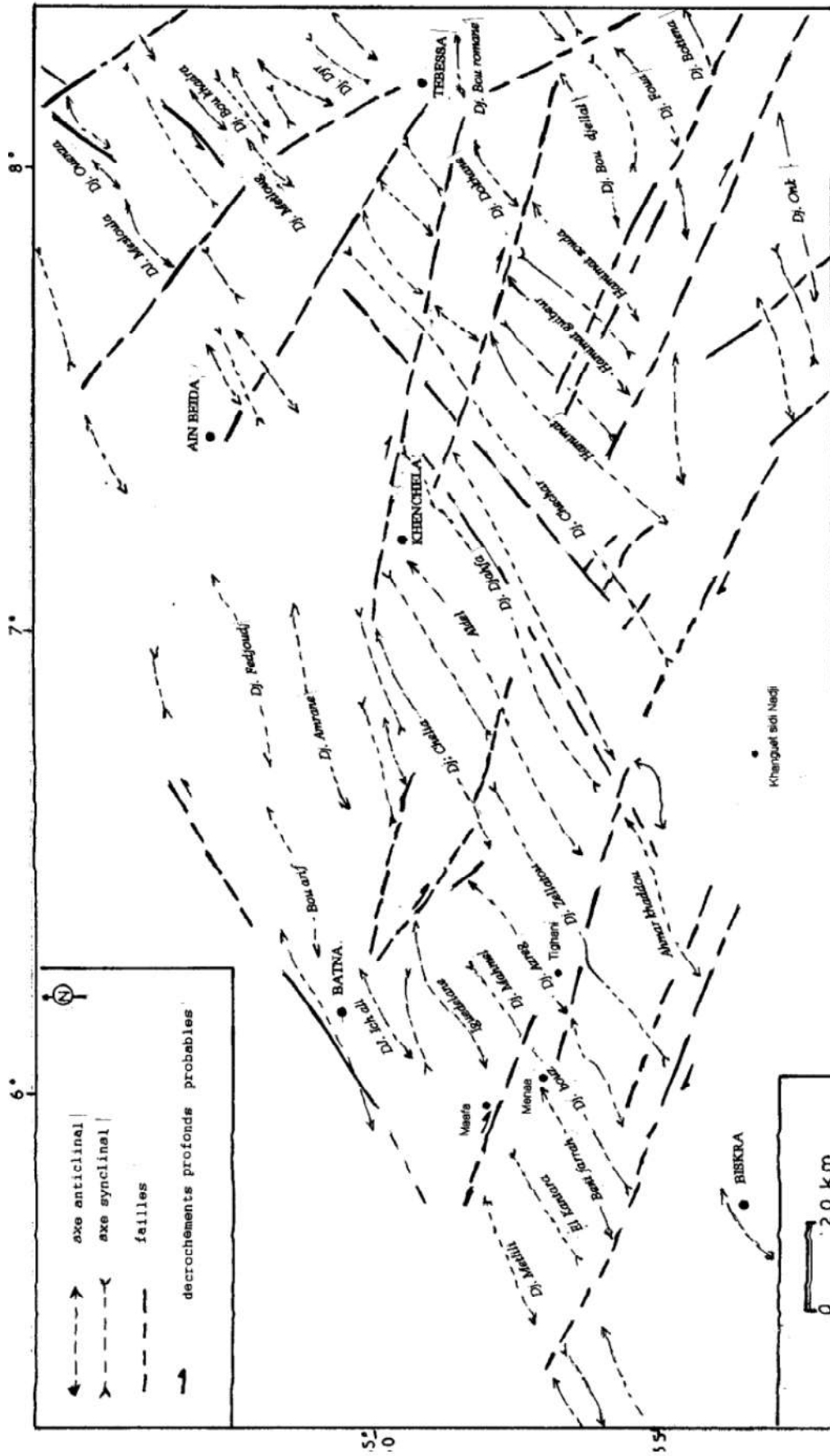
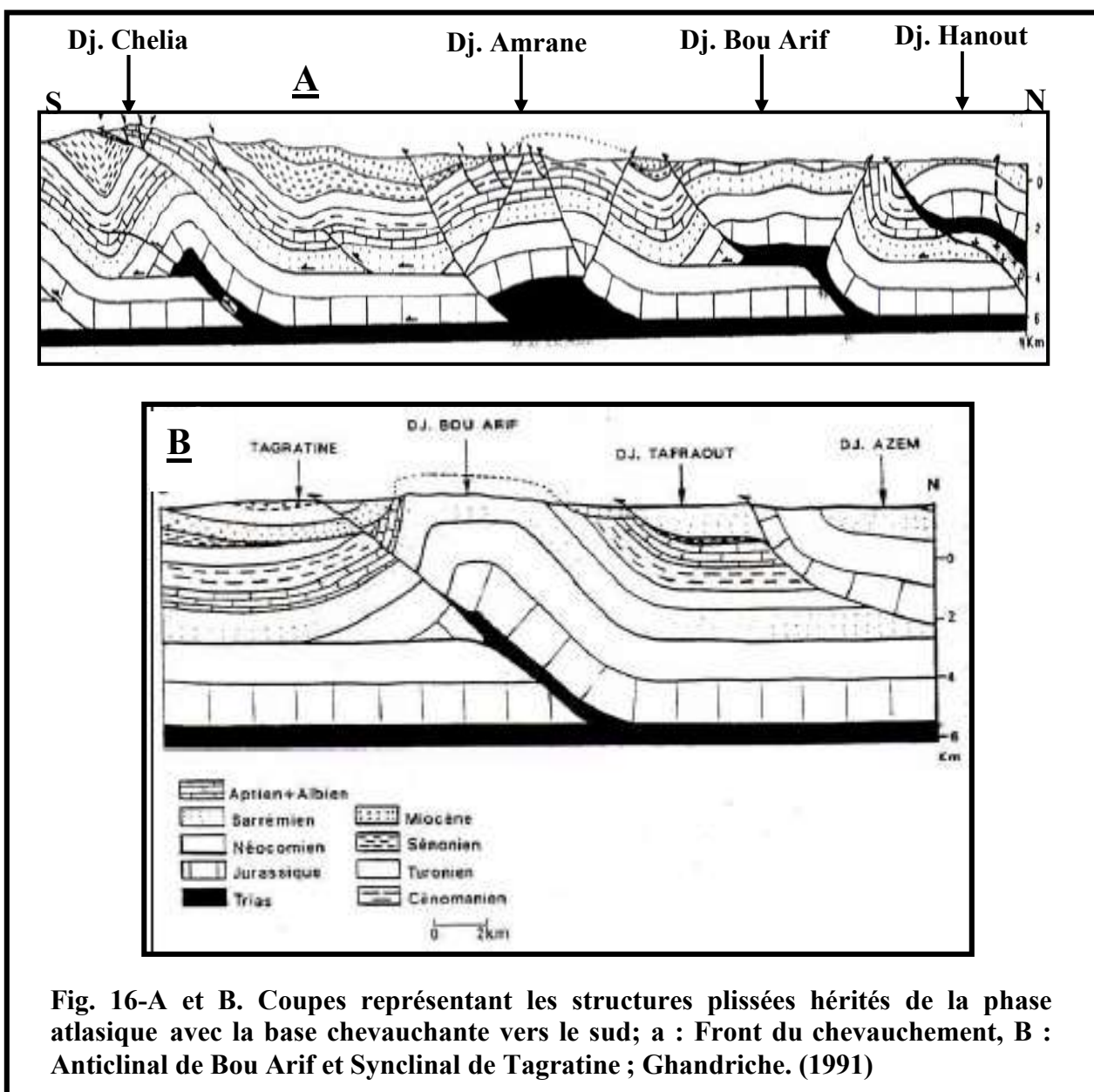


Fig. 15 Esquisse structurale des Aurès, Hamimat et Nementchas HERKAT. M., (1999)

Ces anticlinaux présentent un intérêt dont la mesure où la fracturation s'exprime souvent dans l'espace et dans le temps. Dans ce bassin, ces structures apparaissent très plissées, alignées et disposées en relais, alternant avec des synclinaux plus ou moins soulevés topographiquement, à remplissage argilo-marneux contenant des filons gypseux d'âge Messénien.

A- Les plis hérités de la phase atlasique (Dj. Bou Arif, Tafraout et Azem)

Sur le plan extension, l'anticlinal de Dj. Bou Arif, de direction globale NE-SW, est l'un des plus importants anticlinaux du domaine atlasique, faisant partie des structures héritées de la déformation atlasique. Il constitue avec les monts d'Ain Yagout la limite nord du bassin de Timgad.



Bureau (1970) a proposé la notion de "déformation en coup de poing", suggérant l'association d'un poinçon localisé, d'une variation des taux du raccourcissement parallèlement aux structures et des rotations autour d'axes verticaux. Ce pli est de style coffré (Vila, 1980) comporte un important réseau de failles d'orientation NNW-SSE se manifestant en décrochements dextres. Ces derniers sont responsables de la torsion et de la dislocation du massif de Bou Arif pendant le miocène.

Un accident directionnel sur le flanc sud de la structure est représenté par une faille inverse chevauchante, soulignée par la présence du Trias. Quant à Ghandriche (1991), il mentionne un contact chevauchant vers le sud qui suit le flanc sud du Bou Arif toujours accompagné d'une lame triasique et une accordance des dépôts miocènes-crétacé sur le versant Nord de ce dernier. Néanmoins, la discordance du Miocène sur l'Aptien a été observée au Sud de Sebkhet Djennkli (Theniet El Baghla), à 2 Km d'EL Mather sur le versant Nord de Bou Arif. Alors, l'anticlinal de Bou Arif (**Fig. 16**) est le résultat de la tectonique héritée de la phase atlasique sur laquelle vient se greffer une tectonique post miocène et post-miocène, Djaiz, (2011).

7.5. CONTEXTE TECTONIQUE GÉNÉRAL

A- Rappels sur les phases tectoniques compressives

Plusieurs auteurs ont abordés des études tectoniques sur l'avant pays atlasique dont Laffite (1939), Dubordieu (1956), Delteil et al (1971), Guiraud (1973, 1975), Vila (1980), Bureau (1986),

Kazi-Tani (1986), Ghandriche (1991), Marmi (1995) et dans le constantinois (Bles, 1969 ; Mahdjoub, 1990) ; Chadi, 1991 et Aris, 1994). Ils ont mis en évidence plusieurs phases de déformations tectoniques ayant généré différentes structures dans la chaîne alpine Nord orientale et dans son avant pays Atlasique. Dans les monts du Hodna et dans le sud sétifien Guiraud (1973) a décrit des accidents en relation avec les phases tectoniques compressives de l'Eocène et du Miocène. Vila (1980), dans sa conception allochtoniste attribue aux Monts d'Aïn Yagout une disposition en nappe à vergence sud aidée par une présence accrue du Trias. Quant à Bureau (1986) a décrit la virgation du Dj. Bou Arif comme la conséquence d'une tectonique compressive ayant engendré une large zone en décrochement suivant une direction globale NNW-SSE et qui se prolongerait à travers le bassin de Timgad.

Les levés de cartes géologiques réalisés par Guellal et Vila en collaboration avec la SONATRACH (1973-1975) se rapportant aux feuilles de Tazoult, Touffana et Khenchela mettent en évidence le développement d'un réseau de failles NW-SE et NE-SW au sein de couloirs bordés par de grands accidents interprétés comme des décrochements dextres. Ces anciens accidents de socle sont le plus souvent orientés NW-SE dont certains sont réactivés lors des phases tectoniques méso-cénozoïques.

B- Les phases orogéniques ;

L'avant pays atlasique à été le siège de nombreuses études antérieures intervenant à retracer les phases de déformations, affectant la chaîne d'Algérie orientale.

A l'échelle des zones externes d'Algérie orientale, les phases orogéniques ayant été fixés, suite aux travaux réalisés, sont les suivants :

7.5.1 Les événements tectoniques durant le secondaire

➤ **Trias :**

Wildi. W (1983) dans l'ensemble des domaines externes du Tell, des Pérites et des évaporites très épaisses témoignent d'une forte subsidence à partir du Trias moyen et supérieur. Cette subsidence est facilitée sûrement par une période de distension généralisée. Les séries évaporitiques (sédimentation argilo-gypseuse) sont accompagnées des coulées basaltiques et de carbonates de Keuper.

➤ **Lias :**

La distension provoque une subsidence différentielle. Celle-ci se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur, permettant de la sorte la création de bassins marins ouverts dans les haute Atlas Sahariens, Wildi. W (1983).

➤ **Dogger-Malm : Ouverture et coulissage.**

A cette période, l'approfondissement et le caractère océanique des milieux sédimentaires se confirment et s'accroissent. Le Malm présente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le Dogger. Dans les zones telliennes, les structures associées à la tectonique du Malm sont attestées par des discordances angulaires marquant la base du Crétacé inférieur.

Plus au Sud, dans l'avant pays, la phase Jurassique supérieure se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable, (Wildi, 1983).

➤ **Crétacé**

A. L'événement tectonique du Berriasien moyen (La phase Néo-cimmérienne)

C'est la phase anté-néocomienne de Durand Delga., (1949), elle affecte l'Atlas saharien (N. Kazitani., 1986) et la plate forme Saharienne (Conrad., 1970-1980) et génère des plis concentriques droits orientés N110-120°E.

B. La phase autrichienne (Aptien et Albien moyen)

Cette phase engendre des plis de directions différentes, et se traduit par des structures plissées de direction NW-SW dans les confins Algéro-tunisiens (N. Kazitani., 1986). C'est une phase de raccourcissement E-W, matérialisée par des jeux inverses sur des failles et des décrochements de direction NE-SW, et des plis N-S (Boudjemaa., 1987).

C. La phase laramienne (Turonien terminal au Sénonien)

Cette phase a été reconnue dans l'Atlas Saharien correspondre à une période de distension (structures synsédimentaires distensives à Khenchela), elle a donnée naissance à des plis de direction NW-SE et des failles d'orientation NW-SE ou ENE-WSW (N. Kazitani., 1986).

D. Événement tectonique du Maastrichtien supérieur (Limite Maastrichtien-Paléocène)

A l'échelle du Nord de la plaque africaine Guiraud et al. (2005) font référence à un nouveau stade d'un haut niveau marin global reconnu au Campanien-Maastrichtien résultant d'un développement de plate-forme de mer peu profonde. Ils relient l'occurrence d'une forte activité magmatique au développement d'un probable régime distensif régional. Une compression maastrichtienne de direction N130°E à N135°E est décrite par Marmi et Guiraud

(2006) dans le Môle constantinois et dans la bordure septentrionale du massif de l'Aurès (Djaiz., 2011).

7.5.2 Les événements tectoniques durant le Cénozoïque

La chaîne alpine de l'Algérie Nord orientale s'est surtout structurée pendant les phases Tertiaires.

➤ L'Eocène

A. Phase priabonienne

Cette phase compressive se situe vers la fin du Lutétien, appelée phase fini-lutétienne ou phase atlasique d'après Durand Delga M., (1969), R. Guiraud, 1973 et Raoult J.F., (1974) ou encore phase priabonienne selon Vila J.M., (1980).

Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire ayant débuté dès le Trias supérieur, et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomanién, (Aris Y., 1994).

Cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge Africaine tellienne.

Guiraud., 1975, *la base de l'éocène* a également été marquée au Sud du Hodna, et peut être plus à l'Ouest, par une surrection liée probablement à une *légère compression*. Mais la *tectogénèse majeure* se situe *durant l'Eocène moyen*. Elle a en effet engendré dans l'ensemble du domaine atlasique de vaste pli, et de nombreux accidents à la faveur desquels des pointements ont vu le jour. Les plis, de type concentrique, s'orientent suivant une des directions compris entre N40°E et N60°E.

➤ Miocène :

A. Phase compressive du Burdigalien

La phase Miocène est caractérisée par une direction de raccourcissement N-S. La partie occidentale de la plaque d'Alboran continue sa migration vers l'Ouest, pour entrer finalement en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration contribue à l'ouverture du bassin nord algérien.

Guiraud., (1975), lors du Miocène moyen et *Supérieur* il se produit une surrection saccadée de l'Aurès, ainsi que probablement de l'Atlas saharien *s.s.*

Aris., (1994), le domaine constantinois est caractérisé par une compression de direction N170°E.

B. Phase tangentielle Tortoniennes -phase alpine

Pour Vila J.M., (1980), c'est la phase Tortoniennes majeure, à vergence Sud qui est responsable de vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur dont la nappe numidienne. Toujours selon le même auteur, cette phase serait responsable de la genèse de la nappe néritique constantinoise, des unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites».

Cette phase a engendré dans l'ensemble de l'Algérie Nord orientale des chevauchements vers le Sud des unités méridionales à nummulites, des unités sud-sétifiennes et des écaillés de

Sellaoua, ainsi que des plissements à axes E-W des monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès ; genèse des « plis emboutis » qui interfèrent et reprennent les plis éocènes.

Pour revenir à la notion de tectonique tangentielle Tortonienne selon Vila J.M., du nord au sud et de haut en bas de l'édifice structural on distingue :

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien).
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien constitue un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

Plus au sud, sur la bordure nord du massif de l'Aurès, Ghandriche (1991) met en évidence une compression majeure N-S ayant entraîné certains chevauchements locaux. Cette phase est responsable des superpositions anormales décrites dans le secteur de Chélia et le bassin de Timgad.

7.5.3 Les événements tectoniques durant le Quaternaire

Cette phase tectonique post-nappes est responsable de l'orographie actuelle. Elle a induit le comblement des bassins Mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants.

En revanche, Guiraud., (1973), à la *base du quaternaire* toute la partie orientale de la région de M'Doukal-Biskra, les Bordures ouest et sud de l'Aurès et quelques secteurs isolés dans l'Atlas saharien s.s. sont affectés par des *déformations intenses*. Quelques plis anciens rejouent. Mais il en apparaît également d'autres, qui montrent en générale des directions voisines **Est-Ouest** et sont accompagnés de failles inverses traduisant une compression selon la direction **Nord-Sud**. Des fossés d'effondrements, orientés au NW, sont aussi liés à cette phase.

Dans le même contexte compressif, (Roussel, 1973) considère que les directions séismogéniques N130°E et N90°E sont les plus actives et sont responsables des tremblements de terre dans le Nord de l'Algérie. Dans le Constantinois, Aris (1994) puis Marmi et Guiraud (2006) décrivent cette déformation tout en signalant les structures générées par cette dernière. Dans le Sud-est Constantinois, les formations pliocènes sont généralement plissées et/ou faillées ainsi que leur substratum néogène. Les termes pliocènes ou villafranchiens sont discordants sur les dépôts conglomératiques miocènes, et sont affectés par des failles normales et des failles décrochantes N-S. Ces dernières découpent et décalent horizontalement les axes des plis anticlinaux. Ces dernières découpent et décalent horizontalement les axes des plis anticlinaux (axes N 100°-110°E) de façon senestres (Marmi, 1995). Ce même auteur décrit des basculements (67-75°) des bancs conglomératiques dans les formations du Mio-Pliocène des Djebels Chebka- Ahmar khadou-Guellif, témoignant en faveur d'une déformation post-pliocène.

Dans les monts de Bellezma, Guiraud (1973) relie la phase fini-pliocène à un épisode de compression voisine à N-S.

Dans le bassin de Timgad, les plis dans les formations miocènes sont souvent recoupés par des décrochements senestres N-S et dextres E-W, qui ne peuvent être attribués à la phase post-miocène (ou villafranchienne).

Enfin, quelques pointements triasiques se mettent en place dans des zones fortement disloquées et leur ascension se poursuivra parfois pendant le quaternaire.

7.6. COUPES LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La méthodologie adoptée pour atteindre les objectifs est fondée sur les travaux de terrains (levée des coupes géologiques et analyse des faciès...) complétés par des travaux de laboratoire (études macroscopiques, analyse des sections polies, microscope polarisant et traitement de données).

Les coupes levées ont fait l'objet d'une analyse lithologique, complétée par une étude en lames minces pour la reconnaissance des microfaciès et les associations biologiques, afin de reconstituer leurs paléoenvironnements. Les résultats des microfaciès seront développés et présentés au chapitre III, étude sédimentologique, associées à une caractérisation du milieu de dépôt de ces formations.

Au niveau du flanc méridional du Dj. Bouarif au lieu dit "**Kef Mennchar**", nous avons pu réaliser des profils additionnels, au voisinage de cette dernière, afin d'avoir plus de précision sur les points essentiels Lithostratigraphie. Quatre profils (**Fig. 17**) ont fait l'objet de levées des coupes de direction **NO-SE**, sur la partie méridionale du **Dj. Bouarif**. Elle est caractérisée principalement par une sédimentation marneuse auxquels s'entrecoupent des niveaux de calcaires gris bleuté, blanchâtre ? Le faciès marneux est généralement à débit schisteux, gris bleuté, caractérisées dans quelque endroit par des niveaux fossilifères, stratifiés qui s'entrecoupent avec des intervalles centimétriques à décimétriques de calcaires marneux gris bleuté, (coupe N°2 de Zerdane).

Les niveaux stratifient dans les marnes constituées de véritables niveaux repères en position Bioherme, renferment de petites ammonites de diamètre centimétriques, rostrés de bélemnites et d'autres macrofossiles.

Les niveaux marneux ont fournis de magnifiques ammonites, où nous avons récolté un rudiste et une ammonite mesurant **45 cm** de diamètre, **Fig. 22-C et D**.

Remarque ;

Le trait de coupe des profils géologiques en pointillé correspondre à des longueurs supérieures à l'échelle cartographiques. Pour cela, il faut faire référence à la description des coupes géologiques.

Les niveaux de calcaire marneux, centimétriques à décimétriques, ont fournis aussi de trace d'ammonite, qui dépassent les **30 cm** de diamètre, gris à gris-bleuté, altéré, livrant en surface des boules arrondies centimétrique à décimétrique.

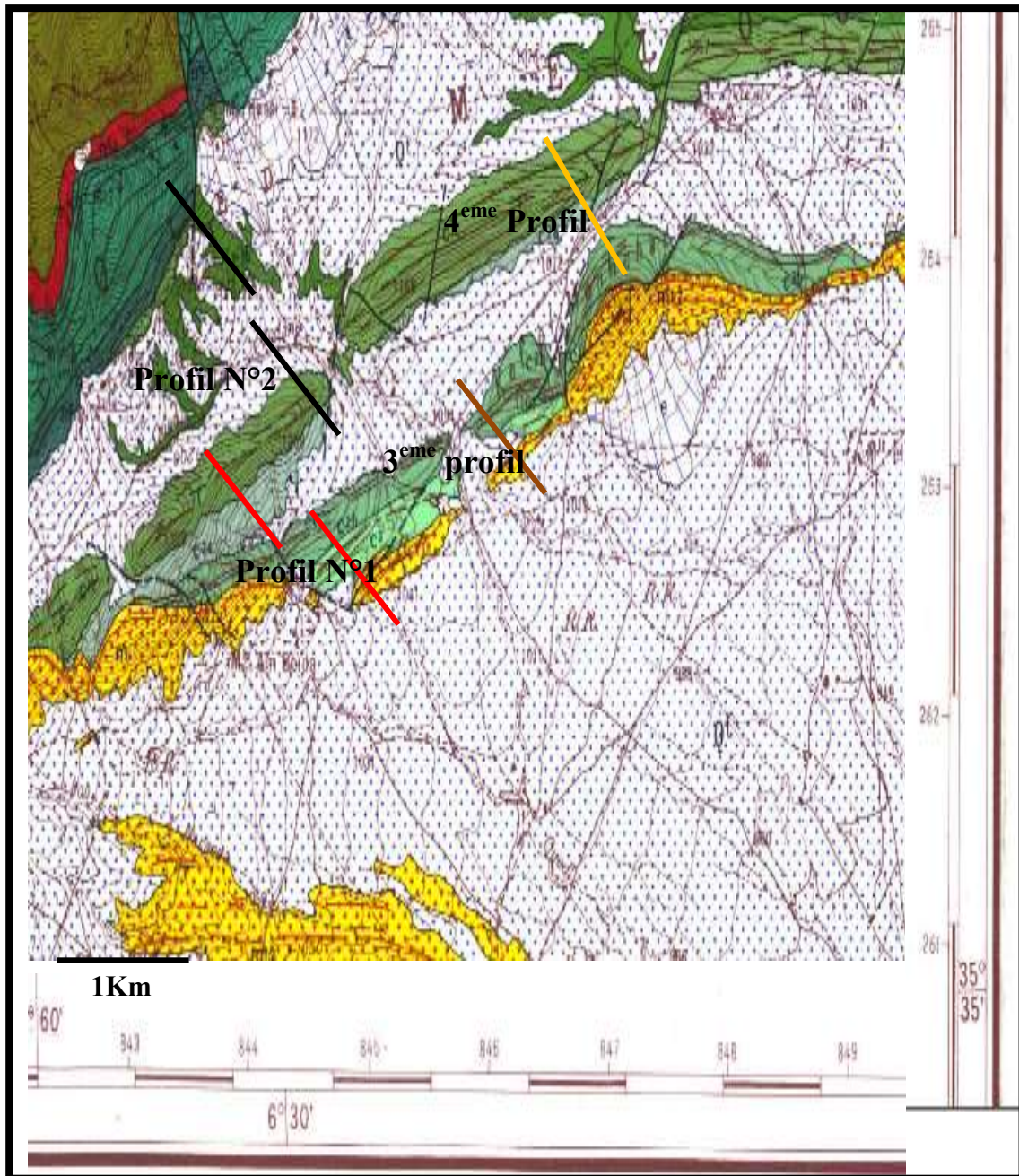


Fig. 17 Localisation des profils, Extrait de la carte N°174 de Aïn El KSAR (Ex-El Madher).

A- Le premier profil est de coordonnées : X=263 ; Y=845, carte géologique de Aïn El KSAR (Ex-El Madher) au 1/50.000°, (feuille n°173), est située à la rive droite (Nord-est) de la localité dit M^{la} Ain Beïda, à l'ouest de Boulehilet, particulièrement à l'ouest du décrochement traversé par Oued Zerdane. La série correspondant à la coupe levée constituée par une puissante formation qui dépasse les **300 m**, (Cf. **fig.18**).

Elle est caractérisée principalement par une sédimentation marneuse auxquels s'entrecroisent des niveaux de calcaires gris bleuté, blanchâtre. Les formations parcourues, selon la carte géologique N°174 de Boulehilet (ex-Lutaud) au 1/50.000° sont les suivantes;

- Miocène (**M¹⁻²**)
- Coniacien (**C³**)
- Turonien moyen-supérieur (**C^{2b}**), alternance de marne et calcaire beige, noduleuse
- Turonien basal (**C^{2a}**); marno-calcaire bitumineux en plaquettes
- Cénomaniens sup (**C^{1c}**) ; calcaire marneux gris bleu ou beige, bancs métriques.
- **C^{1b}** : Cénomaniens moyen-sup.
- **C^{1a}** : Cénomaniens Basal
- **n⁶** : Albien.
- **n^{5-bc}** : Aptien à dominante calcaire.
- **n^{5-a}** : Aptien à dominante marneuse.

Très loin de notre tracé de coupe, la série commence par des conglomérats marins, polygéniques, hétérométriques d'environ **15m** d'épaisseur, bleu à galets micritiques, gris foncé, anguleux et arrondis, riches en pectens et des nodules de silex, correspondant au Miocène (**M¹⁻²**).

7.6.1. Le **profil N° 1** est caractérisé par deux ensembles, un est marneux auxquels s'entrecroisent des niveaux métriques de calcaires, l'autre est principalement constitué par des marnes, grisâtre ou bien verdâtre. Par similitude au faciès décrits par J. M. Vila (1980) sur la feuille **n°173**, la coupe géologique levée (**Fig.20**) et le log lithostratigraphique sont caractérisés par deux ensembles:

1^{er} Ensemble, marneux et marno-calcaire, niveaux calcaire (~200m):

a- Turonien "moyen et supérieur, (C2b)"

(1) Marne beige renferme des colluvions de blocs de calcaires beiges à la patine, micritique à la cassure, d'environ **100m**.

(2) Bancs métriques (d'environ **1m**, **fig. 18-A**) de calcaires beiges à la patine, gris clair à grisâtre à la cassure, caractérisés par des cuirasses ferrugineuses au sommet, micritique, renferment des macrofossiles ferrugineux. Présence vers la limite sud des niveaux centimétriques à encroûtements de marno-calcaire à aspect noduleux à l'affleurement, ayant une épaisseur égale à **0.50 mètre**. Les bancs des calcaires sont orientés selon une direction ; **N70° à 90 °E** avec un pendage qui varie entre **55 et 60° SE**.

(3) Calcaires un peu marneux ayant un aspect noduleux à l’affleurement, beige à la patine grisâtre à la cassure, interstratifiés avec des bancs centimétriques de marno-calcaires à aspect noduleux de même faciès, d’environ **5m**.

(4) Marne beiges à jaunâtres, d’environ **15m**.

(5) Marne blanchâtres, d’environ **20m (Fig. 18-C)**, renferment des niveaux centimétriques (**20-50 cm**) de calcaire marneux à aspects noduleux, beige foncé à teinte rouille à la patine (**Fig. 19-D**), grisâtre à la cassure, présence des microfossiles (Bivalves, fragments de coquilles).

Ces niveaux centimétriques (calcaire marneux) se débitent en boules roulés de marno-calcaire riche en microfossiles (Oursins, Lamellibranches, **Fig. 18-D**). La direction de ces niveaux est ; **N80°E 60°S**.

(6) Marne verdâtres à débit schisteux qui s’effrites facilement lors de l’altération, d’environ **30m**.

(7) Calcaire marneux beige à blanchâtre à la patine et à la cassure dont l’aspect est noduleux à l’affleurement (**Fig. 19-A**), fracturés, intercalés avec des niveaux centimétrique de marnes beige sous formes de boules roulées de marno-calcaire riche en fossiles (Oursins, Lamellibranches), épaisseur= **3m**.

La stratification des couches est varié de **N70°-90°E** avec un pendage de **60°S**, et la fracturation est de direction ; **N10°E** à **N24°E** dont le pendage des fractures varie de **50°** à **60° vers le Sud-est**.

Présence de macrofossiles dans les calcaires marneux telle que les oursins, trace des moules de certaines coquilles, Bivalves, Ammonite, **Fig. 18. B**.

(8) Marnes jaunâtres, d’environ **20m**.

(9) Bancs de calcaires centimétriques redressés à la verticale (**Fig. 19-C**) brunâtres à beige foncé à la patine gris foncé à la cassure à texture microcristalline, très riche en microfossiles intercalé avec des marno-calcaires à aspects noduleux à l’affleurement, d’environ **10m**. La stratification dans ces niveaux est **N80°E 90°**.

b- Le Turonien basale : le long du tracé de coupe le Turonien est faiblement répartie, caractérisé par des marno-calcaires bitumineux en plaquette, marne bleus et petits bancs micritiques.

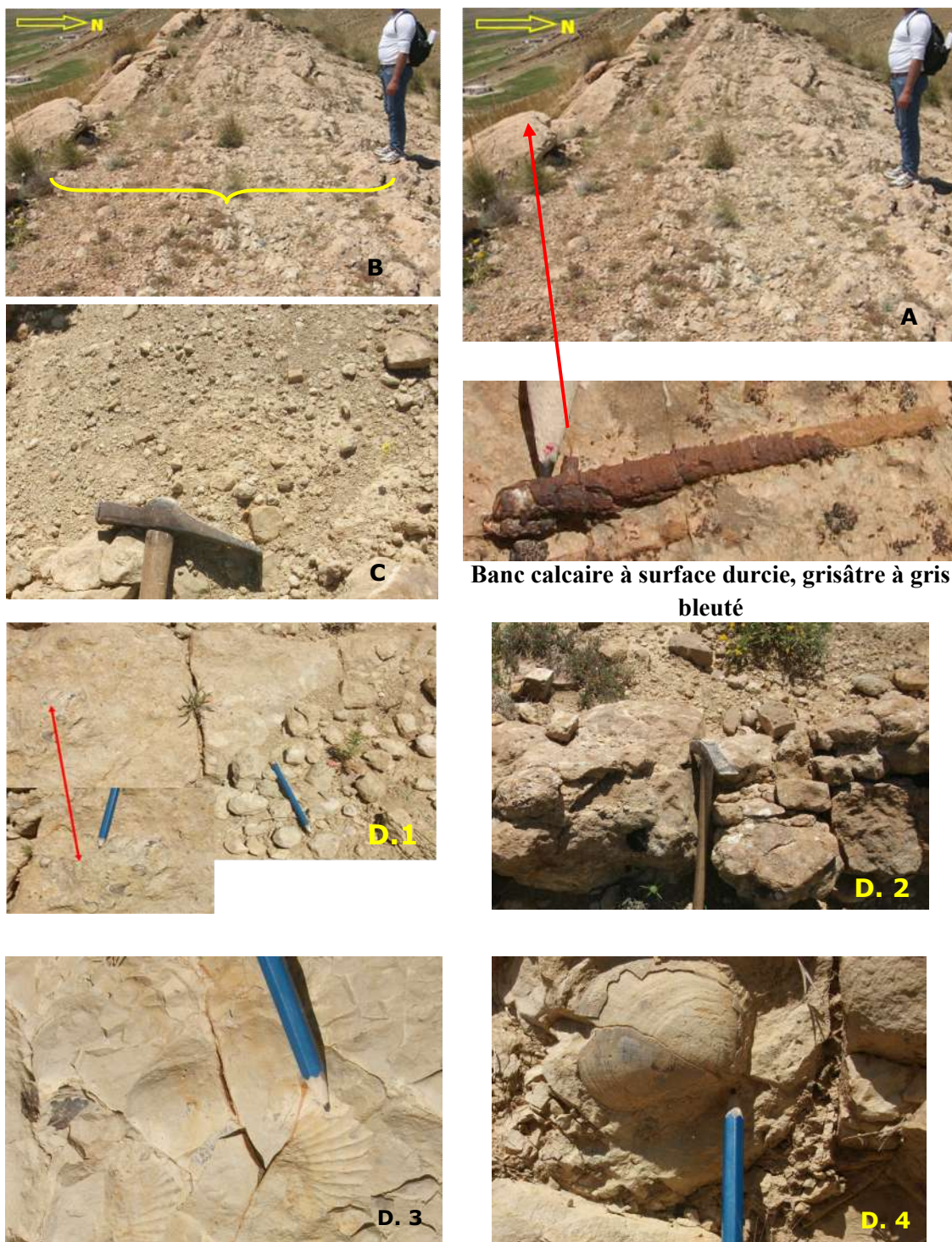


Fig. 18. Ensemble N°1, marneux et marno-calcaire, Turonien "moyen et supérieur.

2^{ème} Ensemble ; Marnes verdâtres et gris bleuté du Cénomaniens (~260m):

(10) Marne verdâtre à débit schisteux, friable, d'environ **40 m**, Fig. 24-D.

(11) Marnes bleutées à débits schisteux, friables, d'environ **10m**, renferment un réseau de fractures remplis de calcites cristallins (Fig. 19-E) de direction **N30°E 80°SE**, tandis que la schistosité (S1) est de direction **N84°E 74°SE**, (Fig. 19-E. 1).

(12) Marnes verdâtres à débits schisteux, friables, d'environ **15m**.

(13) Marnes bleutées à débits schisteux, friable, d'environ **10m**.

(14) Marnes verdâtres à débits schisteux, friable, d'environ **30m**.

(15) Marnes bleutées à gris sombres, friables et à débit schisteux d'environ **80m**, caractérisé par une fracturation intenses, de direction **N75°E 60°NO**, alors que la schistosité (S1) est **N80°E 60°SE**.

(16) Bancs métriques de calcaires marneux *gris claires* micritiques à la patines, beige à jaunâtres à la cassure, d'environ **4m**. Intercalés avec des niveaux métriques de marnes *beige à blanchâtre*. Le contact entre les calcaires et les marnes bleutées se mis par une faille de direction ; (F1) **N70°E 65°SE**. La fracturation est **N25°E 60°SE** avec une fracturation conjugués **N135°E 35°SO**, (Fig. 19-E. 2).

(17) Marnes jaunâtres à beiges, friables d'environ **30m**, intercalés avec des marno-calcaire métrique à plurimétrique, beige à la patine et à la cassure, friable et à débit schisteux

(18) Marnes jaunâtres à beige foncés, d'environ **30m**, renferment un niveau noduleux centimétrique de calcaire beige foncé à brunâtre débité en plaquette.

(20) Banc métrique de calcaire fracturé, riche en microfossile (débris de coquilles) gris claire à la cassure, beige foncé à la patine, d'environ **1m**. La direction de fracturation est **N160°E sub-verticale**.

(21) Alternance centimétrique sur environ **3m**, de calcaire micritique gris sombre, beige à la cassure qui s'entrecoupe avec des niveaux centimétrique de marne beiges.

(22) Niveau de calcaires marneux, micritique à aspect noduleux à l'affleurement, gris claire à la cassure et à la patine, d'environ **1m**.

(23) Banc métrique de calcaire gris claire à la cassure et à la patine, d'environ **1,5m**.

(24) Marne jaunâtre à beige, d'environ **8m**.

(25) Banc calcaire d'environ **2,5m**, gris sombre à la cassure, beige foncé à la patine, légèrement oxydé à la patine. Les calcaires et les marnes jaunâtres sont mise en contacte par faille (F2 = **N70°E 70°SE**).

(26) Marne jaunâtre, d'environ **20m**.



A gauche et à droite, traces de macrofossiles dans les calcaires beiges

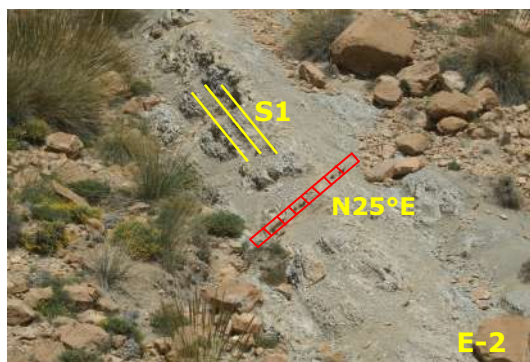
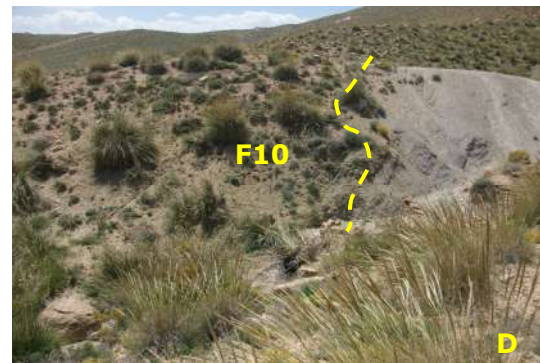


Fig. 19. Ensemble N°2 ; Marnes verdâtre et gris bleuté du Cénomanien.

(27) Bancs calcaire d'environ **2,5m**, beige foncé à la patine et à la cassure à texture légèrement cristalline. Les bancs de calcaires et les marnes jaunâtre sont mise en contacts par accidents anormales (**F3**) de direction **N60°E 60°SE**.

7.6.2. Le **2eme profil (Fig.21)** à été entrepris parallèlement au **1^{er} profil**, afin de parcourir les formations du Cénomanién et à la réalisation de la coupe géologique ainsi que la colonne lithostratigraphique, (**Fig. 24**). Il fait partie de la même carte géologique de Aïn El KSAR (Ex-El Madher) au 1/50.000°, positionné selon les coordonnées X=263.5, Y=844.5, à coté de la localité dite "Zerdane". Les différents formations lithologiques parcourues, définissant le deuxième profile, sont les suivants ;

1^{er} ensemble, Cénomanién (360m)

(1) Marnes grise sombres, d'environ **350m** qui s'entrecoupent avec des niveaux centimétrique de marno- calcaire. Les niveaux marneux sont stratifiés selon un plan (S1) de direction **N70°E 40°SE**. Renferment plusieurs niveaux fossilifères à Ammonite pluri-centimétriques, rostre de Bélemnite, fragment de coquilles, (**Fig. 21**).

(2) Bancs de calcaires marneux, argileux, centimétrique à décimétrique (d'environ 1m), beige à la patine, gris sombre à la cassure, renferment des traces à Ammonites. Les couches ont connais un léger désordre, constituées par une fracturation losangique **Fig. 22-A** et se débitent à l'affleurement en véritable bouilles, galet sub-arrondie de forme patatoïdes, de plusieurs diamètres, (**Fig. 22-B**). La stratification des niveaux calcaire marneux, sont légèrement bouleversés, qui varie de **N60°E 30°SE** à **N70°E 40°SE** à **N50°E 55°NW**.

(3) Banc métrique de calcaire d'environ **10 m**, beige à la patine gris sombre à la cassure, constitués par des fractures losangiques, renferment des Ammonite dépassant les **30cm** de diamètre et des *Rudistes*, (**Fig. 22- C. D**).

2^{er} ensemble, faciès Albien chevauchant le Cénomanién (48m):

(4) Grès fin beige à surface ferrugineuse, claire à la patine et à la cassure, caractérisés par des surface durcies au sommet, d'environ **3m**.

(5) Argile et marne jaunâtre, d'environ **20 m**.

(6) Banc de dolomie massive à texture cristalline, ferrugineux à la patine, caractérisés par des cuirasses ferrugineuse, d'environ **3 m**.

(7) Grès fin beige et ferrugineux à la patine claire à la cassure, de direction **N70°E10°N**, d'environ **1 m**.

(8) Banc de dolomie massive, ferrugineux à la patine et à texture cristalline, d'environ **3 m**.

La stratification des couches est **N40°E55°SE**. Un contact anormal à été levé, entre les grès et les dolomies de direction **N155°E** sub-verticale. Les grès sont caractérisés par des rides de courants et des structures entrecroisées, (**Fig. 22-G. H**). On relève que les dolomies chevauche les marnes du Cénomanién, (**Fig. 22-E. F**).

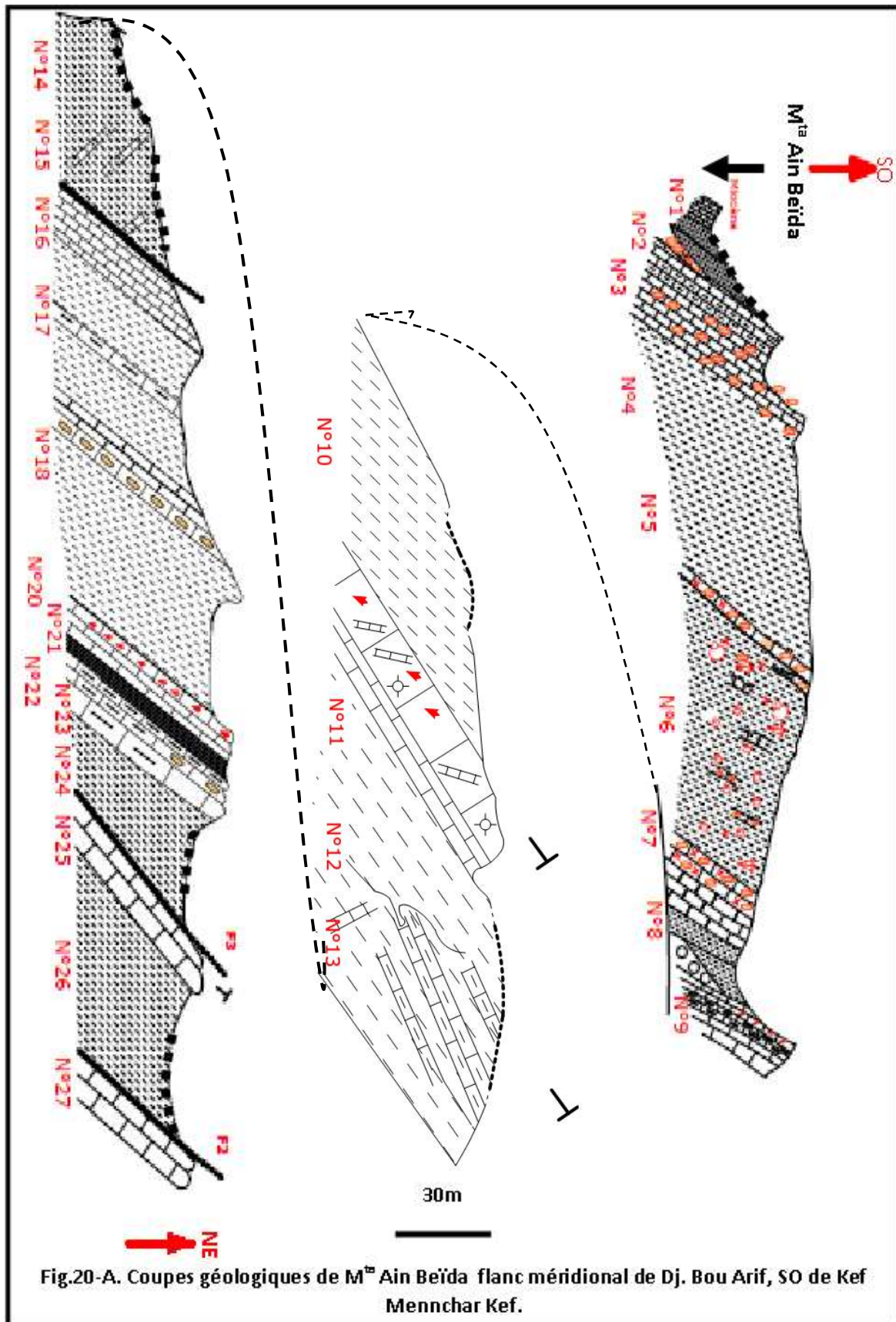
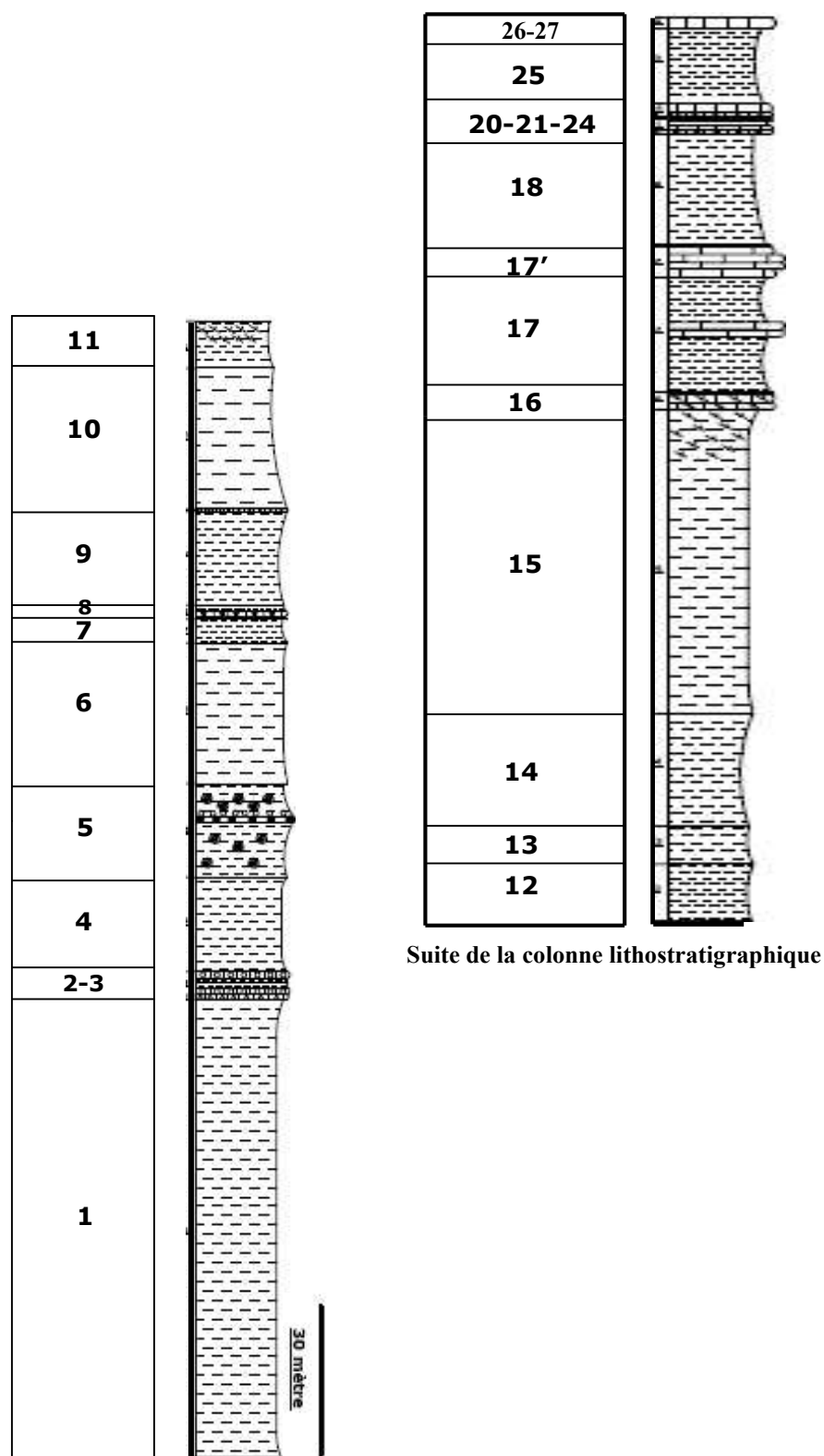


Fig.20-A. Coupes géologiques de M^{tr} Ain Beïda flanc méridional de Dj. Bou Arif, SO de Kef Menchar Kef.



Suite de la colonne lithostratigraphique

Fig. 20-B. Colonne lithostratigraphique au lieu dit Ain Baïda, flanc méridional de Dj. Bou Arif, SO de Kef Mennchar Kef.

(9) Grès fin beige décimétrique à métrique (d'environ **1m**) de direction **N25°E 40 NO**, caractérisé à la base par des rides de courant, (**Fig. 22-G. H**).

(10) Marne beige à jaunâtre d'environ **6m**, par endroit blanchâtre à débit schisteux (**S1**) **N35°E 55°NO**. En relève une légère discordance de **15°** entre les marnes et les grès.

(11) Marne bleuté à gris sombre d'environ **10m**, caractérisée par un aspect schisteux de direction **N20°E 45° NO**, (**Fig. 23**).

L'une des aspects les plus remarquables au niveau de la zone d'étude, dans les marnes gris-bleutées du **Cénomanién**, l'abondance à l'affleurement des structures isolées de marno-calcaire beige à la patine gris bleuté à la cassure, ainsi que des boules de calcaires marneux sub-arrondies, (**Fig. 23-B. D**).

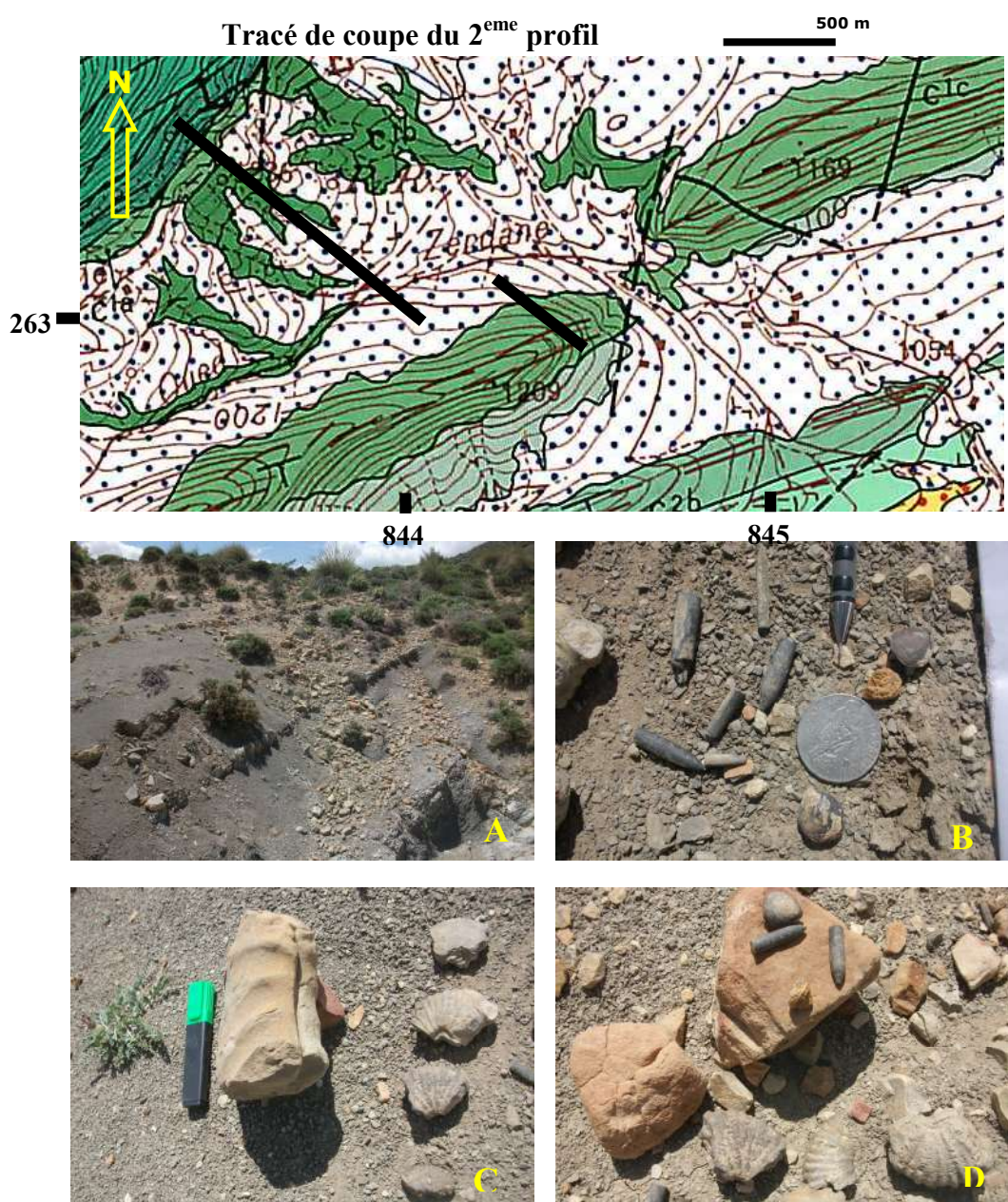
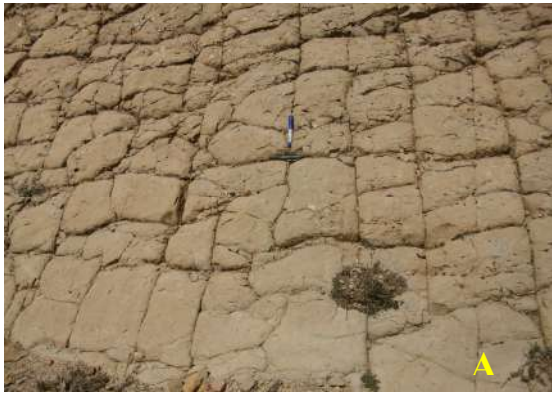


Fig. 21- Ensemble N°1, coupe Zerdane, SO du flanc méridional de Bou Arif.



Calcaires peu marneux à diaclases orthogonales



Débitage des calcaires marneux en boules



Contacte Albien-Cénomannien



Les rides courant dans les grès Albiens

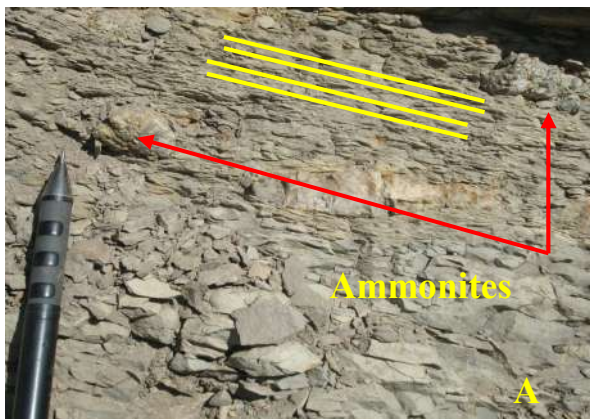


Figures de bases de bancs dans les grès Albiens



Structures entrecroisés dans les grès Albiens

Fig. 22. Ensemble N° 1- Cénomannien, Contacte Albien-Cénomannien



Intercalation des Ammonites au sein des marnes bleutées



Répartition allongées des calcaires gris sombre dans les marnes bleutées.



Fig. 23. Faciès marneux à aspect noduleux du Cénomaniens à Ammonites.

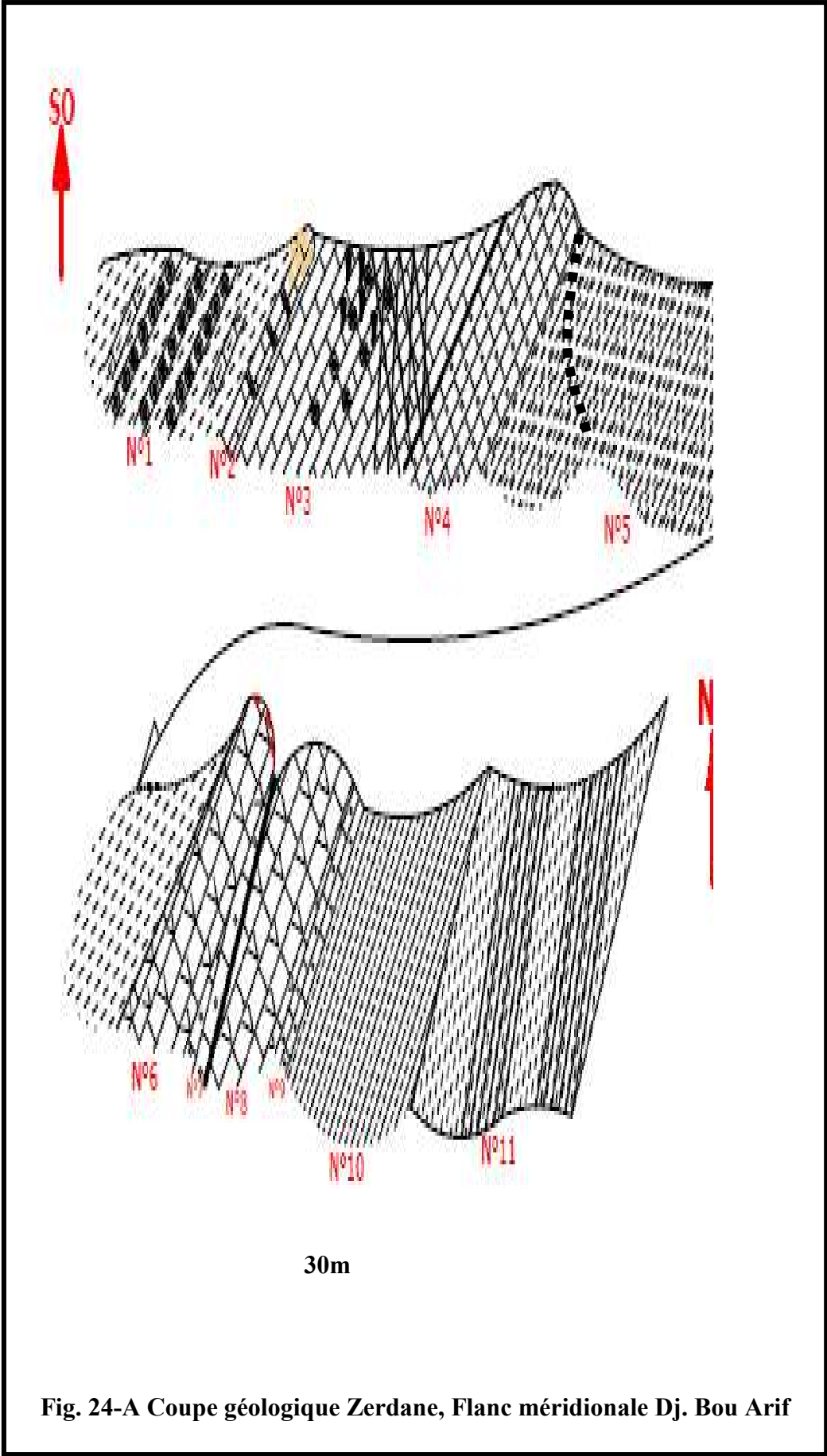


Fig. 24-A Coupe géologique Zerdane, Flanc méridionale Dj. Bou Arif

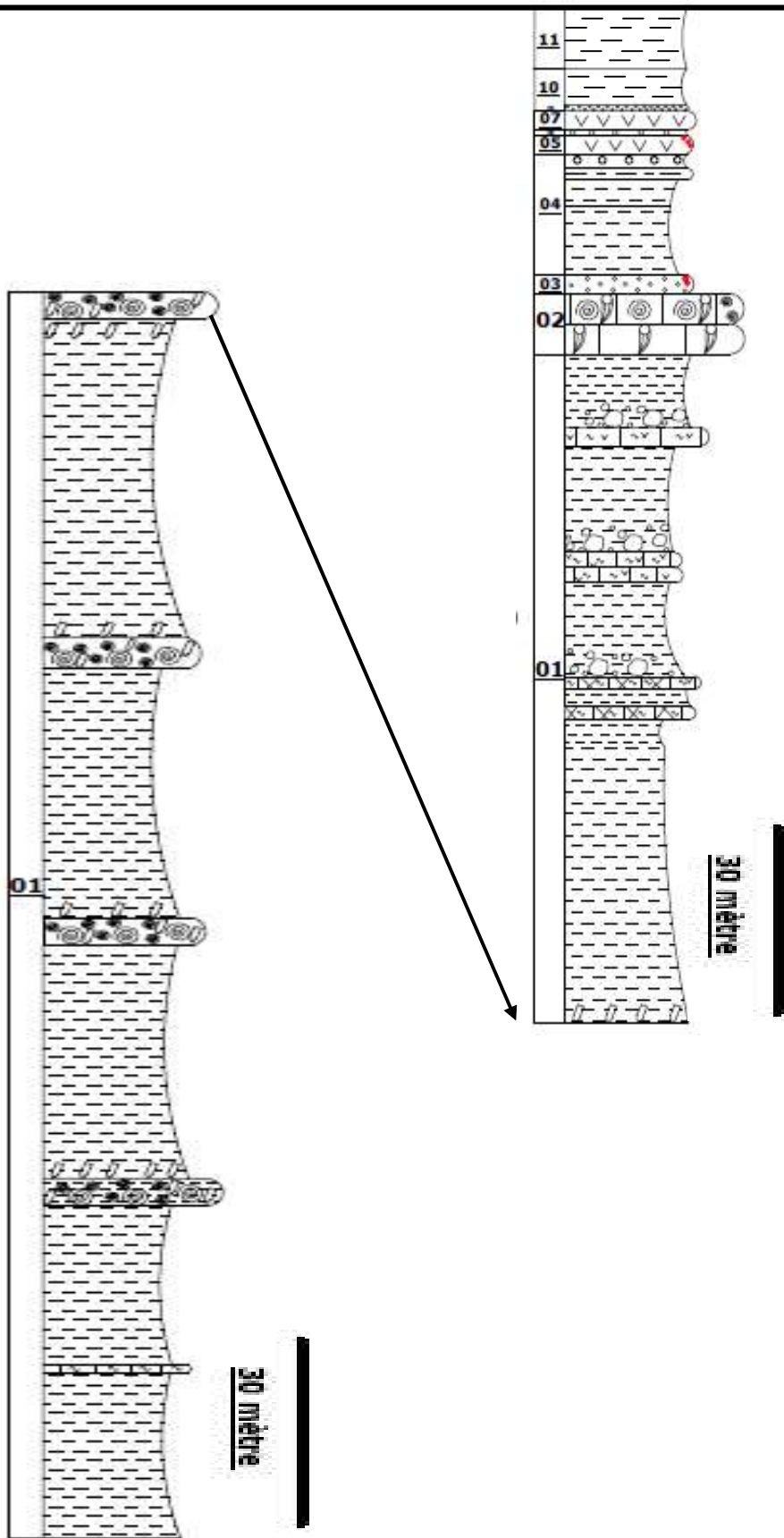


Fig. 24-B Colonne lithostratigraphique au lieu dit Zerdane, flanc méridional de Dj. Bou Arif, NO de Kef Mennchar Kef.

7.6.3. Le 3^{ème} profil, (Fig. 25) à été levé parallèlement au **profil N°1^{er}**, localisé sur le flanc méridional de Dj. Bou Arif et orienté NE-SO. La coupe géologique appartient à la carte géologique d'Aïn El KSAR (Ex-El Madher) au 1/50.000°, positionné selon les coordonnées X=264, Y=848, à l'ouest de "Kef Mennchar". Pour déterminer l'âge des formations géologiques parcourues, on s'est référé à la carte géologique au 1/50.000 ° levée par Vila en (1977).

Les limites des différentes formations géologiques examinées sont localisées, en se basant sur les travaux antérieurs réalisés ainsi que aux observations des changements faciologiques sur terrain.

Ensemble N°1 Miocène (épaisseur environ=5m)

- (1) Grès en bacs décimétriques jaunâtre à surface ferrugineux (HG) riche en glauconie renferment des macrofaunes (Pictène), Ep=0.8m.
- (2) Niveau conglomératique métrique graveleuse à ciment gréseux, Ep=2m
- (3) Calcaire à aspect conglomératique, argileuse, en discordance avec les bancs de grès, l'épaisseur est de l'ordre de 1m.
- (4) Calcaire à aspect conglomératique, argileuse, en discordance avec les bancs de grès, l'épaisseur est de l'ordre de 1m.

Ensemble N°2 Coniacien (épaisseur environ=22 m)

- (5) Marne grisâtre à jaunâtre riche en oursins intercalé avec des bancs de calcaires de 0,50 à 1 m, micritique, jaunâtre à beige. L'épaisseur des marnes est de l'ordre de 20m.
- (6) Calcaire micritique gris claire métrique, altéré en surface qui se débitent en boules roulé de calcaire dont l'épaisseur est de l'ordre de 1,5m.

Ensemble N°3 Turonien moyen et supérieur (épaisseur environ=59m)

- (7) Marne jaunâtre dont l'épaisseur est de l'ordre de 8m.
- 8) Banc métrique de calcaire gris claire à la cassure riche en fragment de microfossile, l'épaisseur est de l'ordre de 1m.
- (9) Marne blanchâtre, l'épaisseur est de l'ordre de 80m.
- (10) Calcaire micritique en banc métrique, jaunâtre à la patine, gris claire à la cassure, noduleux à l'affleurement, L'épaisseur est de l'ordre de 2m.
- (11) Marne gris à verdâtre riche en oursin, intercalé avec des niveaux minces de calcaire lumachélique jaunâtre à la patine, dont l'épaisseur est de 40m, noduleux à l'affleurement renferment des ;
 - Niveaux centimétriques de calcaires intercalés avec des niveaux riches en oursins, débris de coquilles;

- Minces niveaux centimétriques de gypses en stratifications avec les marnes verdâtres à grisâtre ;
- Mince niveaux lumachéllique constitués par des coquilles, oursins.
- Boules et rognions de calcaire lumachéllique.

Ensemble N°4 Cénomaniens supérieur (épaisseur environ= 45m)

(12) Calcaire massive métrique jaunâtre à la patine gris claire à la cassure caractérisé par une fracturation orthogonale sans remplissage, renferment en dessous, des niveaux de calcaires à aspects noduleux en contact avec les marnes. L'épaisseur des bancs est de 2m.

(13) Marne verdâtre à jaunâtre, l'épaisseur est de l'ordre de 40m.

(14) Banc de calcaire massive de 2,5m, gris claire à la cassure.

Ensemble N°5 Cénomaniens moyen-supérieur (épaisseur environ=127m)

(15) Marne jaunâtre, l'épaisseur est de l'ordre de 55m.

(16) Calcaire gris claire massive, renferment un niveau centimétrique de calcaire noduleux. En relève des nodules, cuirasse ferrugineux au toit des massives, épaisseur =10m.

(17) Marne jaunâtre, l'épaisseur est de l'ordre de 30m.

(18) Calcaire gris sombre métrique à aspect noduleux à l'affleurement, l'épaisseur est de l'ordre de 1,80m.

(19) Marne jaunâtre, l'épaisseur est de l'ordre de 30m.

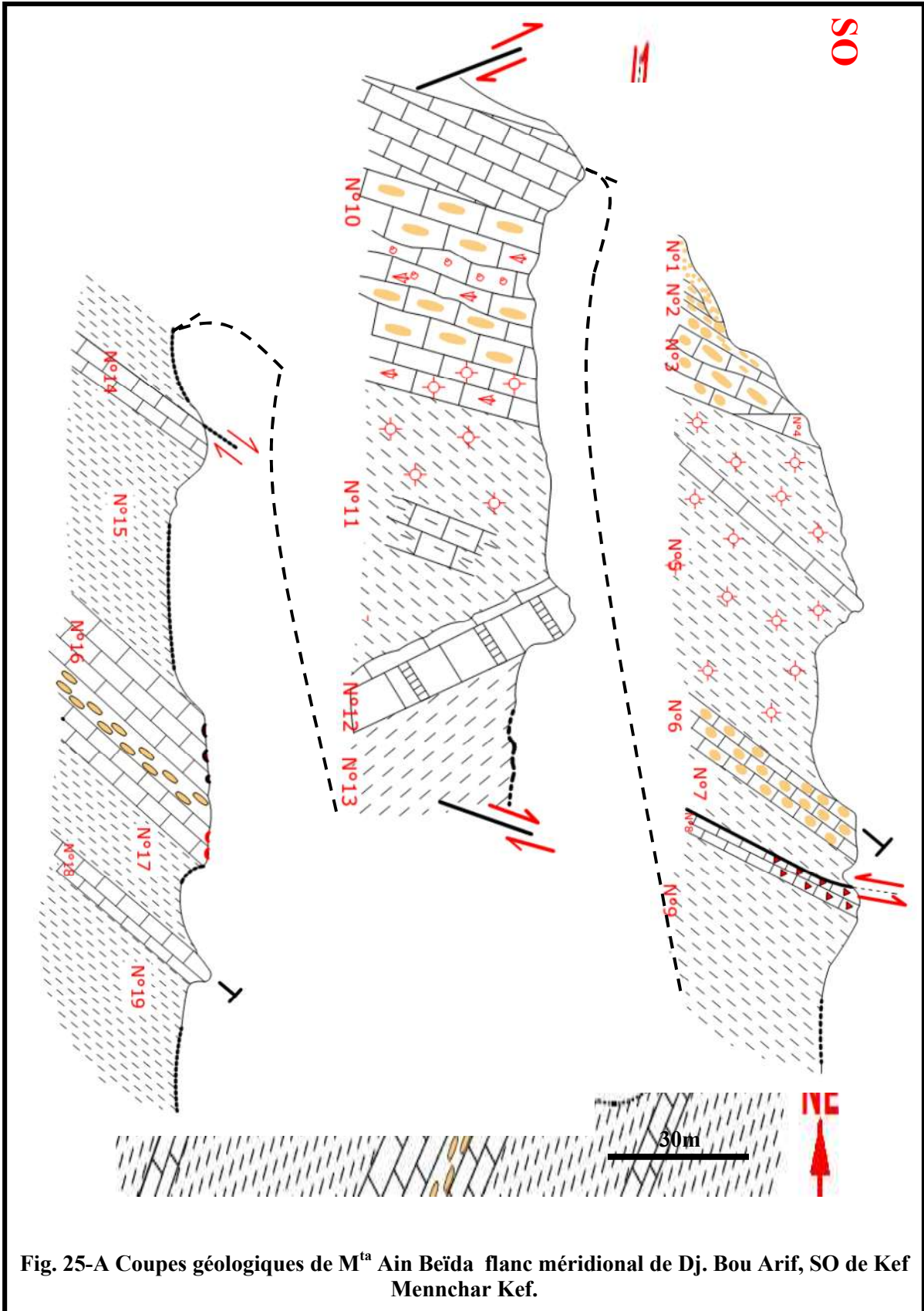


Fig. 25-A Coupes géologiques de M^{ta} Ain Beïda flanc méridional de Dj. Bou Arif, SO de Kef Mennchar Kef.

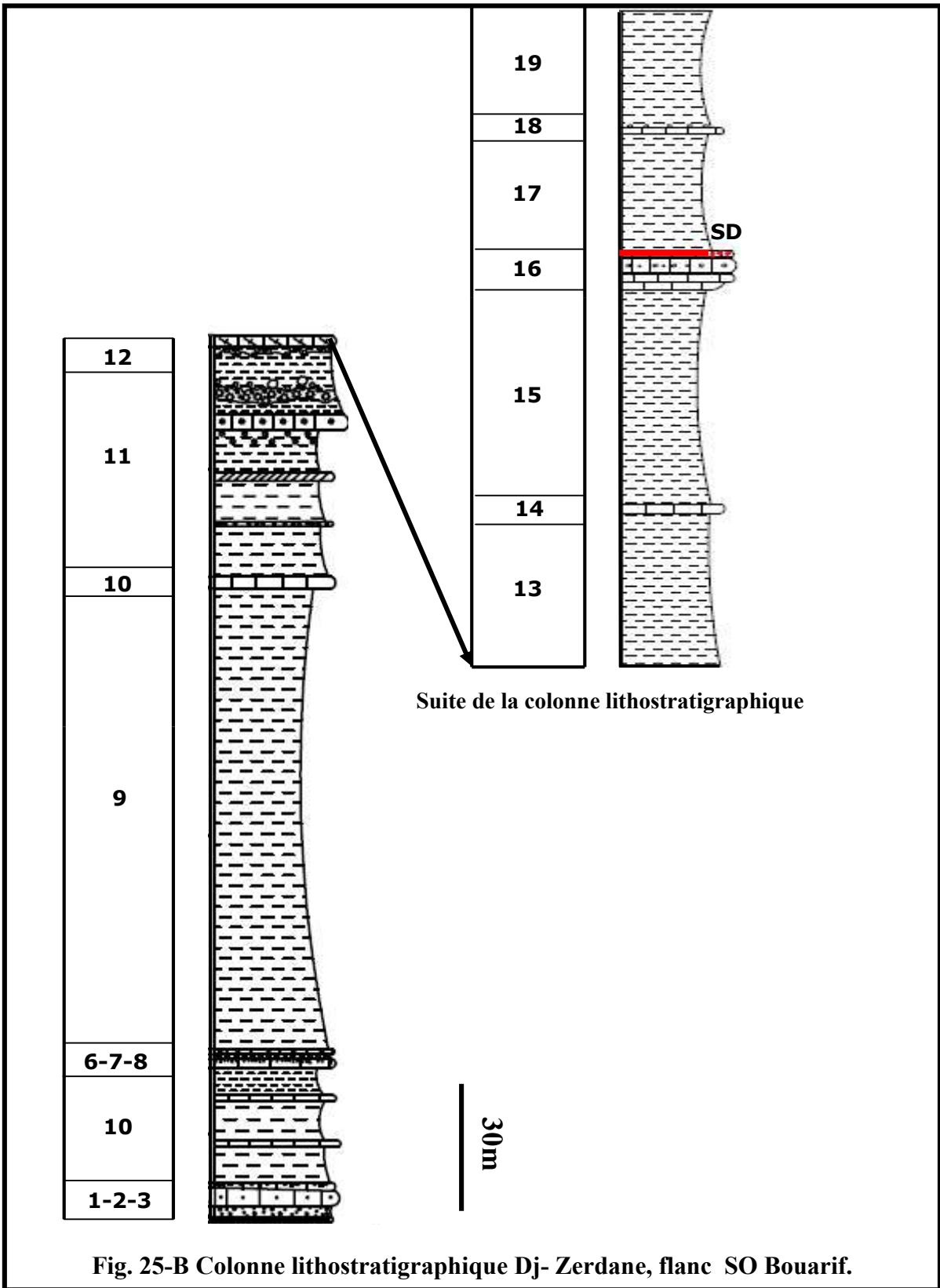


Fig. 25-B Colonne lithostratigraphique Dj- Zerdane, flanc SO Bouarif.

7.6.4. 4^{ème} profil, Kef Mennchar (versant SE de Dj. Bou Arif).

Cette coupe (**Fig. 27 A-B**) a été levée sur le versant SE flanc méridional de Dj. Bou Arif, (**Fig. 26**), à l'ouest du 3^{ème} profil. Le profil est orienté NE-SO débutant dans les formations du Crétacés, il appartient à la carte géologique d'Aïn El KSAR N° 174 (Ex-El Madher) au 1/50.000°. Les coordonnées géographiques X=265, Y=846.5. Les faciès rencontrés dans cette coupe seront décrits, on s'est référé à la carte géologique au 1/50.000 ° N° 174.

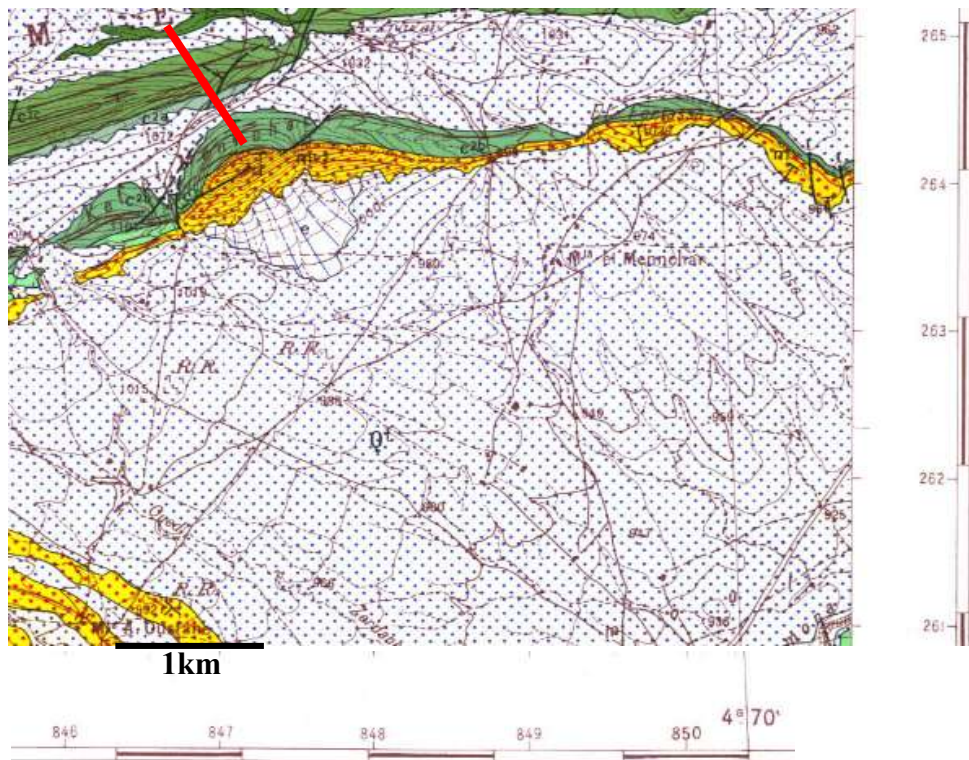


Fig. 26. 4^{ème} profil, Kef Mennchar (versant SE de Dj. Bou Arif).

Ensemble N° 1 Céno-manien (70m),

- (1) Marne beige très riche en oursins, l'épaisseur à l'affleurement égale à **20 mètre**.
- (2) Banc métrique de calcaire marneux fossilifère (Bivalve, débris de coquilles) beige à la patine, gris claire à la cassure, micritique. L'épaisseur égale à **1.20 mètre**.
- (3) Marne jaunâtre riche en oursin (*Aspidiscus cristatus*), l'épaisseur égale à **7 mètre**.
- (4) Banc métrique basculé de calcaire beige à la patine gris claire à la cassure, caractérisé par une fracturation orthogonale sans remplissage, l'épaisseur des bancs égale à **1.00 mètre**.
- (5) Marne jaunâtre riche en oursin (*Aspidiscus cristatus*), l'épaisseur égale à **6 mètre**.
- (6) Banc métrique basculé de calcaire beige à la patine gris claire à la cassure, caractérisé par une fracturation orthogonale sans remplissage, l'épaisseur des bancs égale à **1.00 mètre**.

(7) Marne jaunâtre riche en oursin (*Aspidiscus cristatus*), l'épaisseur à l'affleurement égale à **15 mètre**.

(8) Banc métrique de calcaire jaunâtre gris claire à la patine légèrement rosâtre à la cassure, l'épaisseur égale à **2,00 mètre**.

(9) Marne jaunâtre riche en oursin, l'épaisseur égale à **17,00 mètre**.

Ensemble N°2 Turonien (38m)

(10) Banc métrique de calcaire jaunâtre gris claire à la patine légèrement rosâtre à la cassure, l'épaisseur égale à **2,00 mètre**.

(11) Marne jaunâtre, l'épaisseur égale à **6.00 mètre**.

(12) Banc métrique de calcaire jaunâtre gris claire à la patine légèrement rosâtre à la cassure, l'épaisseur égale à **1.00 mètre**.

(13) Marne jaunâtre, l'épaisseur égale à **6.00 mètre** environ.

(14) Banc métrique de calcaire jaunâtre gris claire à la patine légèrement rosâtre à la cassure, l'épaisseur égale à **1.00 mètre**.

(15) Marne jaunâtre, l'épaisseur égale à **6.00 mètre** environ.

(16) Banc métrique de calcaire jaunâtre gris claire à la patine légèrement rosâtre à la cassure, l'épaisseur égale à **1.00 mètre**.

(17) Alternance de marno-calcaire et marne jaunâtre à blanchâtre par endroit, l'épaisseur égale à **15.00 mètre** environ.

Ensemble N°3 Coniacien (27m)

(18) Banc de calcaire massive gris claire à la cassure, jaunâtre à la patine, à texture micritique, l'épaisseur égale à **2.00 mètre** environ.

(19) Marne jaunâtre à débit schisteux (la schistosité reprise la même direction du (S0) du faciès précédent), l'épaisseur égale à **15.00 mètre**.

(20) Marne bleuté à débit schisteux (la schistosité repris la même direction du S0 du faciès précédent), l'épaisseur égale à **10.00 mètre** environ.

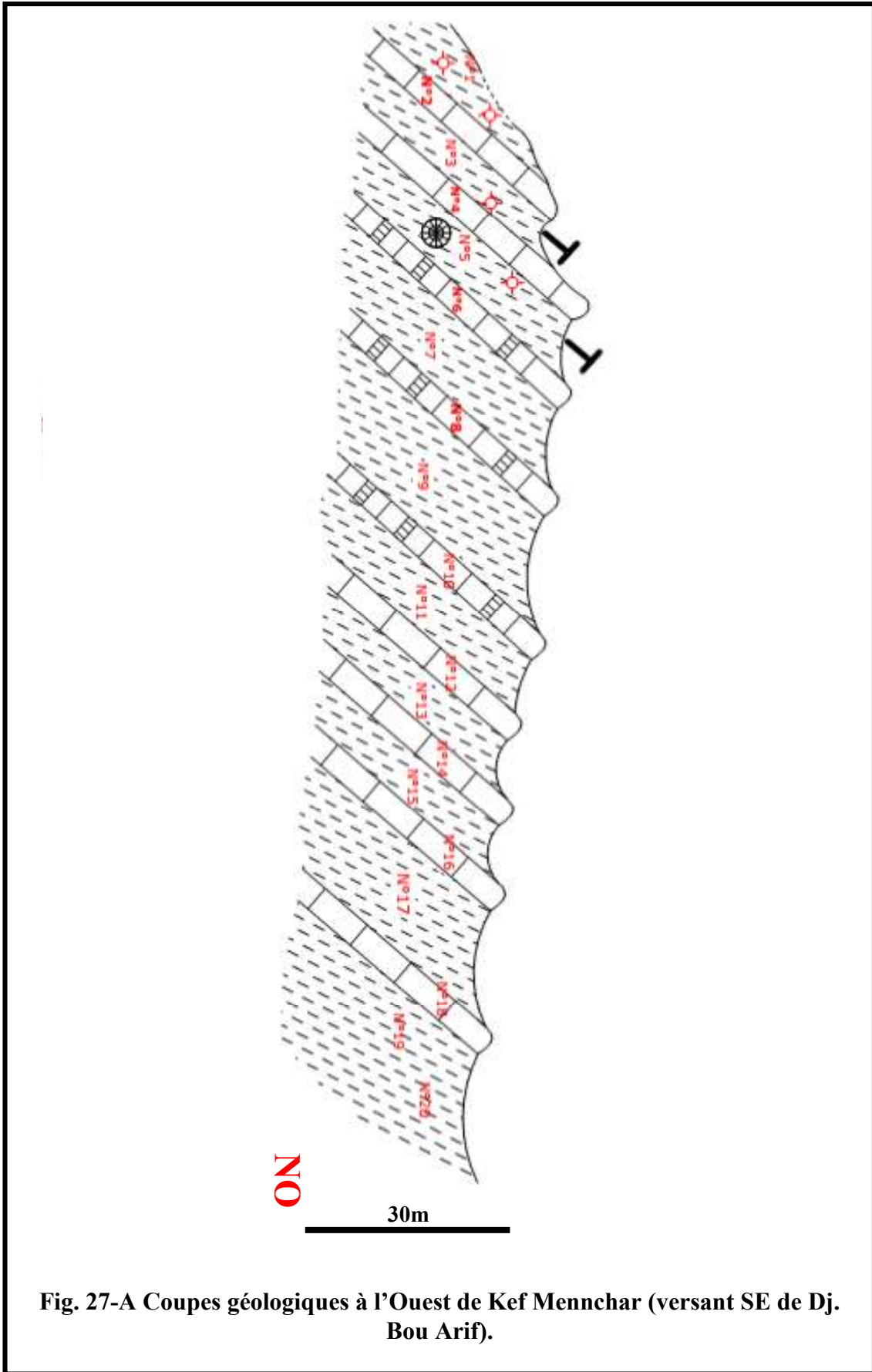


Fig. 27-A Coupes géologiques à l'Ouest de Kef Mennchar (versant SE de Dj. Bou Arif).

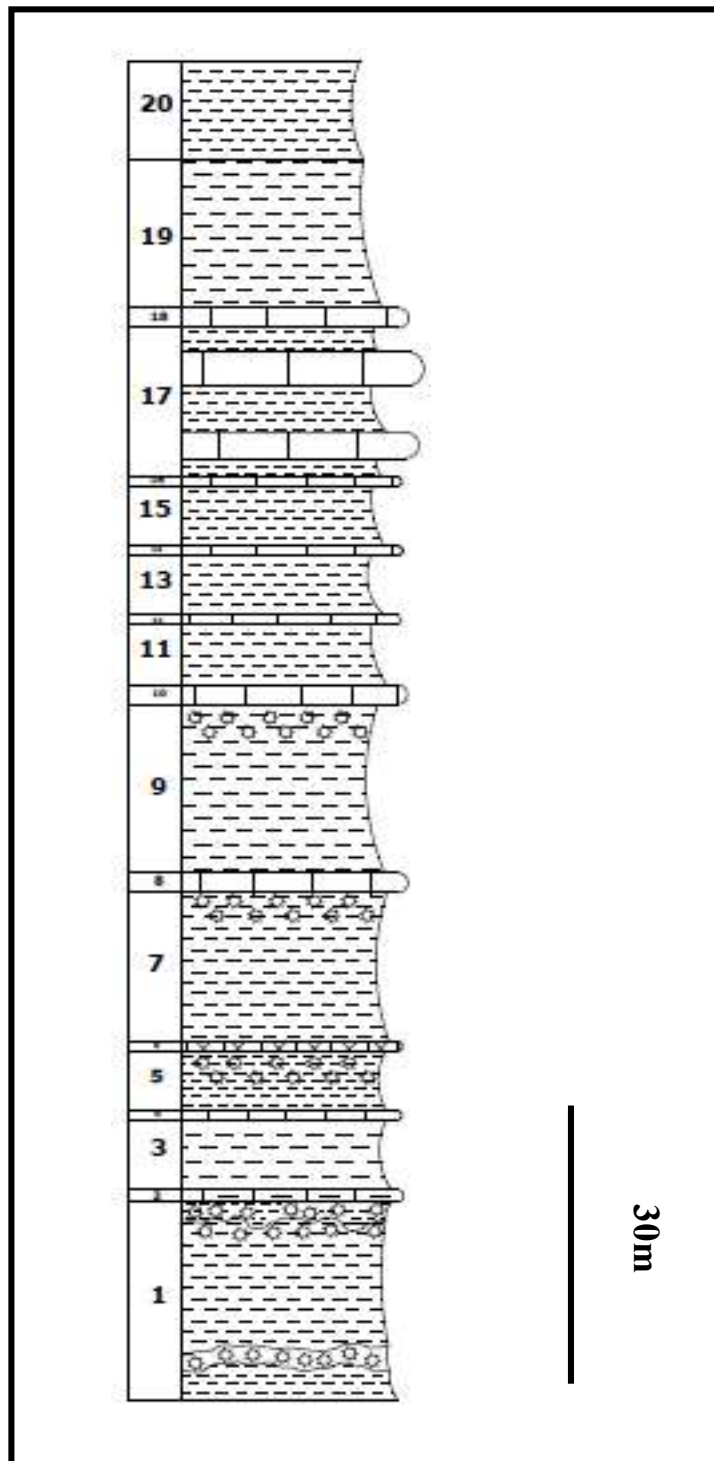


Fig. 27-B Colonne lithostratigraphique Kef Mennchar, flanc SO Bouarif.

8. Corrélation lithostratigraphique des données des puits :

À partir des données de puits (**Fig. 28**) et les profils de corrélations réalisés lors de l'exploration pétrolière du permis "d'Ain Beida" exécutés par la SONATRACH (Septembre 1976), nous allons suivre l'évolution spatiotemporelle de l'aptien à travers ces puits ainsi que leurs variations latérales, (**Fig. 29-30**, Profil I et II).

8.1. Profil I (Fig. 29)

Le profil est orienté Ouest-est qui passe par AMR, Bou Arif, Dj. Fedjoudj (~~Theniet el Kebch~~), ~~Dj. Tarf (Coupe de Bou Sif)~~, Sb-1, DEF-1 et GE-1.

8.1.1. Puits de Dj. Amrane (AMR-1)

L'Aptien pour le puits **AMR-1** est représenté par un ensemble d'alternance de dolomie gris-brun, cristalline parfois gréseuse et argileuse et de calcaires gris-blancs argileux avec dominance des calcaires et des dolomies, pour un épaisseur environ de **400m**, pauvres en éléments micropaléontologiques, seulement quelque foraminifères formés de section d'Orbitolines mal conservés, pellètes, radioles et textularidés sans intérêt particulière. L'analyse lithostratigraphique entre 1314m et 1322m révèle une dolomie argileuse azoïque à l'exception de quelques Gastéropodes et organismes phosphatés ne fournissant aucune précision sur l'âge de cet intervalle.

8.1.2. Aptien de Dj. Bou Arif

Selon Vila (1980) L'Aptien épais de 430m, se caractérise de bas en haut par :

- Alternance de grès blancs massifs à stratification obliques et d'argiles silteuses vertes en minces couches de 80m d'épaisseur d'âge Gargacien.
- Un niveau épais de 70m constitué de marnes beiges ou vierges ou grises avec des petits bancs de marno-calcaires noduleux d'âge également Gargacien.
- Une alternance de calcaires gris-noir en bancs décimétrique et de marnes gris-noir en passées centimétriques et Orbitolines, épais de 80m.
- Dolomies rousses ou noires, ferrugineuses à fantômes de lamellibranches, Orbitolines, en bancs métriques, ce dépôt atteint 30m d'épaisseur.

Calcaire dolomitiques sombres à fantômes de lamellibranches, Orbitolines, en bancs décimétriques ou métriques, alternant avec des calcaires sombres en petits bancs noduleux à tendances lumachelliques ces dépôts atteignent une épaisseur de 70m. Ils se terminent par une surface durcie avec des traces de remaniements.

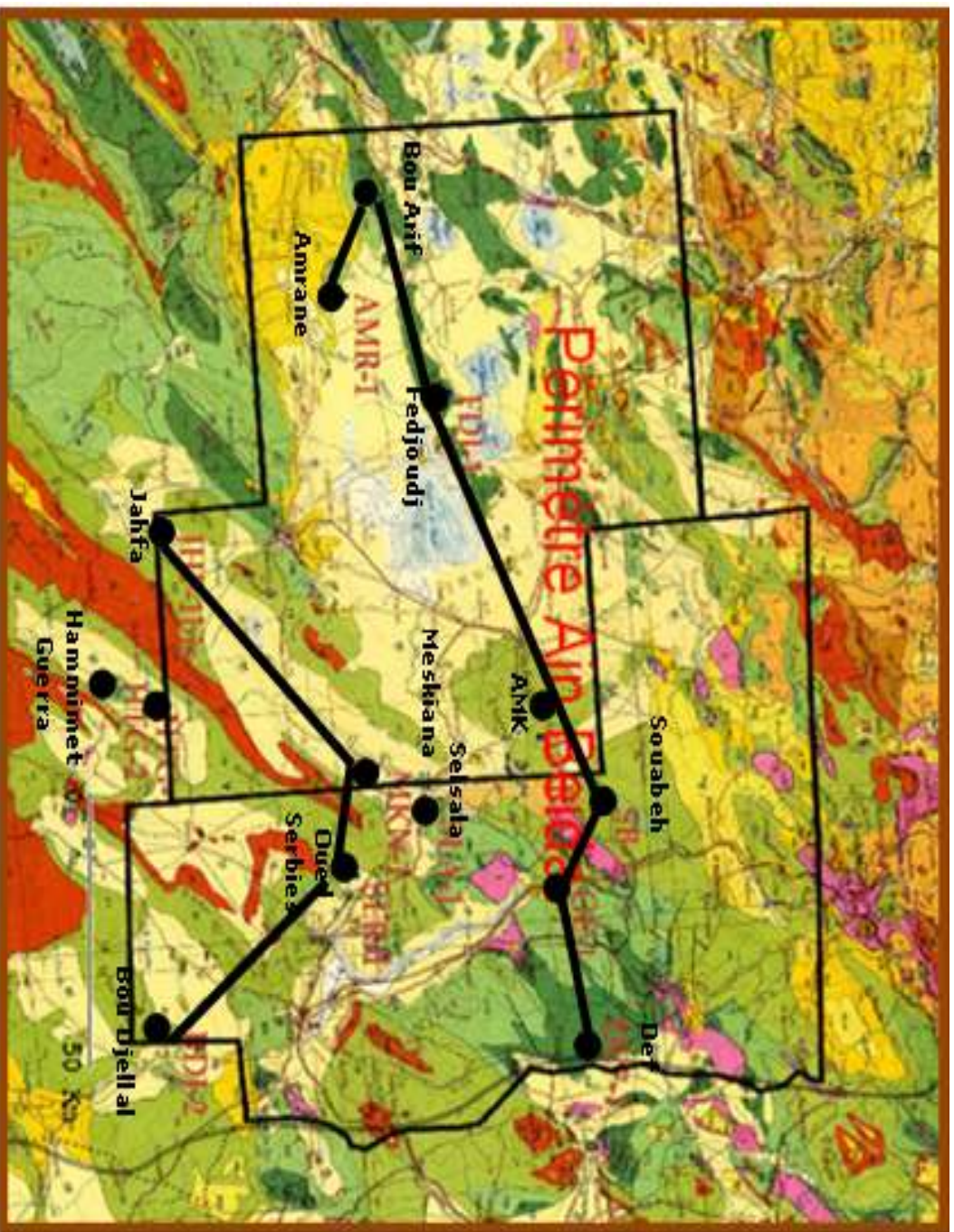


Fig. 28. Localisation des puits réalisés, permis d'Ain Baida, Extrait de la carte géologique 1/500.000 Nord-est de l'Algérie.

8.1.3. Puits de Dj. Fedjoudj (FDJ-1)

Au niveau du puits FDJ-1 l'Aptien inférieur (environ 70m) est caractérisé par des argiles grises, silteuses indurées, renferment des calcaires microcristallins et dolomie blanche compacte. Notons qu'au niveau du massif, deux coupes sont levées, constituant la continuité vers le haut du log de sondage, ce rapportant aux coupes de Theniet el Kebch et de Bou Sif.

8.1.3.1. Coupe de Theniet el Kebch (Dj. Fedjoudj)

Cette coupe est représenté par principalement par trois termes de bas en haut, par une formation aptienne (**135-140 m**) dominé par des calcaires oolithiques, avec plusieurs intercalations marneuse ou calcaréo-argileuses, Marmi (1995).

8.1.3.2. Coupe de Bou Sif (Dj. Tarf)

- La formation aptienne est formée de **190 m** essentiellement carbonatée, subdivisée en deux unités lithologiques ; d'une part, l'unité inférieur est formé de calcaire riche microfaune y s'entrecoupe avec des passés de marnes, dont certains niveaux sont très riches en Orbitolines, constituant de véritable Lumachelles. D'autre part, l'unité supérieur est essentiellement carbonatée (~20m), caractérisées par des bancs oolithique, calcaréo-dolomitiques et des calcaires et biodétritiques riche en débris de coraux, de rudistes, d'autre bivalve, de bryozoaires, de serpulidés, de dasycladacées et de corallinacées primitives, Marmi (1995)

8.1.4. Puits de Dj. Souabeh (SB-1)

Ce forage est situe au Nord-est de **Aïn Baida**, caractérisé par une sédimentation gréseuse (les monts du Mellegue et la région de Souabeh) où l'Aptien atteint une épaisseur de **450m** ; il est formé de grès quartzite, calcaires gréseux et schistes noires.

8.1.5. Puits de Dj. DEF (DEF)

Ce sondage montre un Aptien épais de **358m** ; il est représenté essentiellement par des alternances d'argiles noires et de calcaires dans lesquels se développent des faciès subrécifaux montrant des brèches d'accumulation de fragments de rudistes, Orbitolines, Foraminifères benthiques, lamellibranches, pelètes, débris phosphatés et des encroutements algaires.

8.1.6. Puits de Dj. Guelb (GE-1)

L'Aptien ce caractérise par des dépôts assez fins constitués de calcaires mudstones très fissurés à Calpionelles et foraminifères planctoniques et présente aussi des intervalles de grès fin à ciment argileux et des calcaires dolomitiques finement cristallisés.

Dans le domaine sud-est constantinois, au niveau de Dj. Mesloula, l'Aptien occupe à lui seul la plus grande partie des affleurements et ses calcaires récifaux constituent tous les reliefs importants du massifs ; Dubourdiou (1959), différencie trois termes ;

- Série antérieure aux calcaires récifaux.
- Les calcaires récifaux.
- La couverture des calcaires récifaux.

Pour le premier terme c'est une série marneuse de couleur jaunâtre à passées de grès roux, ainsi que des marno-calcaires à Orbitolines et Bélemnites avec une variation latérale de faciès marquée par un enrichissement en calcaire vers le Nord ; ce terme présente une épaisseur de 200m.

L'Aptien récifal constitue l'ossature de Dj. Mesloula (ceci est dû à sa rigidité et à sa résistance à l'érosion). La faune est représentée par des Orbitolines, rudistes, des Miliolites, de nombreux fragments d'échinodermes et de mollusques. L'épaisseur de ce terme varie entre 30 et 80m.

La couverture des calcaires récifaux est rarement visible parce qu'elle est érodée ou recouverte d'éboulis ; c'est une série à dominante argileuse. Son épaisseur est relativement réduite, elle varie de 100m à 150m.

L'Aptien se termine avec un faciès type dit (Clansayésien) constitué par des calcaires à Orbitolines formant une barre continue à l'échelle du bassin ; ces mêmes faciès sont décrits dans tout le bassin avec des variations notables d'épaisseur.

8.2. Profil II (Fig. 30)

Vers le sud, par rapport au profil N° I, le profil N°II passe par les puits suivants : JHF-1 bis, MKN-1, SER-1, BDJ-2. Il est également d'orientation Ouest-est.

8.2.1. Puits de Jahfa (JHF-1 bis)

Dans ce puits l'Aptien est formé d'alternance de calcaire noirs massifs, oolithiques et lumachelliques, et de dolomie gréseuses avec des passées de grès blancs et des marnes gris verdâtre. Il atteint une épaisseur de **380m**, l'épaisseur de la série albo-aptienne est de l'ordre de 720m.

8.2.2. Puits de Meskiana (MKN-1)

Il est situé à 25km au NE de JHF-1, caractérisé par des dépôts épais formés de grès calcaires bioclastiques et oolithiques, marnes, argiles noirs et dolomies. La série albo-aptienne atteint **1800m** d'épaisseur.

8.2.3. Puits de Dj. Serbies (SER-1)

La série albo-aptienne a, relativement, la même épaisseur que celle de MKN-1. L'Albo-Aptien est formé d'argiles dolomitiques, une alternance de calcaire pyriteux, cryptocristallins

à Valvulinidea, Texturidea, Orbitolinidea, des pseudocyclamines, des calcaires finement gréseux, parfois oolithiques et bioclastiques. Il contient également des grès fins à ciment argilo-carbonaté à débris d'échinodermes et de lamellibranches, des niveaux de marnes parfois silteuses à Ostracodes et des faciès à Calpionelles.

8.2.4. Puits de Bou Djellal (BDJ-2)

Une diminution remarquable de l'épaisseur de la série albo-aptienne est à noter, cette série qui par rapport à SER-1 présente une épaisseur de **843m**. Cette formation comprend des carbonates à haute énergie, représentés par des calcaires oolithiques et détritiques, à côté de dolomies cristallines et de calcaire récifaux. Il semble que la porosité primaire a été en grande partie détruite du fait de la diagenèse, mais la porosité secondaire due aux fractures peut être suffisante pour le piégeage des hydrocarbures.

En Tunisie occidentale, ces carbonates sont pétrolifères. Les roches mères sont bien développées dans le centre du bassin Aurès et au Sud-est Constantinois.

8.3. Conclusion

8.3.1. Profile I, (Fig. 29 A-B)

Suite aux variations de faciès et d'épaisseur, le **profil I** révèle des faits qui sont les suivants ;

- 1- Extension régionale des formations aptiennes dans la plus part des puits, définies généralement par un développement de barrière récifale de milieu de haute énergie, caractérisé par des bancs oolithiques et des calcaires à rudistes et coraux.
- 2- Epaissement régional des formations aptiennes de part et d'autre du puits AMK-1 dû probablement à un phénomène de subsidence, bien généralisé dans tous les puits, à l'exception du puits AMK-1 où l'aptien est absent à cause d'un soulèvement, sachant que l'axe de la subsidence est de direction NE-SO.
- 3- La localisation du puits AMR-1 est en situation plus basse par rapport au puits FEDJ-1, caractérisé par un flux sédimentaire important que celui de FEDJ-1 et relativement réciproque avec les puits au NE, il en est de même pour le puits SB-1, GE-1 et DEF-1. En revanche, l'accumulation des dépôts dans le puits AMR-1 pourrait être s'expliquée par la présence d'un graben moyennement subsident dont l'axe est situé au niveau du puits AMK.
- 4- On relève une légère symétrie dont laquelle le puits AMK-1 constitue l'axe de cette symétrie. Ce dernier pourrait être défini par une position structurale en horst par rapport aux autres puits, au NE ou bien au SO.
- 5- On remarque qu'il y a une variation d'épaisseurs entre les différents puits en relation probable avec la subsidence.

- 6- Le puits FEDJ-1 est caractérisé par un approfondissement à l'aptien inférieur dont la sédimentation est caractérisée par des argiles gris-clair, silteuses.
- 7- Au niveau de la coupe FEDJ, l'évolution verticale des faciès commence à partir d'un milieu subtidale de plate forme interne en allant vers un milieu récifal (arrière et avant barrière récifal).
- 8- Apports détritiques moins importants circonscrits en premier lieu dans un milieu intertidal lagunaire restreint, localisé en grande partie dans la coupe de Bou Sif (BS) et développement de grès quartzitiques sur une épaisseur d'environ **20m**, reflètent probablement une période d'émersion au niveau de la coupe de Bou Sif (Dj. Tarf).

8.3.2. Profile II, (Fig. 30)

- 1- Extension régionale des formations aptiennes dans les quatre puits caractérisés généralement par un faciès oolithique, calcaires dolomitiques et développement d'une barrière récifale de milieu de haute énergie.
- 2- Epaissement généralisé dans tous les puits, marqué en particulier au niveau du puits SER-1, ce qui correspond à un phénomène de subsidence très important au cours de l'Aptien.
- 3- Le puits JHF-1 est caractérisé par une diminution de flux sédimentaire par rapport aux autres puits, en conséquence avec sa disposition qui pourrait constituer probablement la bordure du bassin.
- 4- La subsidence au cours de l'Albo-aptien est très importante au niveau des puits (BDJ-2, SER-1 MKN-1 et JHF-1 bis) par rapport aux puits du profil I, impliquant un épaissement des séries.

Le fait le plus important à signaler entre les deux profils est l'épaississement et la subsidence, généralisée au cours de l'Aptien dans tous les puits, contrôlée probablement par une tectonique distensive, mais de façon intense au centre des bassins, au sud, par rapport au profil I.

Le développement d'une zone paléogéographique au cours de l'Aptien, représentée par un faciès de haute énergie, caractérisé par une répartition régionale, pourrait constituer un domaine favorable à potentiel pétrolier. L'exploration pétrolière devrait être également orientée à travers ces domaines à cause de leurs intérêts en hydrocarbures.

Chapitre III
ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

1. Notions de base:

Chaque sédiment enregistre lors de sa formation, des caractères susceptibles d'orienter et d'aider à la reconstitution de son milieu de dépôt. L'étude des faciès offre des informations sur la nature des éléments qui se sont accumulés pour former ce sédiment et donc, des renseignements sur son origine.

1.1. Le milieu de dépôt :

C'est une portion de l'espace réceptacle d'une sédimentation très diversifiée. Un milieu de dépôt est caractérisé par plusieurs facteurs qui ont conditionné le dépôt d'une unité sédimentaire, on peut distinguer deux groupes de facteurs d'ordre différents :

- **Les facteurs locaux** du milieu de dépôt, dont les plus importants sont les conditions hydrodynamiques des eaux (l'énergie et le sens des courants, les conditions de transport), et chimiques (la salinité, le PH, la température, l'oxygénation), la bathymétrie, la topographie, le contenu faunistique, l'éclairement et la position géographique du lieu de sédimentation par rapport au continent, ce qui pourra s'exprimer par « l'influence de la côte », **Isabelle & Maurice, (1999)**.
- **Les facteurs régionaux**, correspondent aux phénomènes géologiques tels que la subsidence, l'émersion, période de non-dépôt. Ces facteurs sont contrôlés par les phases ou les crises tectoniques affectant la région.

1.1.1. Les critères biologiques

Généralement dans les sédiments carbonatés, ces critères sont déterminés par la présence d'organismes vivants. Les bioconstituants sont caractéristiques, individuellement ou par leur association, d'environnement bien déterminé. Toute fois leur état de préservation. Les rapports de fréquence de groupes d'organismes ; l'abondance ou la pauvreté ; est un indice très important pour reconnaître les conditions de vie. Par exemple le rapport de foraminifères benthiques aux foraminifères pélagiques donne l'indice d'océanité. Le pourcentage des foraminifères planctoniques supérieur à 70% caractérise le bas du talus continental et les plaines abyssales. La richesse et la biodiversité ; les conditions de vie peuvent favoriser la coexistence de différentes espèces dans un même milieu de dépôt, **Isabelle & Maurice, (1999)**.

1.1.2. Les critères lithologiques et stratonomiques

La nature des sédiments, fonds indurés ; sableux ou vaseux ; calcaires, marnes, silts, évaporites, permet de déterminer le type d'environnement sédimentaire et les facteurs physico-chimiques qui le contrôlent et qui sont propres à chaque type de sédiment. La disposition des couches et leur géométrie, ou la stratonomie varie en fonction des environnements : dépôt de bancs massifs dans la zone favorable des carbonates (infralittorale), alternances de bancs minces, l'absence de stratification dans les récifs.

Au cours de la sédimentation il peut y arriver des dérangements, d'ordre tectonique, ou sédimentaire (changement des conditions), induisant la création de structures sédimentaires, tels que les Slumps **Purser, B.H. (1980)**.

1.1.3. Les critères pétrographiques

Ces critères peuvent être étudiés sur terrain macroscopiquement (lithofaciès) ou au laboratoire, sous le microscope, où on peut déduire la nature des sédiments, la nature et la

proportion de la phase liaison, ainsi que la texture diagenétiques. Ces critères peuvent être associés sous le nom de microfaciès. Flügel (1982) lui donne une définition purement descriptive « le microfaciès est l'ensemble des critères paléontologiques et Sédimentologique qui peuvent figurer sur une lame mince ». Chaque lithofaciès correspond à un ou plusieurs microfaciès.

1.2. Les principaux milieux de dépôt, Boulvain (2013)

1.2.1. Les milieux continentaux

- milieux aériens
- milieux aquatiques:

1.2.2. Les milieux marins

1.2.2.1. Milieux littoraux (plage et plate-forme littorale)

Ils sont caractérisés par deux types de sédimentation :

- Sédimentation à dominance silico-clastique quand l'apport détritique est fort.

Sédimentation à dominance carbonatée là où l'apport détritique est faible et le climat favorable au développement des organismes constructeurs. La variation de certains facteurs, comme la morphologie, l'hydrodynamisme, la pénétration de la lumière, est responsable de la grande diversité de la répartition des dépôts carbonatés au niveau des plates formes carbonatées Les facteurs qui conditionnent la répartition des dépôts carbonatés.

Les facteurs qui conditionnent la répartition des dépôts carbonatés au niveau des plates formes carbonatés sont :

- Influence de la morphologie :
- Influence de facteurs dynamiques :
- Le chimisme des eaux :
- L'influence de la lumière :

La pénétration de la lumière permet également de distinguer deux domaines entre lesquels les conditions biologiques varieront considérablement : domaine photique et un domaine aphotique.

Le domaine de plate forme littorale est marqué par la présence d'un récif (barrière) parallèle à la côte qui isole une plate-forme interne protégée d'une plate-forme externe soumise à l'action des vagues.

Sur les plages à sédimentation silico-clastique, le balancement des marées détermine les zones infratidale, supratidale, intertidale et subtidale (Turcker ,1995) (**Fig.31**).

A- La plate forme interne

L'hydrodynamisme est faible, il augmente à marée haute, quand les vagues franchissent la barrière, et en face des passes. La zone intertidale correspond à un niveau **d'énergie** moyen à faible.

Sur la plage s'accumulent un sable bioclastique, formé de débris de squelettes et coquilles calcaires. Des débris moyens à grossiers et des oolites se déposent dans les chenaux de marées.

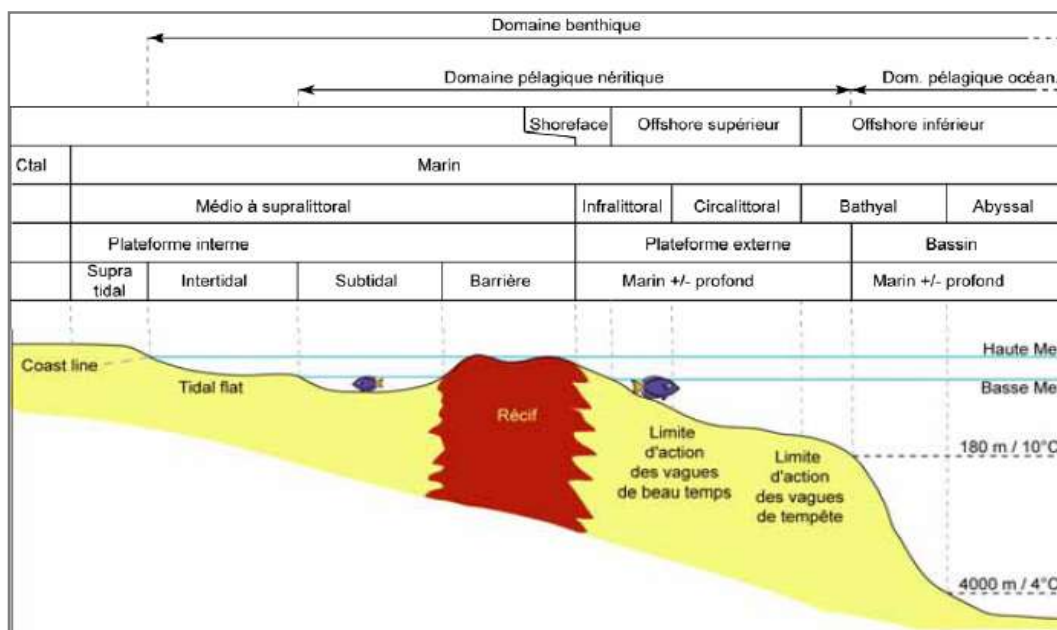


Fig. 31 Schéma montrant la répartition des différents environnements dans une plateforme carbonatée possédant une barrière récifale, Turcker ,1995).

Dans la partie supérieure de la zone intertidale peuvent se développer des encroûtements ou des constructions algaires (stromatolithes). La zone supratidale peut inclure des dunes éoliennes, des marécages et des lagunes à tendance évaporitiques (sebkha littorale). La zone subtidale est un milieu très calme de décantation; il s'y dépose une vase calcaire.

En fonction des conditions sédimentaires et biologiques on peut distinguer deux environnements :

- Milieu très peu profond

C'est le milieu intertidal-supratidal situé à la limite de l'émersion où il est temporairement exondé. Il couvre la zone au dessus du niveau des basses eaux, caractérisé par la présence de dolomie, évaporites, micrite laminée à pseudomorphose. Les organismes sont très rares : ostracodes, foraminifères. Par contre il est marqué par la présence de tapis algaires ainsi que les pellets algaires.

- Milieu peu profond protégé

C'est la zone infratidale protégée, marquée par l'absence de l'action des vagues ou des courants, favorisant donc la présence des vases. Cette aire est définie par des Miliolites très fréquentes, Cunéolines, ostracodes, gastéropodes, rares échinides fouisseurs et dasycladacées. Ce milieu se développe généralement au dessus du niveau des basses mers, il est très protégé de la houle ou des courants par des barrières hydrauliques ou par des constructions récifales plus externes.

B- La plate forme carbonatée moyenne

Cette aire est caractérisée par l'influence des deux domaines : interne et externe.

La barrière est généralement construite par les coraux; elle est recouverte à marée haute mais partiellement émergée à marée basse; elle est localement interrompue par des passées qui mettent en communication la plate-forme interne avec le large.

Le récif corallien représente une bioconstruction complexe dont la charpente est constituée par les coraux eux-mêmes (de nos jours des Hexacoralliaires) auxquels s'adjoignent des éponges, des bryozoaires, des algues encroûtantes, d'autres cœlentérés. Ils s'installent généralement sur un support solide,

Les eaux sont chaudes, agitées, limpides et de faible profondeur. Un très grand nombre d'espèces vivent dans le biotope particulier que constitue le récif: mollusques, échinodermes, poissons. (Biocénose corallienne).

La face externe de la barrière, du côté de la haute mer, est détruite par l'action des vagues; les éléments fins sont mis en suspension, des blocs s'éboulent sur la pente du récif.

- **Milieu agité**

C'est la zone infratidale élevée située entre le niveau moyen des basses mers et la limite inférieure d'action des vagues normales. Dans cette zone se développent les organismes constructeurs (spongiaires, madréporaires, rudistes, bryozoaires et algues rouges), ainsi que les foraminifères benthiques. Dans cette zone s'édifient également des dunes hydrauliques caractérisées par des stratifications obliques (oolithes et intraclastes).

- **Milieu peu agité**

C'est l'intertidal moyen à supérieur, caractérisé par la présence d'algues verte, de foraminifères benthiques, de rudistes et d'échinodermes.

C- La plate forme externe

- L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. A partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres.
- L'hydrodynamisme est très faible.
- Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie: éléments grossiers à proximité de la barrière, boue calcaire ou argilo-carbonatée au large.
- La faune comprend des espèces benthiques et pélagiques de haute mer.

Lorsque la production et l'apport de carbonates sont importants, la plate-forme s'étend vers le large et prograde dans le bassin marin.

En fonction de la profondeur et de l'agitation de l'eau on la subdivise en trois environnements sédimentaires étagés

- **Milieu peu profond ouvert**

C'est la zone infratidale supérieure

- **Milieu ouvert**

C'est la zone infratidale moyenne, marquée par les vagues de tempêtes

NB : Les deux milieux suscités présentent des caractères voisins de ceux de la plate forme moyenne.

- **Milieu ouvert très calme**

C'est la zone infratidale inférieure, située au dessous de la limite inférieure des actions des vagues de tempêtes proximale de la plate forme externe. Dans sa partie distale règnent des conditions calmes loin des influences de la houle.

Du point de vue biologique, la partie proximale de ce milieu est marquée par des foraminifères planctoniques et benthiques en portion presque égale, les planctonique ayant une forme plus au moins globuleuses (indice de milieu moins profond).

1.2.2.2. Milieux de talus sous-marin

Ces milieux sont marqués par des sédiments détritiques rythmés mis en place en bas du talus par les courants de turbidité.

1.2.2.3. Bassin et fosse océanique:

Un dépôt de sédiments détritiques fins venant du talus, auxquels s'ajoutent les particules fines tombant de la surface: débris planctoniques, poussières volcaniques, dépôt de boues pélagiques ou hémipélagiques

1.2.3. Les milieux intermédiaires

Ils sont situés aux limites du domaine marin et du domaine continental et présentent des caractères mixtes.

- estuaires: influence de la mer prépondérante
- deltas: le fleuve a une action dominante; sédimentation abondante.
- lagunes: très étendues si la bordure du continent est très plane.

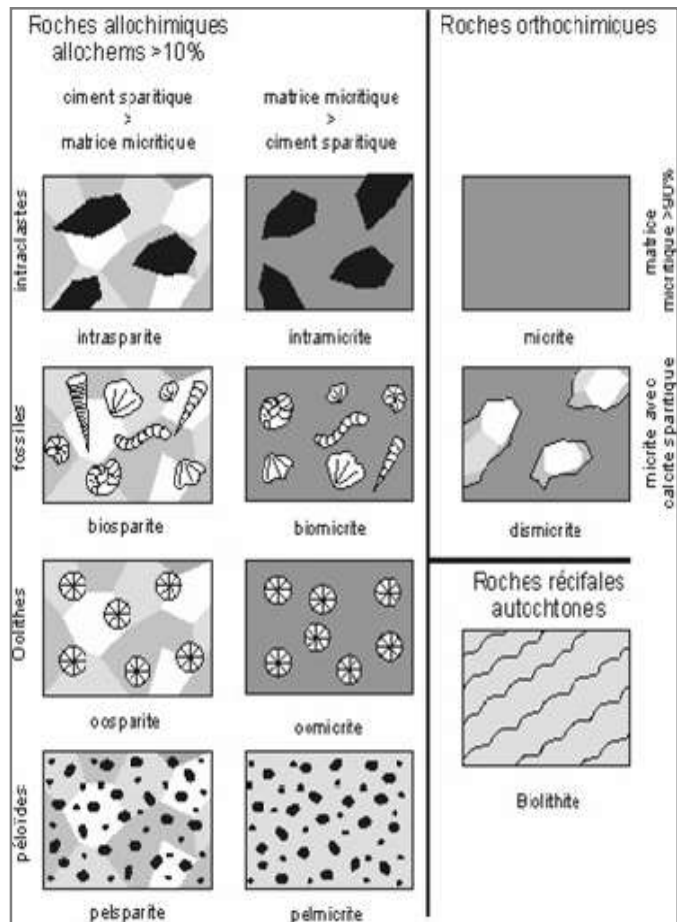


Fig. 32 Classification de Folk (1962).

1.3. Classification de roches carbonatées

Les roches carbonatées peuvent être classées en fonction de leur composition chimique ou minéralogique, de propriétés physiques comme leur porosité ou encore en fonction de leur texture, matrice ou ciment et grains. Actuellement, les classifications les plus utilisées font appel à des paramètres accessibles sur échantillon ou en lame mince tels que proportion matrice-ciment-grains.

1.3.1. Classification de Folk (Fig. 32)

On considère que les constituants majeurs des calcaires sont:

- les "**allochèmes**" (grains, corpuscules, éléments figurés):
 - les intraclastes: sédiments remaniés;
 - les pellets: grains ovoïdes de micrite de taille infra millimétrique;
 - les oolithes;
 - les fossiles, bioclastes et grains squelettiques;
 - la matrice (micrite);
 - le ciment (sparite).

Les appellations obtenues par combinaison d'un préfixe (intra-, pel-, oo-, bio-) et d'un suffixe (-micrite ou -sparite) peuvent être complétées par l'adjonction du terme "rudite" pour les

grains dont la taille est supérieure à 4 mm (exemple: "biosparrudite" décrit un calcaire à grands bioclastes ou fossiles cimentés par de la sparite). (Fig. 32).

1.3.2. Classification de Dunham (complétée par Embry & Klovan, 1972)

Cette classification est basée essentiellement sur la texture de la roche et sur le type de liaison entre les grains. Les différents termes de la classification sont ensuite combinés avec les noms des types de grains les plus abondants. (Fig. 33)

- microfaciès contenant moins de 10% d'éléments > 2 mm:

➤ avec une **matrice micritique**

- **mudstones**: moins de 10% de grains;
- **wackestone**: plus de 10% de grains, mais texture non jointive ("mud-supported")
- **packstones**: texture jointive, c'est-à-dire empilement des grains en équilibre mécanique ("grain-supported").

➤ avec **ciment sparitique**

- **grainstones**: texture jointive;
- microfaciès contenant plus de 10% d'éléments > 2 mm:

- **boundstone**, constructions récifales, c'est-à-dire roches dont les éléments étaient liés d'une manière ou d'une autre dès le dépôt:

- **bafflestone**: organismes érigés piégeant le sédiment en suspension par ralentissement de l'écoulement du fluide transporteur (exemple: bryozoaires);

- **coverstone**: organismes lamellaires ou tabulaires stabilisant le sédiment par leur simple présence (exemple: tabulés lamellaires des monticules frasniens);

- **bindstone**: organismes stabilisant le substrat par encroûtement (exemple: algues corallines);

- **framestone**: organismes édifiant une charpente rigide (exemple: coraux constructeurs actuels).

- non construit:

- **floatstone**: texture non jointive;

- **rudstone**: texture jointive.

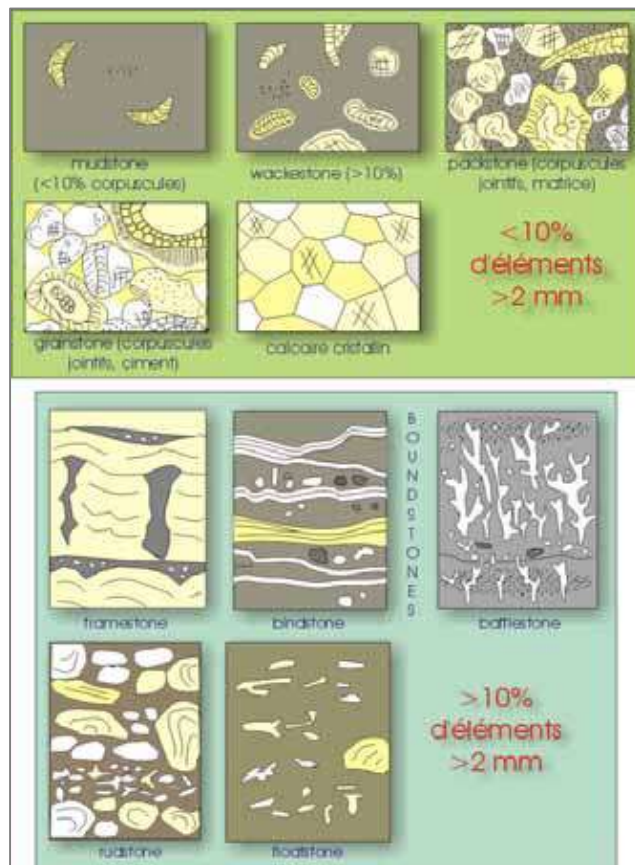


Fig. 33 Classification de Dunham (1962), élargie par Embry & Klovan (1971).

1.4. Les microfaciès standards

Plusieurs modèles de plate forme, ont été proposés par différents auteurs afin d'arriver à une plus grande objectivité et homogénéité dans la description sédimentologique et de faciliter l'interprétation des paléoenvironnements. Ils ont proposé une série de "microfaciès standards" qui se voient cohérents avec les conditions de chaque milieu et environnement de dépôt.

L'utilisation des microfaciès standards peut aider lors d'une première approche et possède le mérite certain de structurer les observations. Dans un deuxième temps, l'affinement des observations doit permettre de mieux préciser les environnements de dépôt et de compléter en conséquence le modèle standard, Purser, (2003)

1.4.1. Modèle de Wilson (1975)

Basé sur 24 "standard microfaciès types" ("SMF"), intégrés dans un système de neuf ceintures de faciès ("standard facies belts", "SFB") correspondant à des grands environnements de dépôt: "bassin (SFB1)-open sea shelf (SFB2)-deep shelf margin (SFB3)- foreslope (SFB4)- organic buildup (SFB5)-winnowed edge Platform stands (SFB6)-shelf lagoon, open circulation (SFB7)-shelf and tidal flats, restricted circulation (SFB8)-sebkhas with évaporites salinas (SFB9)". Voici ces microfaciès, avec successivement leur abréviation, leur nom et éventuellement une brève description et enfin, la ceinture de faciès où ils peuvent être observés (Fig.34).

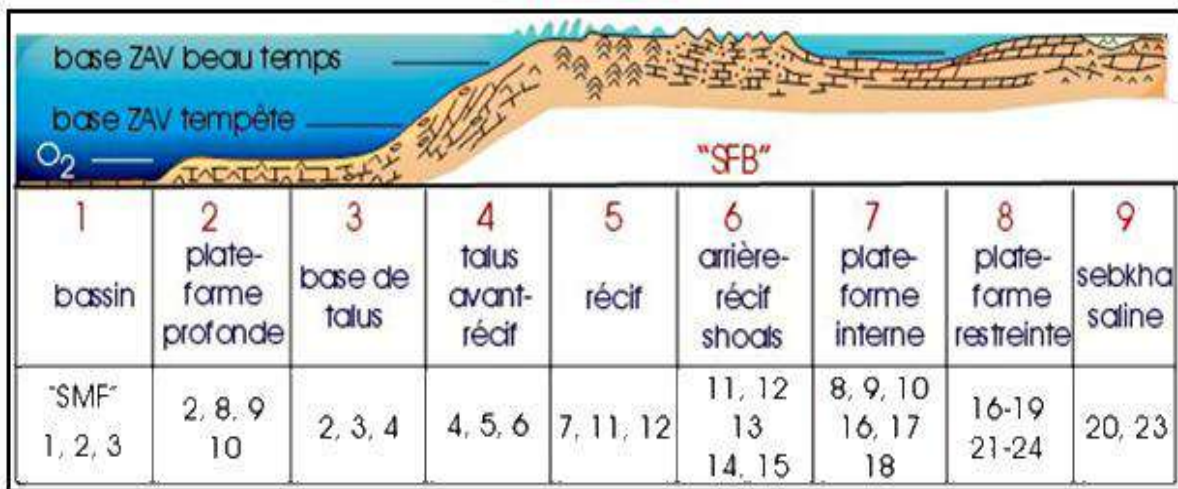


Fig.34: Microfaciès standards "SMF" et ceintures de faciès "SFB" de Wilson (1975).

- SMF1: spiculite: mudstones ou wackestones argileux sombres, riches en matière organique et/ou spicules d'éponges. SFB1, bassin.
- SMF2: packstones microbioclastiques: grainstones et packstones à très petits bioclastes et péloïdes. SFB1, SFB2, SFB3.
- SMF3: mudstones et wackestones à organismes pélagiques (exemple: globigérines, certains lamellibranches, etc.). SFB1, SFB3.

- SMF4: microbrèches ou packstones à lithoclastes et bioclastes: mono- ou polymictique; peut inclure également du quartz ou chert. SFB3, SFB4, avant-talus.
- SMF5: grainstones/packstones ou floatstones à éléments récifaux; géopètes et structures d'ombrelle due à l'infiltration de sédiments fins. SFB4, flanc récifal.
- SMF6: rudstones à éléments récifaux; gros fragments de constructeurs, peu de matrice. SFB4, talus d'avant-récif.
- SMF7: boundstone: organismes constructeurs en position de vie. SFB5, environnement de haute énergie, récif.
- SMF8: wackestones et floatstones avec fossiles bien conservés, quelques bioclastes. SFB2, SFB7, plate-forme ou lagon ouvert, sous la zone d'action des vagues.
- SMF9: wackestones bioclastiques bioturbés; les bioclastes peuvent être micritisés. SFB2, SFB7, plate-forme ouverte peu profonde, près de la zone d'action des vagues.
- SMF10: packstones/wackestones avec bioclastes dégradés et encroûtés. SFB2, SFB7, grains provenant d'environnements à forte agitation, déposés en milieu calme.
- SMF11: grainstones à bioclastes encroûtés. SFB5, SFB6, corps sableux dans la zone d'action des vagues, éventuellement en bordure de plate-forme.
- SMF12: grainstones/packstones/rudstones bioclastiques, avec prédominance de certains types d'organismes (crinoïdes, bivalves, dasycladacées,...). SFB5, SFB6, bordure de plate-forme.
- SMF13: grainstones à oncoïdes et bioclastes. SFB6, agitation assez importante, profondeur très faible.
- SMF14: "lags": grains dégradés et encroûtés, localement mélangés à des oolithes et des péloïdes, voire des lithoclastes; phosphates, oxydes de fer. SFB6, accumulation lente de matériaux grossiers dans des zones agitées.
- SMF15: grainstones à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.
- SMF16: grainstones à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.
- SMF17: "grapestone": grainstones à grains agrégés (lumps, Bahamite), quelques péloïdes, et grains encroûtés. SFB7, SFB8, plate-forme à circulation restreinte, "tidal flats".
- SMF18: grainstones à foraminifères ou dasycladacées. SFB7, SFB8, cordons littoraux, chenaux lagunaires.
- SMF19: lofélite: mudstones/wackestones laminaires à péloïdes et fenestrae, passant à des grainstones à péloïdes; ostracodes, quelques foraminifères, gastéropodes et algues. SFB8, mares et lagons à circulation restreinte.
- SMF20 & 21: mudstones à stromatolithes. SFB8, SFB9, mares intertidales.
- SMF22: wackestones à oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière récif.
- SMF23: mudstones homogènes, non fossilifères; évaporites possibles. SFB8, SFB9, mares hypersalines.

- SMF24: packstones/wackestones à lithoclastes de micrite non fossilifère. SFB8, "lag deposit" de fond de chenaux tidaux, Boulvain, (2010).

1.4.2. Modèle de Boulvain (2008)

Le principe est toujours le même. Cet auteur a basé son modèle sur dix (10) «standard faciès types» (RF), intégrés dans un système de neuf (9) ceintures de faciès correspondant à trois (3) grands environnements de dépôt (rampes carbonatées), (**Fig.35**).

- La rampe externe

Localisée sous l'action des vagues de tempêtes, à une profondeur de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres. On y trouve des sédiments carbonatés fins, autochtones ou allochtones, associés à des dépôts hémipélagiques. Les bioconstructions sont de type « monticules micritiques ».

- RF1 : monticules micritiques : bioconstructions isolées, riche en matrice calcaire et comprend des éponges et des microbes, tous les organismes sont en position de vie.
- RF2 : marno-calcaires : mudstone et wackestone argileux microbioclastiques alternant avec des argiles. La faune est benthique, nectonique et planctonique avec un net caractère ouvert : bryozoaires, éponges, foraminifères planctoniques, échinodermes, mollusques. La bioturbation est présente.
- RF3 : tempestites distales : minces niveau granoclassés dans des sédiments fins. Les niveaux un peu grossiers peuvent inclure des sédiments remaniés issues de zones moins profondes de la rampe.

La rampe médiane

Correspond à la zone située entre la base de la zone d'action des vagues de beau temps et la base de la zone d'action des vagues de tempêtes. La profondeur y est de quelques dizaines de mètres. Les tempestites sont les dépôts les plus répandus dans cette rampe, associés souvent à des niveaux intraclastiques.

- RF4 : monticules squelettiques et récifs : il s'agit de bioconstructions à faune plus diversifiée incluant des niveaux à organismes en position de vie et d'autres remaniés par l'action des vagues. Les constructeurs comprennent des bryozoaires, coraux éponges, échinodermes, algues rouges.
- RF5 : shoals : grainstone et packstone à bioclastes remaniés (bryozoaires, crinoïdes, brachiopodes). Stratification oblique.
- RF6 : tempestites proximales : souvent amalgamés, sédiments granoclassés, transportés, structures de types HCS, grainstone et packstone. Les éventuelles périodes de calme sont représentées par des sédiments plus fins, de type wackestone bioturbé.

- La rampe interne

Comprend la zone située entre la plage et la base de la zone d'action des vagues de beau temps. Elle est située dans la zone phatique, où le fond marin est remanié pratiquement en permanence par les vagues et les courants.

- RF7 : récifs : biostromes et patch-reefs à coraux, lamellibranches, rudistes, stromatopores, les constructeurs sont rarement en position de vie. Nombreux remaniements.
- RF8 : packstone et grainstone à bioclastes variés.

- RF9 : shoals oolithiques et bioclastiques : grainstone et packstone bien classé stratification plane et/ou mudstone et packstone bioturbés à faune et flore plus réduite.

1.5 .Diagenèse :

1.5.1. Définition

La diagenèse est l'ensemble des modifications qui affectent le sédiment après son dépôt et avant son éventuel métamorphisme. La limite diagenèse métamorphisme est arbitraire. Elle correspond à des processus physico-chimiques et physiques auxquels on doit ajouter les transformations dues aux organismes.

Ces modifications se traduisent soit par un changement minéralogique, soit par un changement de texture.

L'évolution diagenétique permet de maintenir la composition et les Conditions physiques des sédiments en équilibre avec le champ de contrainte extérieures. Le produit final possédera une texture et une composition qui dépendra de la provenance des matériaux mais aussi de leur évolution post-dépôt (Cojan et Renard 2006).

1.5.2. Environnements diagénétiques

Longman (1980) distingue quatre environnements diagénétiques majeurs, suivant la composition chimique et la distribution des fluides dans les pores, (Fig.36).

1. La zone vadose caractérisée par la circulation temporaire d'eau douce.

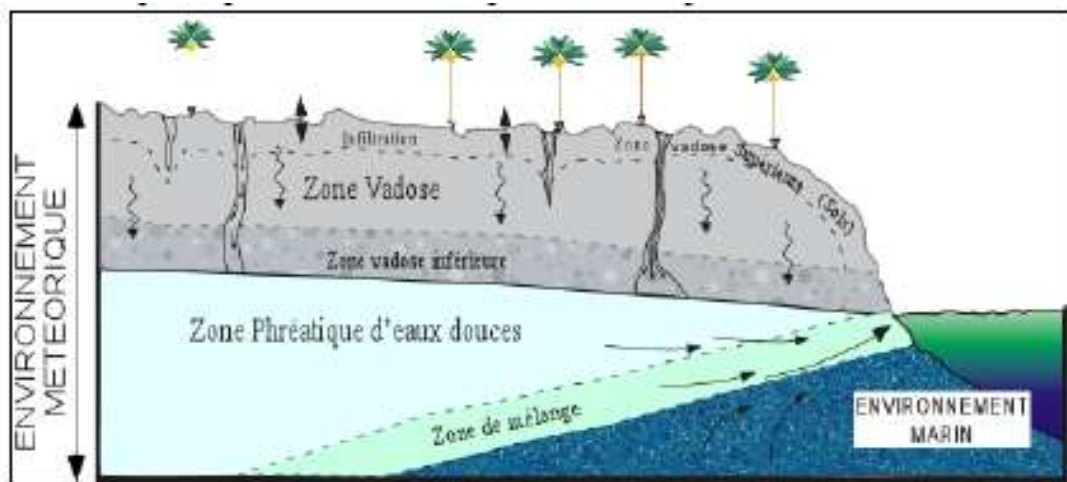


Fig.36 : Modèle conceptuel des principaux environnements diagénétiques (Moore, 2001)

2. La zone phréatique d'eau douce caractérisée par la circulation permanente d'eau douce.
3. La zone mixte ou de mélanges caractérisés par la présence d'eau douce et d'eau marine.
4. La zone phréatique marine caractérisée par la circulation permanente d'eau marine

1.5.3. Stades de la diagenèse

Selon Choquette et Pray (1970) ainsi que ELF Aquitaine (1977), on distingue trois stades diagénétiques :

- **L'Eogenèse** : Appelée aussi la syndiagenèse (diagenèse précoce), c'est un processus qui se produit dans la tranche superficielle des sédiments parcourus par des fluides en connexion avec la tranche d'eau. Elle débute dès la mise en place du sédiment, c'est

également le siège de nombreuses réactions bactériennes lesquelles contribuent de façon considérable à l'équilibre des carbonates. 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.

- **La Mesogenèse** : est aussi appelée l'anadiagenèse. C'est un processus qui prend place au cours de l'enfouissement, loin de la zone où interagissent
- sédiment et tranche d'eau.

Certains considèrent que cette phase est la phase majeure de la diagenèse ce qui est vrai pour les roches sédimentaires argileuses et silicoclastiques sauf que dans le cas des carbonates, une grande partie des processus diagénétiques ont déjà eu lieu de façon précoce pendant l'Eogenèse (Carrio, 2004). Elle est contrôlée par le poids de la colonne lithologique engendrant des phénomènes de compaction, fracturation et de dolomitisation.

- **La Mesogenèse** est une étape durant laquelle la compaction s'effectue lentement, simultanément avec l'expulsion des eaux interstitielles.
- **La Telogenèse** : Ce processus se produit lors de la remontée des roches à la surface où elles sont remaniées et soumises à l'action de la décompression, de la pédogenèse, et des eaux agressives. C'est-à-dire qu'elle résulte d'une interaction entre la roche et les eaux météoriques. Cette étape représente l'une des deux voies d'évolution d'une roche sédimentaire après sa lithification. Elle concerne une roche, ce qui la différencie des autres étapes qui concernent un sédiment. Les phénomènes y correspondant sont
- la dissolution et dédolomitisation.

1.5.4. Les principaux processus diagénétiques observés dans les roches carbonatées

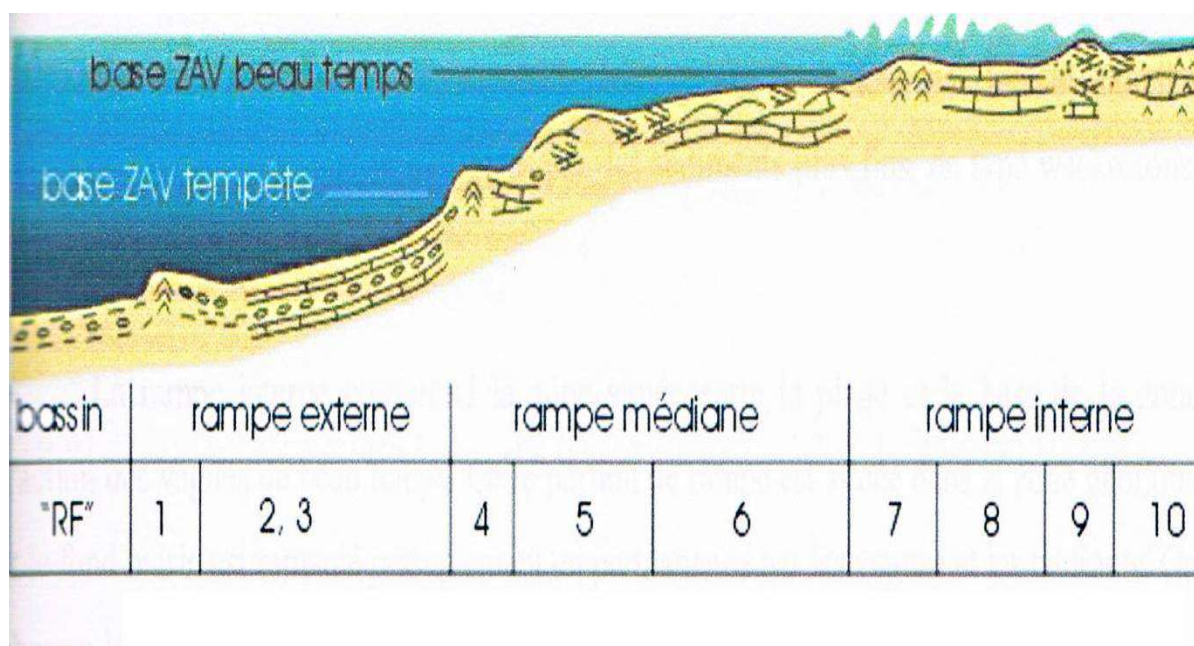


Fig.35: Microfaciès standards de rampe, Boulvain, 2008.

L'émersion, les mouvements tectoniques ou le simple rapprochement de la surface par érosion vont provoquer l'intervention plus ou moins marquée des eaux météoriques (Choquette et Pray, 1970). Les eaux météoriques, déjà saturées en CO₂ et en O₂, vont enclencher un nouveau cycle « géochimique » où l'on voit le pH baisser et l'oxydation se généraliser.

Dissolution, cimentation et minéralisation vont reprendre, d'où un nouveau type de lithification. Cependant, un facteur limitant intervient ici : la perméabilité ; en effet, étant déjà été très altérée lors des deux derniers processus, la migration des fluides sera très atténuée. La perméabilité de fracture jouera alors un rôle très important pour permettre l'introduction des fluides de surface, qui vont ensuite, par leurs propriétés chimiques, engendrer un nouveau réseau poreux (porosité secondaire). En milieu carbonaté, un environnement très important prend alors naissance : le karst.

- **Cimentation** : correspond à une mise d'une nouvelle phase minérale dans la porosité ; lithification (induration du sédiment).
- **Remplacement** : dissolution (microdissolution) d'une phase minérale et précipitation concomitante d'une nouvelle phase à la place, soit de même nature soit de nature différente, il n'ya donc pas de création d'une porosité secondaire lié à la dissolution
- **Compaction mécano-chimique** : dissolution sous contrainte conduisent une réduction de la porosité et à une diminution de volume de la roche
- **Recristallisation** : processus consistant en une modification de la taille et/ou de l'orientation des cristaux d'un élément figuré, d'une matrice ou d'un ciment. La recristallisation correspond à un type particulier de remplacement, Boulvain, (2010).

1.5.1.1. Les type de ciments :

- **Ciments syntaxiques** : c'est une calcite croissant en continuité de réseau optique avec l'élément substrat (Elf Aquitaine ; 1975) « échinidé dans notre cas », il est caractérisé par la taille relativement grande des cristaux calcitiques Ciments granulaires : est formé par de grands cristaux subautomorphes ou xénomorphes avec des limites irrégulières. La formation de ce type de ciment du a la dissolution des bioclastes (Yahiaoui ; 1990).
- **Ciments en frange** : ce sont des cristaux généralement avec une forme moyenne, qui se développe a partir d'une base quelconque.

2. ANALYSE FACIOLOGIQUES

2.1. Caractérisation des microfaciès carbonatés et interprétation paléoenvironnementale

L'étude sédimentologique s'est effectuée à partir d'une description macroscopique et microscopique, dont l'objectif de cette analyse est de revoir plus de précision les caractéristiques du milieu de dépôt en tenant compte des travaux antérieurs réalisés sur la région d'étude.

Une analyse faciologiques faite au laboratoire sur au total 29 lames minces dont 08 ont été confectionnées au niveau de l'université d'Annaba.

Outre l'analyse microscopique, une étude macroscopique initiée systématiquement sur des sections polies.

2.1.1. Les indices des microfaciès

Les microfaciès sont regroupés en fonction du paléoenvironnements, partagée selon le profil de plate forme, (**Fig. 37**).

- **EXD** : plate forme externe, zone distale.
- **EXP** : plate forme externe, zone proximale.
- **MO** : plate forme moyenne, zone récifale.
- **IN** : plate forme interne.

3. MÉTHODES

L'analyse des microfaciès s'effectue sur la base de lames minces de 25µm environ observées au microscope polarisant. Les conditions de dépôt peuvent être définies grâce à la présence d'éléments lithologiques et de microfaune.

La nature carbonatée des formations nous permis de réalisées une analyse de microfaciès, réparties le long de la zone étudiés et définie par trois coupes (Fedjoudj, Kef Bousif et Theniet el Kebch), (cf. **Fig. 38 A-B**).

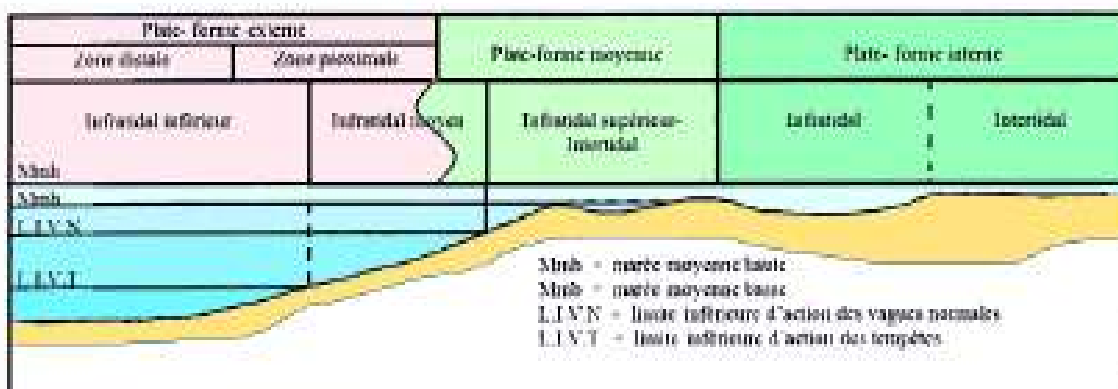
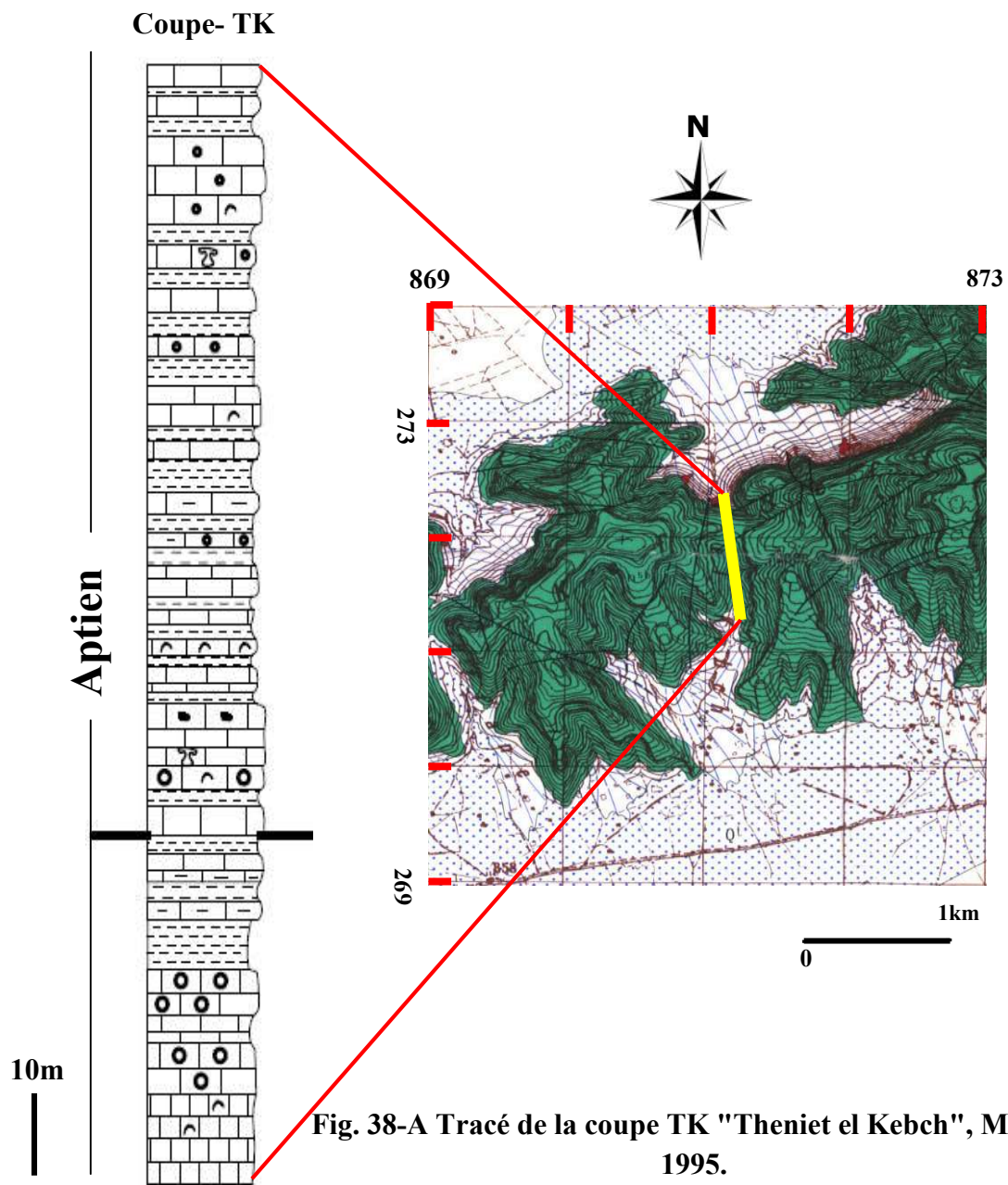


Fig.37 : Profil de la plate forme (Yahiaoui, 1990).



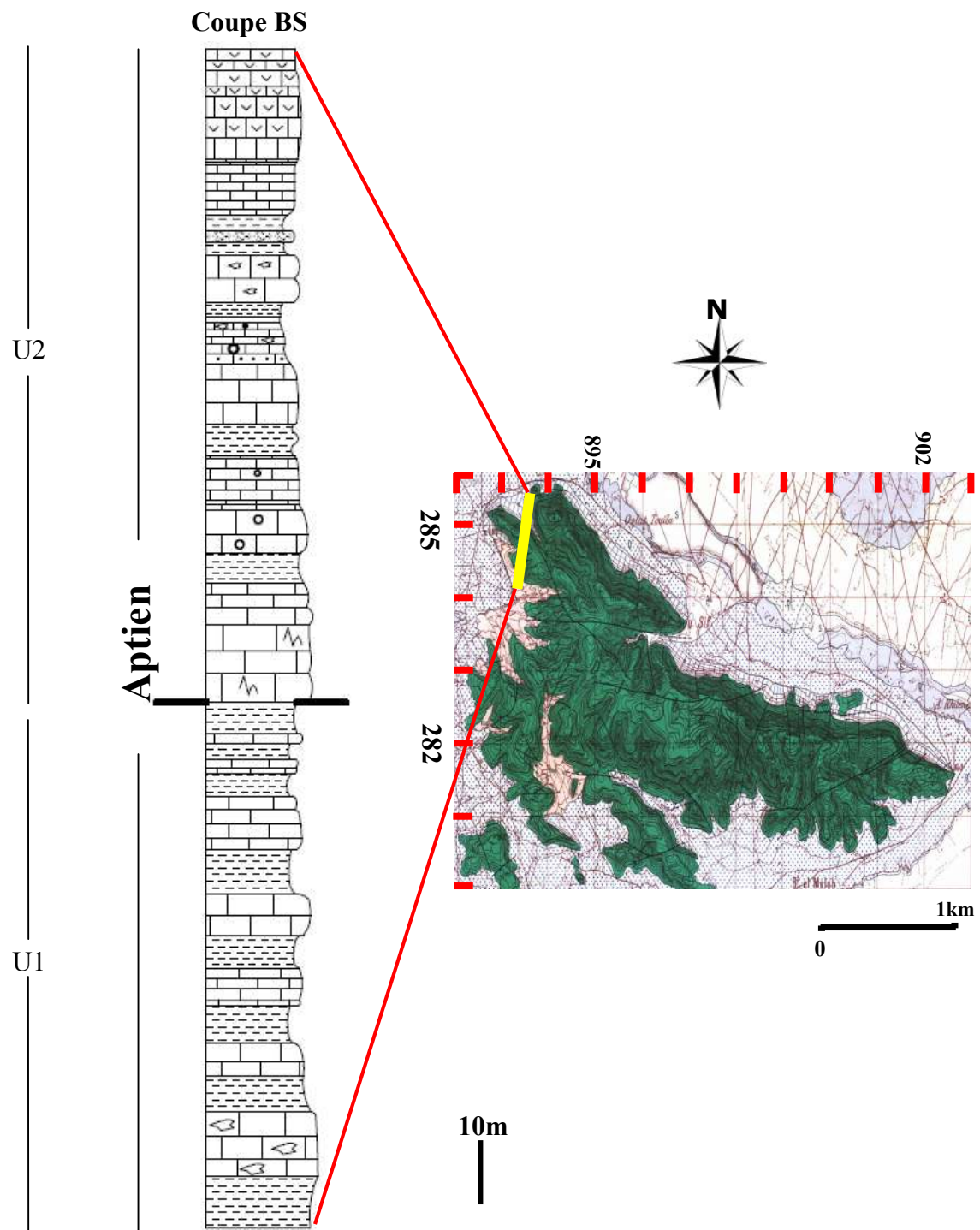


Fig. 38-B Tracé de la coupe BS "Bou Sif. "Dj-Tarf", Marmi, (1995).

4. DÉFINITION ET INTERPRÉTATION DES MICROFACIÈS :

La définition d'un certain nombre de microfaciès carbonatés significativement différents revient à dégager les tendances principales caractérisant chaque fois un nombre de sédimentation relativement uniforme « lithotopie ».

L'ensemble des caractères pétrographiques observés en lames mince, nous à permis de définir **25** microfaciès ou « lithotypes * » carbonatés regroupés en **09 Microfaciès** majeurs (notés "MF 1" à "MF 9" dont l'ordre marin franc à un milieu restreint (**Fig. 49-57-66**). Ils seront décrits dans cet ordre-là. Ainsi, nous suivons la séquence idéalisée des 24 microfaciès standards proposés par Wilson (1975).

L'organisation générale de la description de chacun des microfaciès ("MF") est la suivante :

- a) numéro du "MF" et renvoi aux illustrations photographiques et tableau correspondants ;
- b) appellation en termes de milieu ;
- c) description du "MF", les éléments figurés biologiques et non biologiques étant cités par ordre d'abondance relative décroissantes ;
- d) Interprétation schématique du "MF" en termes de paléoenvironnements basée sur les données de la littérature confrontée à nos observations ;
- e) Equivalence éventuelles dans la séquence idéalisée des 24 "SMF" défini par Wilson (1975) ;
- f) Caractère macroscopique des bancs contenant ce/ces "MF" ;

Ces points permettant dans ce stade du travail de tirer des conclusions d'ordre paléoenvironnementale.

Nous avons retenu la classification des roches carbonatées de Dunham (1962) élargie par Embry et Klovan (1971). Les mots portants en exposant le symbole * sont définis dans le lexique sédimentologique, (Voir Annexe 2).

5. ANALYSE DES MICROFACIES ; COUPE, FEDJOUJ, BOU SIF ET THENIET EL KEBCH

5.1. COUPE DE DJ. BOU SIF (BS)

Microfaciès BS N° MF1.1 t

Wackestones à Orbitolines et Foraminifères.

Il s'agit de *Wackestones* à grand *Orbitolines* auxquelles s'ajoutent *des* foraminifères. Les *Orbitolines* sont très abondantes et constituent l'essentiel du faciès, à distributions bimodales mesurant (0,9 mm à 4 cm). L'état de conservation des bioclastes est bien à modérés, dont quelque *Orbitolines* sont légèrement brisés, le classement étant faible à moyen, *paleodictyoconus* « P- Orb-Dict » (cf. **Photos 39- A**), (Marcelle K. Boudagher-fadel, 2008, p-233), dont quelques, sont caractérisés par une micritisation au niveau des loges et renferment des traces de compaction mais peu importantes. A coté de ces dernières, s'ajoutent des *foraminifères* (bisérié), *Milioles*, *Ostracode*, auxquels s'ajoutent aussi quelques microbrèches.

Les *Orbitolines* sont limités par de nombreux joints stylolithiques ferrifères. Le sédiment est localement bioturbé, traduit par une différence de teinte renferment des agglomérations d'oxyde de fer, témoignant du remaniement du sédiment, (cf. **Photos 39-S**), recoupé par quelque fractures, au sein duquel des oxydes de fers vient se concentrés le long des ces dernières, (cf. **Photos 39-C**), ou bien constituées sous forme d'amas, parfois de forme sub-automorphe. En relève la présence de *Muscovite* ? (**Fig. 39.O-P**) et la *Barytine* caractérisé par une structure en *gerbe* (**Fig. 39. G**), ainsi que quelques cristaux de dolomies peu diversifiés.

La texture *Wackestones* semble à indiquer un milieu calme, Subtidal, la bioturbation observée est interprétée comme due à des organismes fouisseurs dont l'activité à provoqué une désorganisation du sédiment initial. La présence des *Ostracodes* tendrait à indiquer un milieu restreint (lagunaire), tandis que les *Orbitolines* sont très diversifiées, représentées par différents genre y indiquent un milieu récifal, périrécifal, côtier agité.

Les phénomènes de micritisation traduisant des environnements marins calmes et peu profonds, à températures relativement élevées, compatible avec un milieu lagunaire, (Hamon 2004, p 73).

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu du **MF 1.1** pourrait correspondre à un milieu de semi restreint, lagunaire d'énergie faible à modérée.

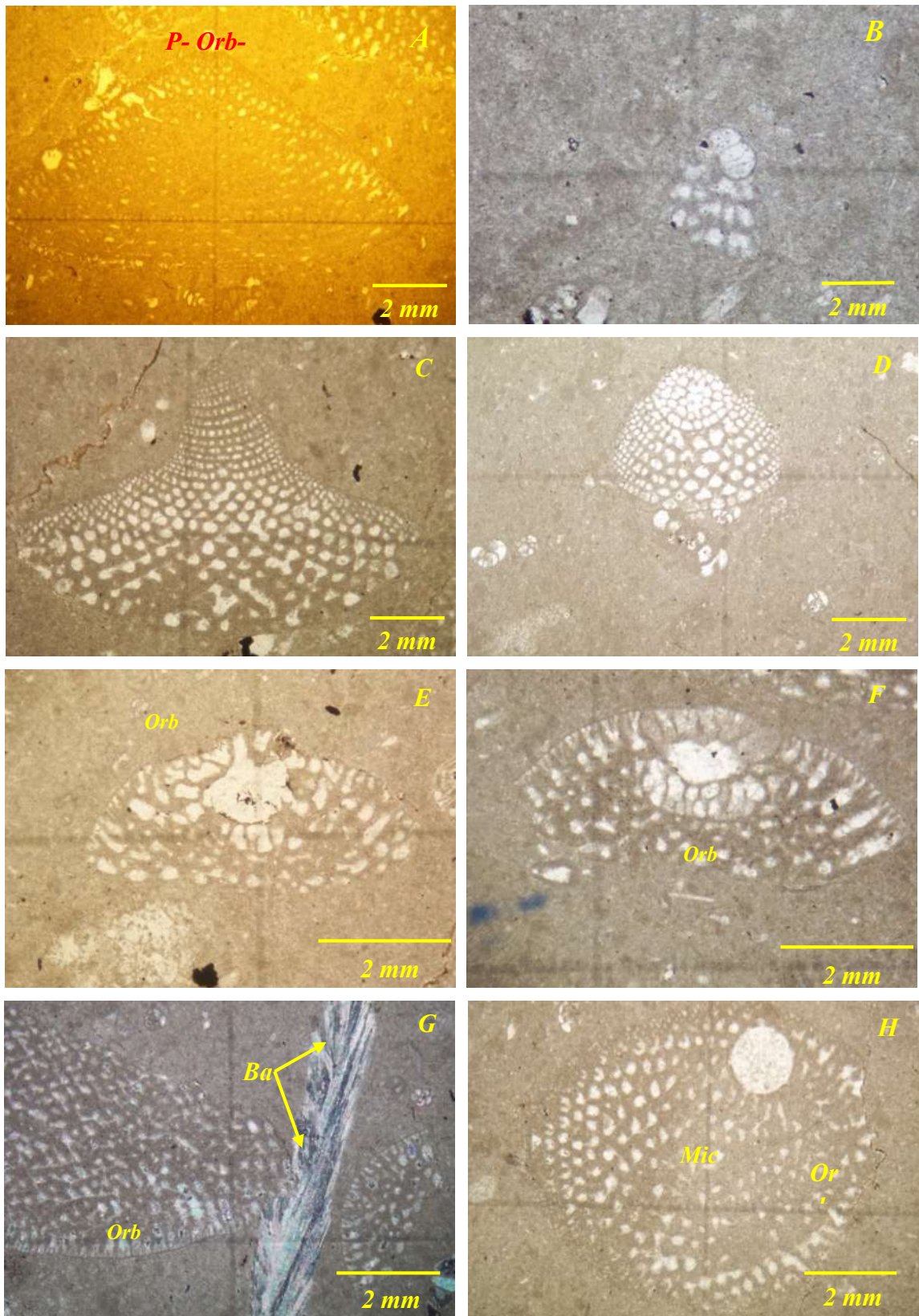


Fig. 39- A Wackestones à Orbitolines et Foraminifères.

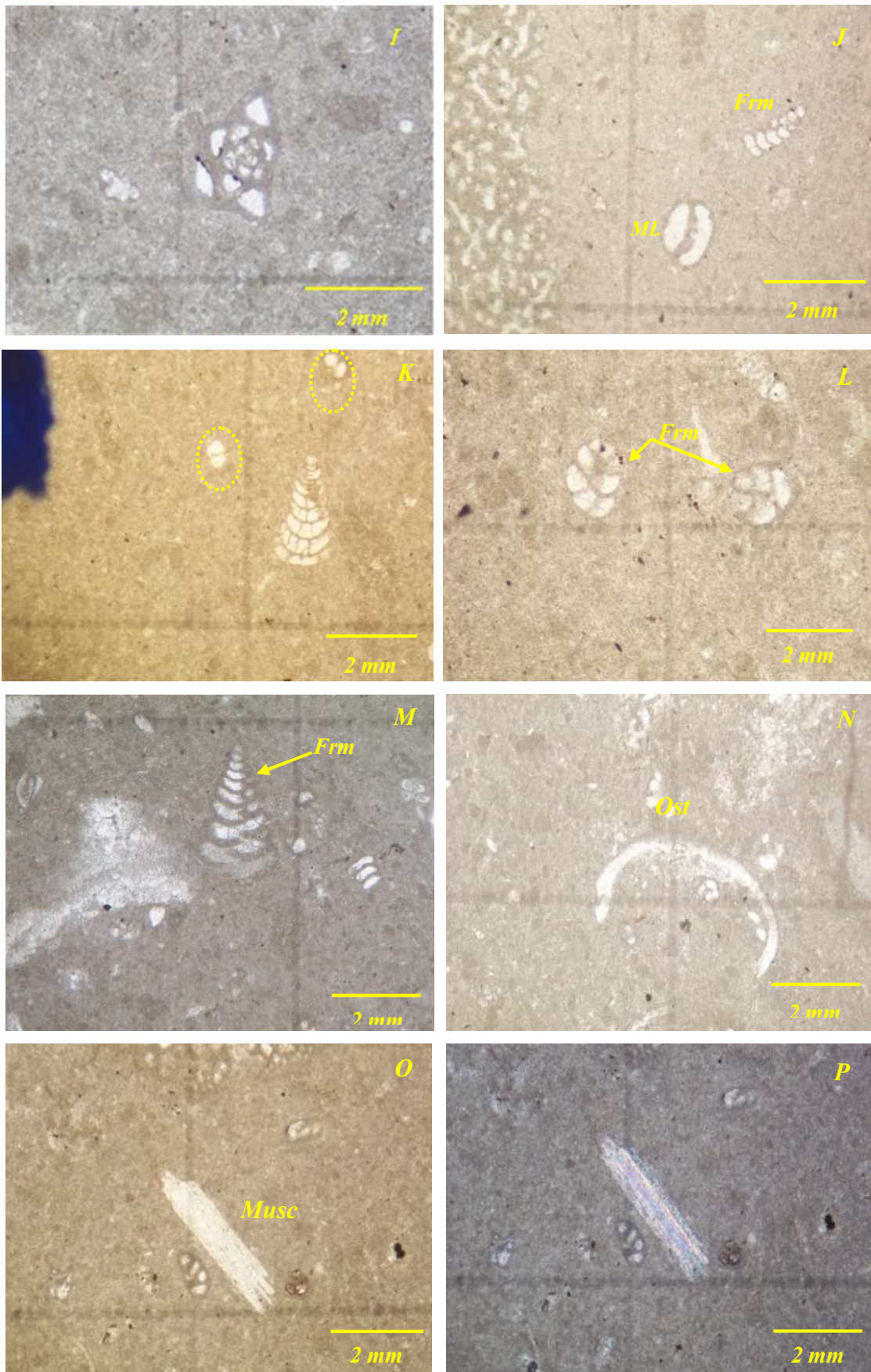


Fig. 39-B Wackestones à Orbitolines et Foraminifères.

Microfaciès BS N° MF1.1 m

Wackestones à Orbitolines et foraminifères

Même caractéristiques générales que précédemment, appartient au même milieu de dépôt, milieu semi restreint, lagunaire d'énergie faible à modérée. Ici, c'est un *Wackestones* à *Orbitolines* micritisés, mesurant (0,4 mm à 2 cm), auxquels s'ajoutent des foraminifères (bisérié, Textularidae), rares Miliolae débris d'échinoderme.

L'évolution diagénétiques de cette lame mince, est représentée le plus souvent par une recristallisation au niveau des logettes des *Orbitolines*, développement des joints stylolithiques ferrifères dans lesquels se développent quelques cristaux de dolomites.

L'état de conservation des corpuscules est assez bien, quelque *Orbitolines* sont légèrement brisés, avec un classement mauvais à moyen.

Les phénomènes de micritisation ainsi que la matrice micritique, traduisant des environnements marins calmes et peu profonds, à températures relativement élevées, compatible avec un milieu lagunaire, (Hamon 2004, p 73).

Les phénomènes de micritisation des tests des *Orbitolines* traduisant des environnements marins calmes et peu profonds, à températures relativement élevées, compatible avec un milieu lagune, (Y. Hamon 2004, p 73). (**Fig. 32. A-B**). " *Marcelle K. Boudagher-fadel* ", les *Orbitolines* se sont situés entre le « *Forereef shelf et le Reef, Rudist Bank*, (*Marcelle K. Boudagher-fadel*, 2008, p-287).

La circulation des fluides est concentrée au niveau des microfractures, caractérisés par un remplissage d'oxydes de fer et quelques cristaux de dolomites, apparition des recristallisations dont leurs contours sont affectés par un enduit ferrugineux. Présence de la barytine, structure en gerbe, (**Fig. 40. B**).

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu du *MF 1.1-m* pourrait correspondre à un milieu de semi restreint, lagunaire d'énergie faible à modérée.

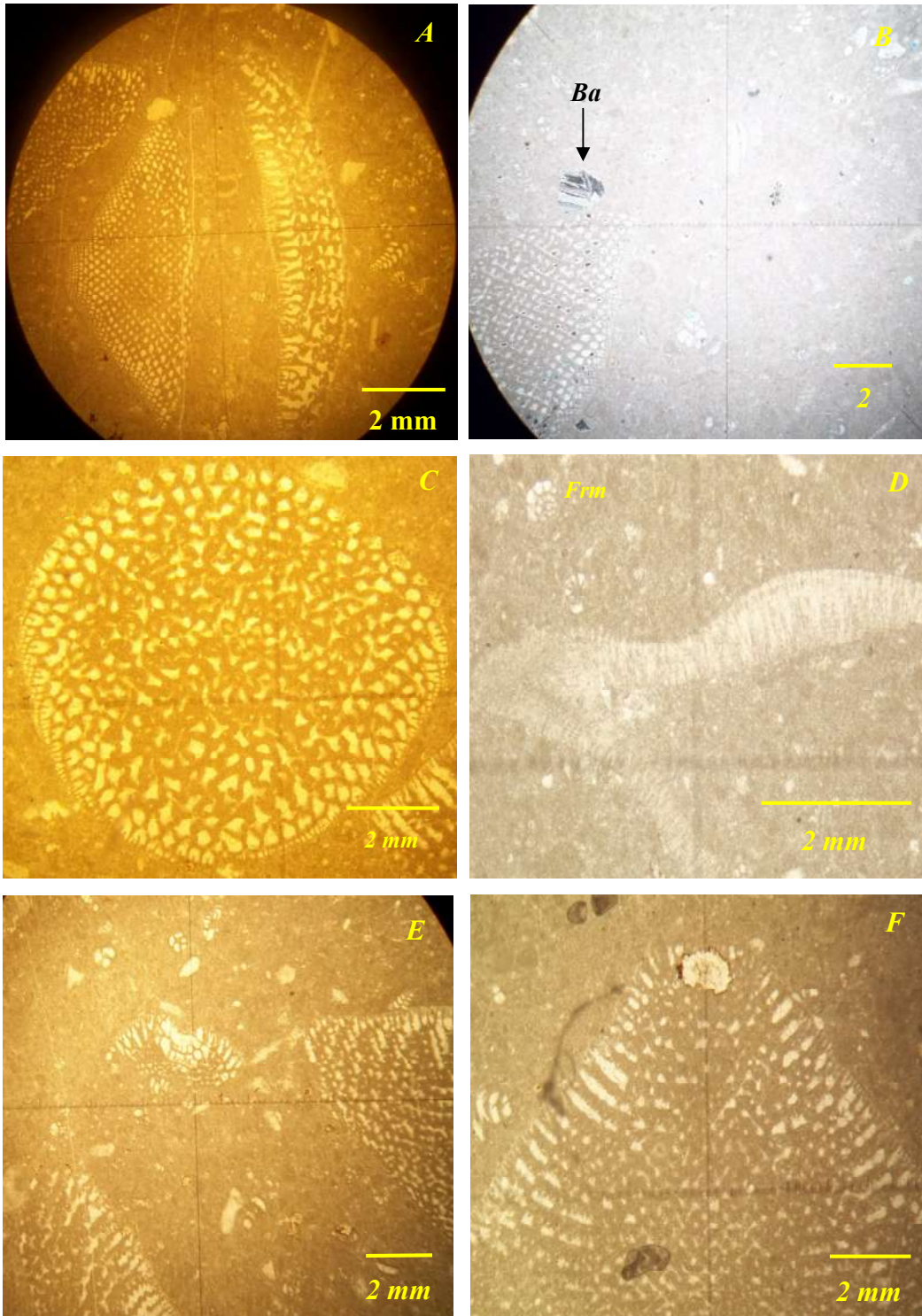


Fig. 40- Wackestones à Orbitolines, foraminifères.

Microfaciès BS N° MF 1.2

Wackestones à foraminifère

Il s'agit de *Wackestones à foraminifère*, auxquels s'ajoutent quelque *Milioles*, peu de *foraminifère* (bisérié), section axial de *gastéropode*, dont la partie intérieur est substitué par un ciment sparitique, (**Fig. 41. A**). De nombreuses cavités de dissolutions de formes ovoïdes caractérisent également ce microfaciès, d'ordre millimétrique, associé par un remplacement de sparite, (**Fig. 41. B**), ces éléments globuleux correspondre à des 'Birds eyes'. Le sédiment renferme localement une bioturbation, constituées par deux de terriers, l'une est correspondre à un terrier "ouvert" avec un remplissage légèrement différent (microspar) du sédiment primaire (micrite), (**Fig. 41. C**), l'autre n'est apparente que suite à une réorientation des fragments de coquille; le terrier est un terrier de détritivore, (**Fig. 41. D**). L'oxydation est dominée par des amas de minéraux opaques sub-automorphe ou bien déposés dans quelque joint stylolithiques irréguliers et discontinué renferment une matière noirâtre (matière organique ?). La matrice est soit très fine, associer parfois à de petite grains de quartz, (**Fig. 41. E**).

L'agitation du milieu et le taux de sédimentation sont faible à modérés et L'ensemble des éléments bioclastiques témoigne d'un niveau d'énergie faible lors de la sédimentation, et la recristallisation de la partie bioclastiques à été introduit lors la diagénèse.

La texture *Wackestones* semble à indiqué un milieu calme Subtidal. La présence d'ostracode et la bioturbation tend à indiqué des conditions un milieu restreintes de lagon-lagune ou d'arrière barrière. La diagénèse est faible, elle se traduit en partie dans les faciès par la formation de cavités de dissolution et par la recristallisation de la micrite en une fin microspar. Elle est probablement caractéristique d'un milieu phréatique marin et stagnant.

L'origine des Birds eyes peut être multiple : piégeage de gouttes d'eau dans un gel de boue carbonatée, présence d'algues, piégeage de bulles de gaz liées à l'activité organique, rétraction des boues pendant la lithifaction... (Illing, 1954 ; Scholle & al., 1983 ; Schinn, 1983 ; Tucker & Wright, 1992). Ces vacuoles caractérisées par une forme globuleuse ou lenticulaire.

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu du *MF 1.1* pourrait correspondre à un milieu de semi restreint, lagunaire d'énergie faible à modérée.

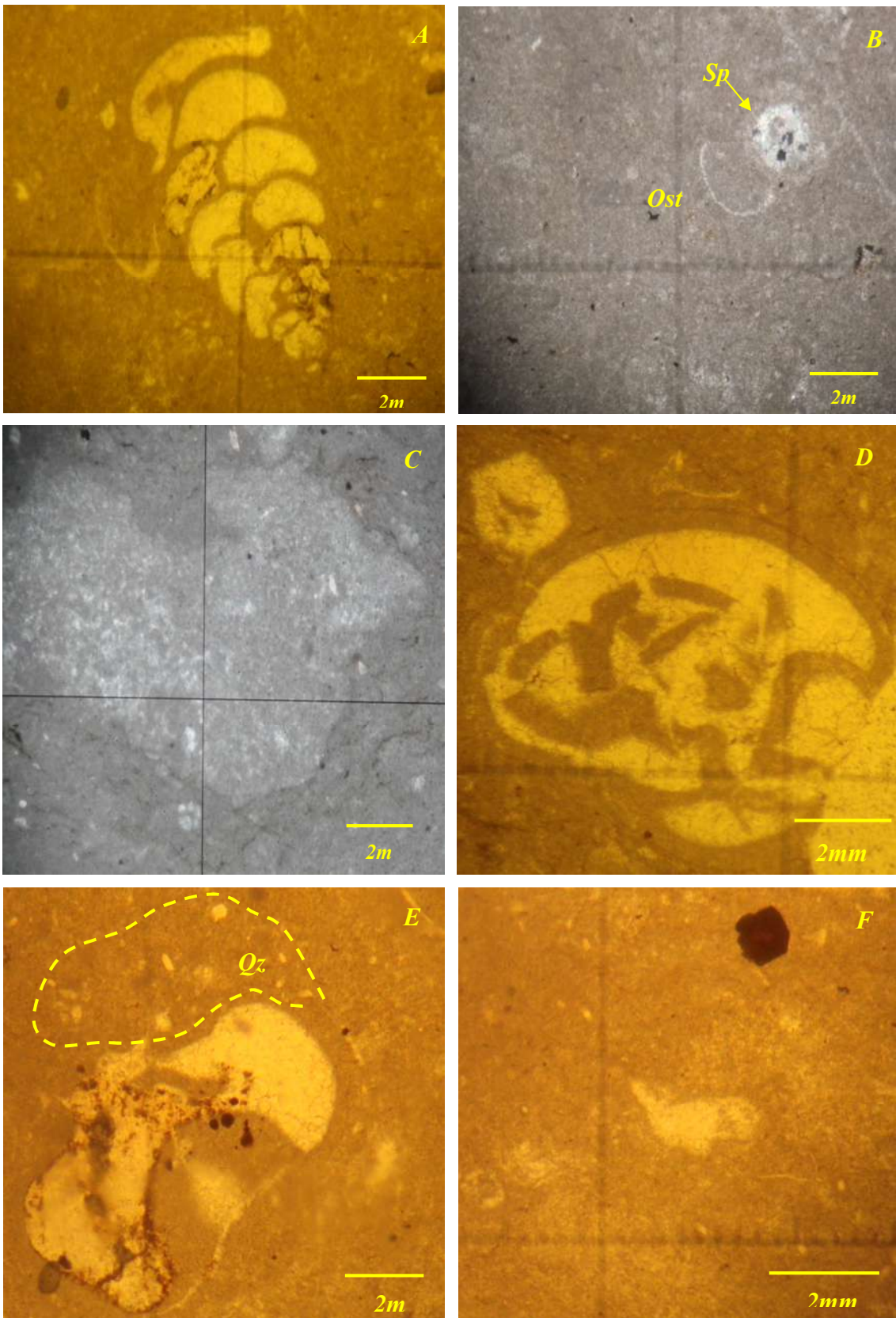


Fig. 41 Wackestones à foraminifère

Microfaciès BS N° MF1.3

Wackestones à Orbitolines-Bioclastes

Il s'agit de *Wackestones* à bioclastes, riche en "*Birds eyes*" comparable à celle du **MF 1.2**, à *Orbitolines* micritisés, bioclastes et débris divers (**Fig. 42. A-B**) rempli par un ciment sparitique, assez rare de débris d'échinoderme et de foraminifères (Bisérié), et quelque Ostracodes, de rares spécules d'éponges. Présence des éléments ovoïdes de différentes formes sub-arrondie ou lenticulaires, vacuole remplis de microsparite, correspondre à des "*Birds eyes*". A coté de ces dernières, une section de barytine, limité par une des joints stylolithiques ferrifères.

La lame est très riche en intraclastes et éléments Ovoïdes de l'ordre de **0,2 à 0,8 mm** qui pourrait être due à des "*Birds eyes*" (**Fig.42. F-G**) (piégeage des bulles de gaz liés à l'activité organique, rétraction de la boue carbonaté pendant la lithification). Le vide pour ces boules est rempli par un ciment microsparitiques. Le sédiment est localement bioturbé. La fracturation est remplis par un ciment microsparitiques y recoupe les joints stylolithiques, remplie de dépôts ferrifères, associer à une matière noirâtre. En certains points apparaissent deux types de bioturbations, l'une *est sub-arrondie* constitué par un remplissage micritique et présentant aussi une rétraction interne, l'autre est *vertical* (**Fig. 42. I-J**).

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu du **MF 1.3** pourrait correspondre à un milieu semi restreint, lagunaire d'énergie faible à modérée.

Cet ensemble (**MF 1.1, 1.2, 1.3**) de microfaciès caractérise des milieux lagunaires restreint de faible profondeur. L'agitation du milieu et le taux de sédimentation sont faible à modérés. La microfaune réduite, peu diversifiée reflète en premier lieu les conditions extrême de ces milieux. Les différentes bioclastes présents (mollusque, *Orbitolines*) de part leur état d'altération sont allochtones. Ils proviennent de milieux situés à proximité de l'arrière-barrière (**MF 1.4 et 1.6**) et sont importés dans les milieux restreints à la faveur de tempêtes ou rupture de barrière.

Les Miliolles, microfaune existant, traduisent des eaux à forte variations de salinité, cette dernière variant de **42 à 70 ppm** (CLARKE et KEIJ, 1973 ; MURRAY, 1965, 1970 a et 1970b). vivant généralement, dans des herbiers, leurs environnement se limite à la zone photique. Ces organismes sont dominants à une profondeur comprise entre **0 et 20 m** (exemple du lagon d'Abu Dhabi) (CLARKE et KEIJ, 1973).

La diagénèse est faible, elle se traduit en partie par une recristallisation des lithoclastes et la formation des "*Birds eyes*" rempli d'un ciment sparitique calcitiques.

SMF16: grainstone à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.

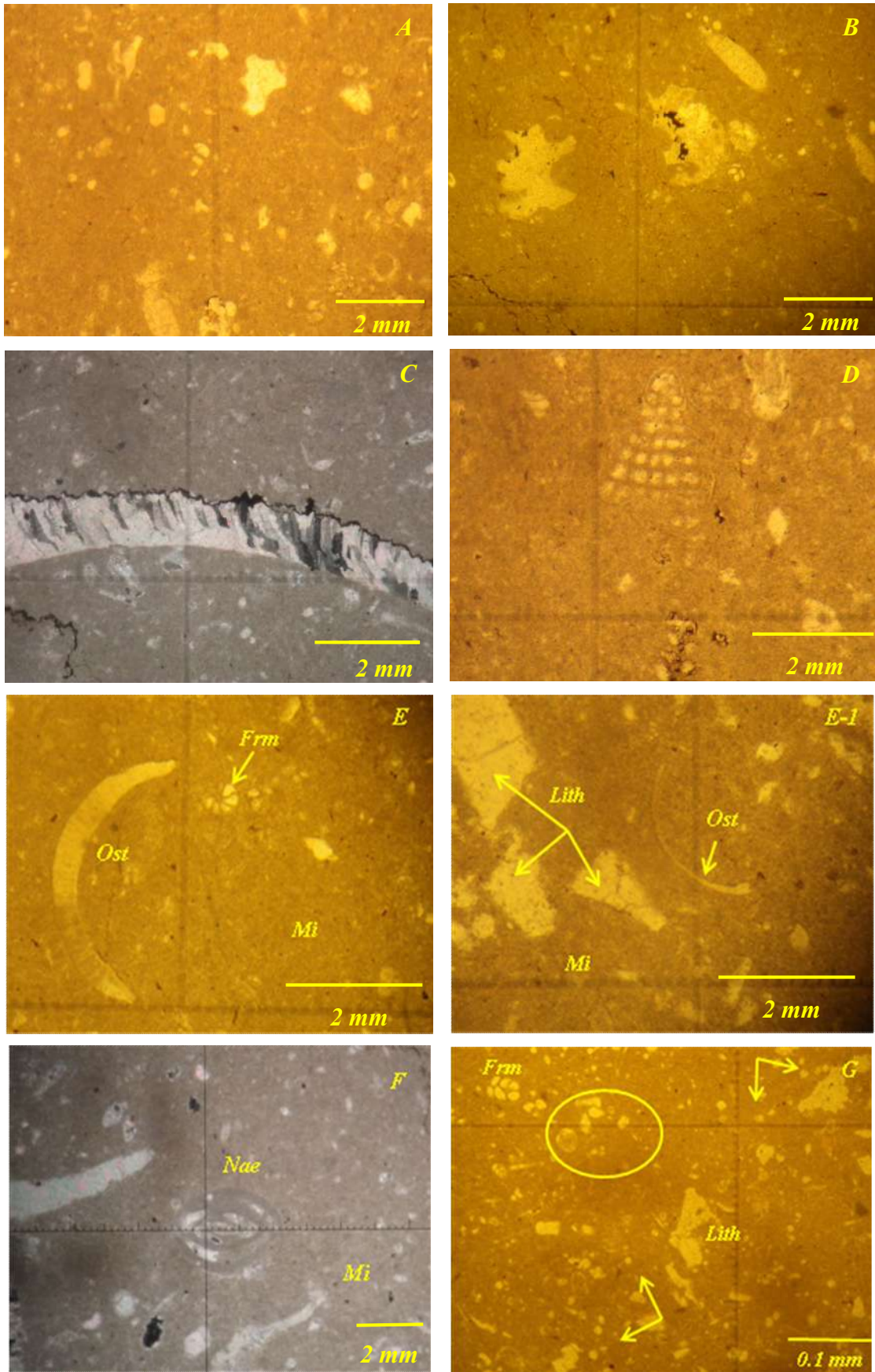


Fig. 42- Wackestones à Orbitolines-Bioclastes

Les Miliolles, microfaune existant, traduisent des eaux à forte variations de salinité, cette dernière variant de **42 à 70 ppm** (CLARKE et KEIJ, 1973 ; MURRAY, 1965, 1970 a et 1970b). vivant généralement, dans des herbiers, leurs environnement se limite à la zone photique. Ces organismes sont dominants à une profondeur comprise entre **0 et 20 m** (exemple du lagon d'Abu Dhabi) (CLARKE et KEIJ, 1973).

La diagénèse est faible, elle se traduit en partie par une recristallisation des lithoclastes et la formation des "*Birds eyes*" rempli d'un ciment sparitique calcitiques.

SMF16: grainstone à péloïdes, souvent mélangés à quelques bioclastes (ostracodes, foraminifères,...). SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.

Coupe BS MF 1.4

Grainstone à pseudo-Oolithe "Bahamite" et à Bioclastes

Les pseudo-*Oolithes* constituent ici l'essentiel du sédiment et montre toute une bordure fibro-radiale régulière. Il s'agit de **Grainstone** à pseudo-Oolithe à *bioclastes* présentant un contenu faunistiques de faible proportion, constitués par ;

Ooïdes ayant un bon *classement*, constitué par des pseudo-Oolithes "*Bahamite*" bien calibrés et jointifs dont leurs cortex est micritisés et sans structure interne, (**Fig. 43. A-B**), une phase de cimentation précise affecte les *pseudo-Oolithes* sous forme d'une fine frange isopaque relativement continue, *mais d'épaisseurs uniformes (liseré blanc autour des grains, (Fig. 43. A-B-E)*, de microsparite fibreuse. Parfois présentant une deuxième structure fibreuse de néoformation (**Fig. 43. B**). Elle est suivie par une phase de cimentation de sparite réduisant entièrement la porosité interstitielle primaire. Les nucleus des *pseudo-Oolithes (Bahamite)* sont variés : bioclastes sub-arrondi (Gastéropode, Rostre de bélemnites, radioles de crinoïde, Mud Coated grain "MCG"), lithoclastes caractérisés par des rétractions de la micrites et dissolutions du cortex des *pseudo-Ooïdes* remplacé par la microsparite (Présence de Fenestræ), d'autre sont constitués par des grains de quartz (**Fig. 43. C-D-E1-E**). Les oxydes de fer sont moins importants, présentant dans des zones restreints de différentes dispositions, des parallèles ferrugineux à la paroi interne du cortex et au milieu des cortex (**Fig. 43. G-F**). *Les phénomènes de rétractions sont assez abondants, induit par un processus purement diagénétiques.*

Les microfossiles sont peut diversifier, limité que par des articles d'échinodermes et quelque foraminifères.

Les processus diagénétiques sont bien développés dans cette lame, caractérisés par : contacte concavo-convexes (**Fig. 43. I**), contacte suturés (**Fig. 43. B**), (**Roches carbonatées composants et ciment. Dr Devleeschouwer Xavier**), dissolution du cortex micritique associés par une cimentation au niveau des pores par un ciment sparitique, voir aussi une recristallisation siliceuse, rétraction du cortex micritique remplacé par un ciment microsparitiques.

Il s'agit de sédiments (oolithes) d'énergie élevée, dans un milieu de haute énergie, dans des eaux de températures élevées et de faible profondeur, sur des aires surélevées (hauts-fonds), avec une sédimentation des particules fine siliceuses. Les processus diagénétiques ont favorisés le développement d'un faciès sparitique associé à une rétraction et dissolution du cortex micritique, et cimentation des grains de sable et précipitation de la calcite cristalline de type sparite (diagenèse ou phase tard sédimentaire). Le sédiment présente un ciment isopaque traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin. Une deuxième étape correspond au développement d'un ciment fibreux ou microstalactitique (**Fig. 43- E**). Ils sont associées parfois à des dissolutions **moldiques** de bioclastes, au sein desquels peu se mettre en place un ciment **drusique** tapissant la paroi de la cavité (**Fig. 43. F-M**). Ces ciments et ces phénomènes de dissolution semblent témoigner de conditions vadose (Hamon, 2004 p-135).

- signification paléoenvironnementale

Le **MF 1.4** caractérise un milieu d'énergie modérée comme en témoignent l'importance des *Bahamite*. Donc il pourrait correspondre aux zones d'arrière barrière faiblement protégées sans stratifications interne bien nettes dans lesquelles l'agglutination des grains est sous le contrôle de fins mucilages algaires. Il s'agit d'un milieu subtidale, très peu profond à énergie variable.

Microfaciès BS N° MF 1.5

Dolosparite

Il s'agit de *Dolosparite* à texture granulaire moyennement grossière renferment des cristaux de dolomies bien réparties ayant un bon *classement* polymodale sur toute la section de la lame (**Fig. 43. A**). Le contenu faunistiques est très rare. Les oxydes de fer occupants les bordures des cristaux de dolomies. Présence de minéraux opaque massive sub-automorphe (**Fig. 44. B**).

La présence de solution siliceuses déposé entres les grains de dolomies peu être dû à une diagenèse semi-tardive à tardive contrôlée par l'élévation de température et de pression mais aussi par la nature physico-chimique des fluides.

Origine des dolomies ;

...l'origine de la dolomitisation pourrait être multiple. Dans le contexte peu humide (voire aride à certain période), des phénomènes de sursature peuvent se manifester dans ces environnements très interne, et permettre la précipitation de dolomie par sursaturation. Une deuxième hypothèse pourrait être une origine par mélange eau douce-eau salée après une période pluvieuse par exemple (Badiozamani, 1973), (Hamon 2004, p 142).

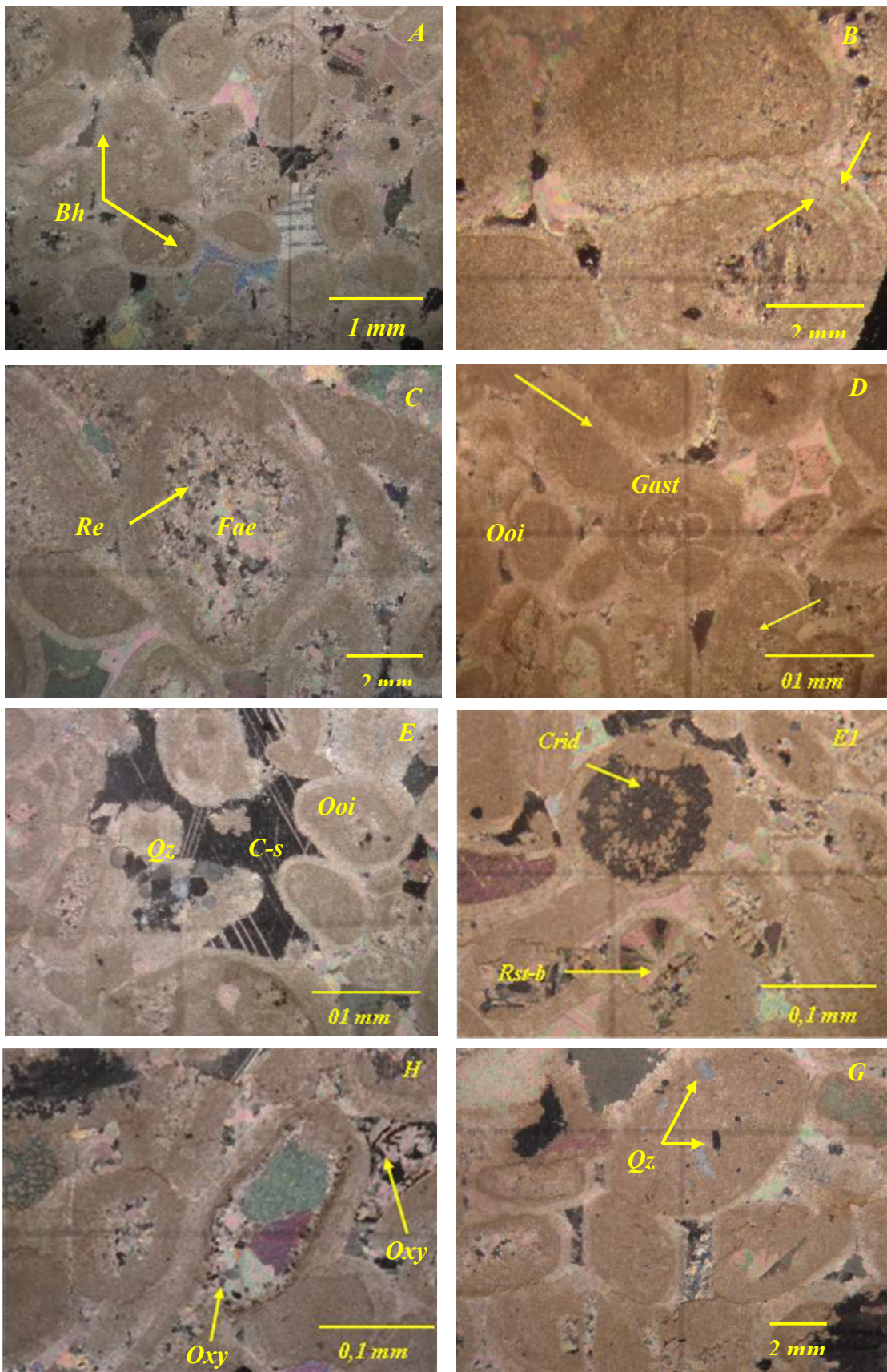


Fig. 43-A Grainstone à pseudo-Oolithe "Bahamite" et à Bioclastes

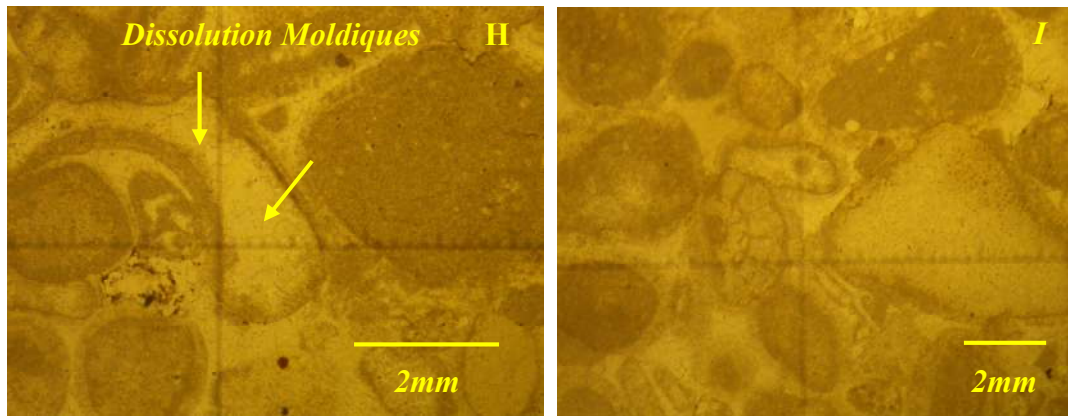


Fig. 43-B Grainstone à pseudo-Oolithe "Bahamite" et à Bioclastes

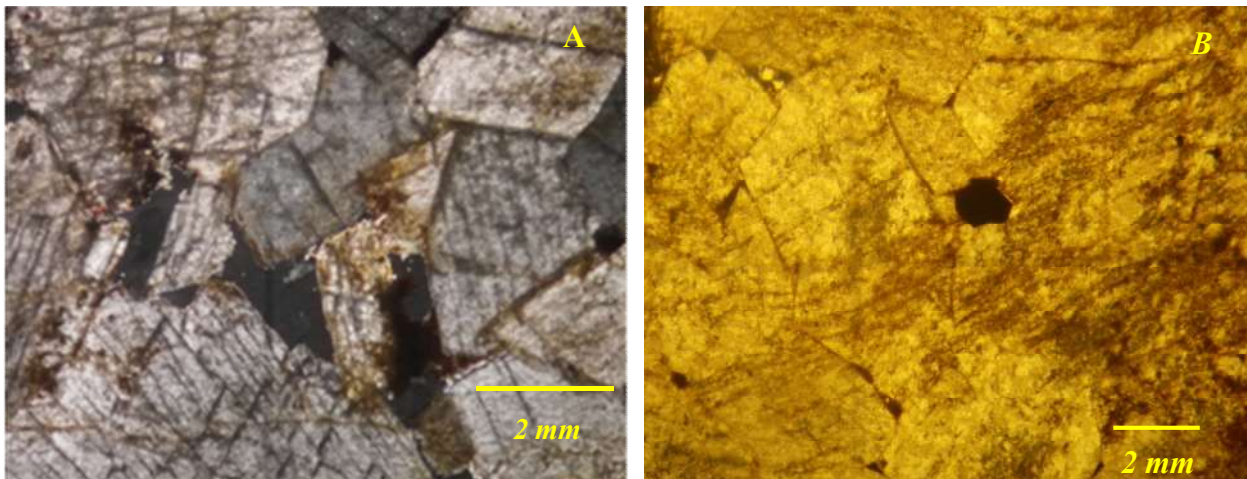


Fig. 44- Dolosparite

Microfaciès BS N° MF 1.6

Grainstone à Péloïdes, Mollusque et Coraux tabulés

Il s'agit de *Grainstone* à Péloïdes, coraux tabulés, fragment de bioclastes de mollusque (lamellibranche, de rares Gastéropodes) présentant un contenu faunistiques constitués par :

Péloïdes, Lumps micritisés, caractérisés par une large rétraction de la micrite remplacées par une phase de cimentation de sparite (*Fenestræ*), auxquelles s'ajoute quelque oolithe ainsi que des *MCG*. Cette cimentation (rétraction) affecte une large partie des fragments de bioclastes ainsi que les péloïdes. Une phase de cimentation précoce affecte les (fragments de bioclastes, péloïdes, coraux...) sous forme d'une fine frange isopaque continue (voir flèche), (**Fig. 45. E-**

P-J). Elle est suivie par une phase de cimentation de sparite en cristaux réduisant la porosité intergranulaire primaire. Section lamellaire d'un lamellibranche (**Fig. 45. C**).

Les *coraux tabulés de forme branchue*, ont aussi subis une cimentation précoce de sparite, formant une frange isopaque sur le bord, (**Fig. 45.F**). à coté de ces dernières s'ajoutent aussi des débris d'échinoderme peu diversifié.

Les constituants inorganiques sont représentés par ; Quelques Ooïdes ayant subis une rétraction et dissolutions du cortex remplacés par un ciment sparitique (**Fig. 45.I**). Deux dispositions sont présentes dans cette lame, une bioturbation incliné (Oblique) renferment un remplissage micritique et des cristaux de quartz ainsi que des oxydes de fer, avec une rétraction de la micrite remplacé par une précipitation calcitiques de

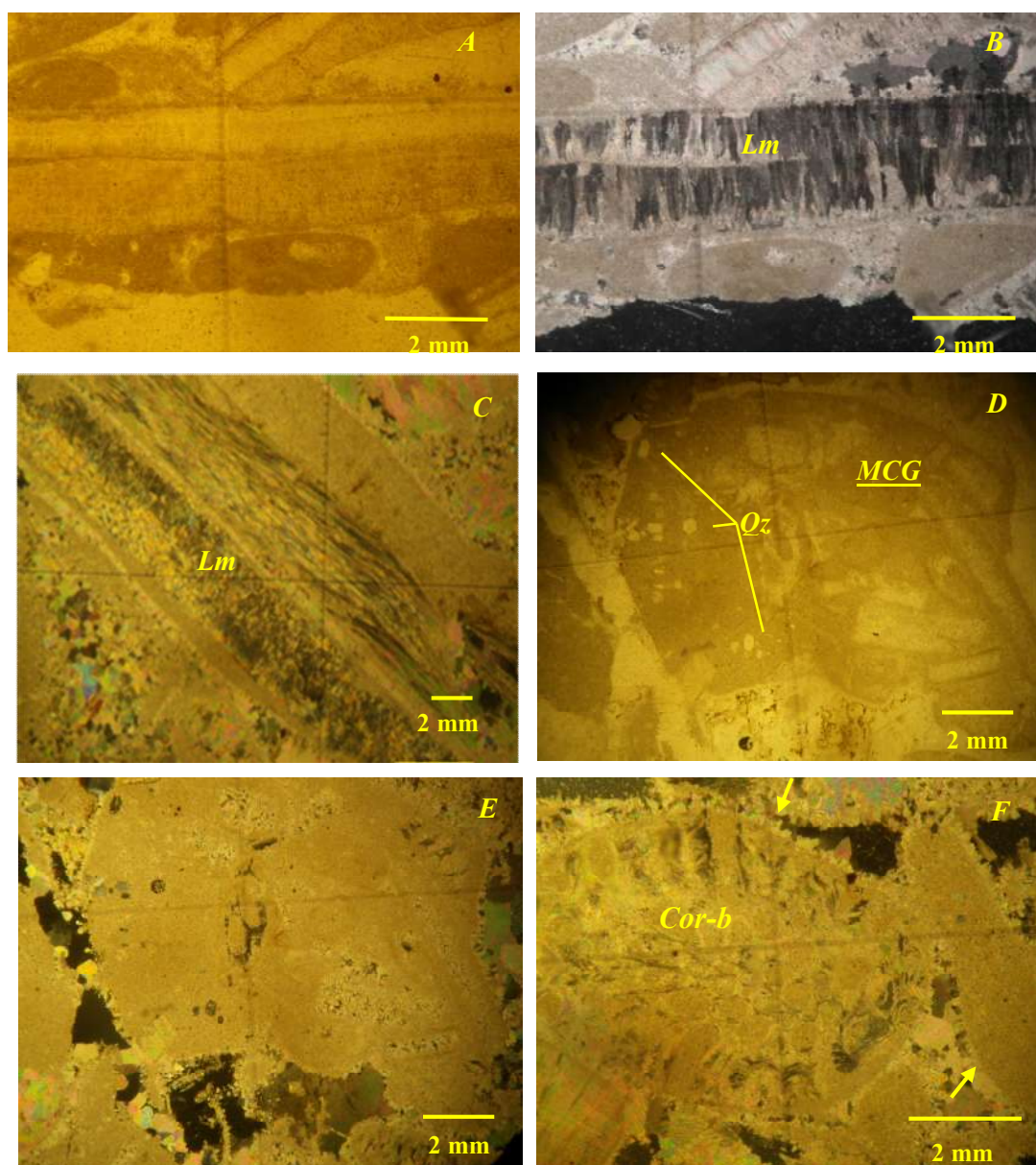


Fig. 45-A Grainstone à Péloïdes, Mollusque et Coraux tabulés

type sparite, et une orientation à l'horizontal renferment un remplissage de quartz automorphe, (**Fig. 44. G-H**). Présence d'un lithoclastes de forme arrondie entouré par une frange isopaque de microsparite fibreuses (**Fig. 44. O-P**).

Dans ce calcaire bioclastique à texture grossière, les éléments figurés sont jointifs et abondants ayant un classement modérés. L'absence de boue entre les grains est relativement moins important (micrite), ceci indique un milieu relativement de haute énergie au moment de la sédimentation, interdisant le dépôt des particules fines. Les phénomènes diagénétiques sont réparties sur toute la lame, représentés par ;

Rétractions et dissolutions des bioclastes micritisés ; recristallisation des zones dissoutes ; création d'une enveloppe (microsparite de néoformation), ciment drusique ou fibreux tout autour des contours des bioclastes.

Les bioturbations sont réparties sur la lame selon deux dispositions, horizontale et vertical. Les structures horizontales ou obliques ont été interprétées comme des *Rhizocorallium* (**Fig. 45 G-H**), formées par les déplacements horizontaux de fousseurs en quête de nourriture (HAMON. Y 2004 p. 131), (Taylor & Goldring, 1996 ; Taylor & al., 2003), tandis que les structures verticales renferment par endroits une solution siliceuses sous forme de cristallisation tardive de cristaux de quartz.

- Signification paléoenvironnementale

Le **MF 1.6** caractérise un milieu d'énergie modérée d'arrière barrière, comme en témoigne la présence des éléments micritisés, au sein duquel les sédiments ont connaît des phénomènes diagénétiques bien prononcés. Le milieu qui correspond pour cette lame est un milieu Subtidale très peu profond à énergie faible à modérée.

Microfaciès BS N° MF 1.7

Wackestones à lithoclastes, "Oncoïdes"

Il s'agit de *Wackestones* caractérisé par une dissolution importante de la matrice est à l'origine (à la fois) à la formation de cavités de dissolutions, de différente formes "*ovoïdes*", *Oncoïdes*. Ces dernières sont remplacées par un ciment drusique calcitiques tapissant les cavités de dissolution, auxquelles s'ajoute de fin péloïdes peu diversifiés, d'origine vraisemblablement algaires sont présent, (**Fig. 46 .A-B**). Les lithoclastes et les cavités constituent ici l'essentiel du sédiment et montrant un remplacement par un ciment *drusique*. Ce faciès présente un dolomitisation progressant à partir de la matrice (**Fig. 46. E-F**) ou du ciment (**Fig. 46 C-D**). Dans quelque cavité, un processus de dédolomitisation règnent, montrant le remplacement d'une dolosparite par un ciment drusique (**Fig. 46.C-D-E-F-I**). Grains de quartz micro-granule, une cavité disposé à la verticale au mur du banc remplié par un ciment sparitique (**Fig. 46.C-D**), auxquelles s'ajoutent des grains grossier et rugueux, au milieu de cette cavité un amas de grains de dolomie ferrifères.

Le contenu faunistique est très rare, représenté que par des sections prismatiques, lamellaires qui pourraient attribuer à des lamellibranches (**Fig. 46. E-F**), de rare ostracode et article d'échinoderme, auxquelles s'ajoute à côté de rares oolithes dont leurs cortex est micritisés (Bahamite), caractérisé par une rétraction (*Ré*) du cortex micritique remplacé par un ciment drusique (**Fig. 46. G-H**).

La plus part des cristaux de quartz s'interpénètrent le long des joint stylolithiques, qui pourrait contemporaine à une phase de cimentation drusique, soit tardif et liés à la dolomitisation, (**Fig. 46. J**).

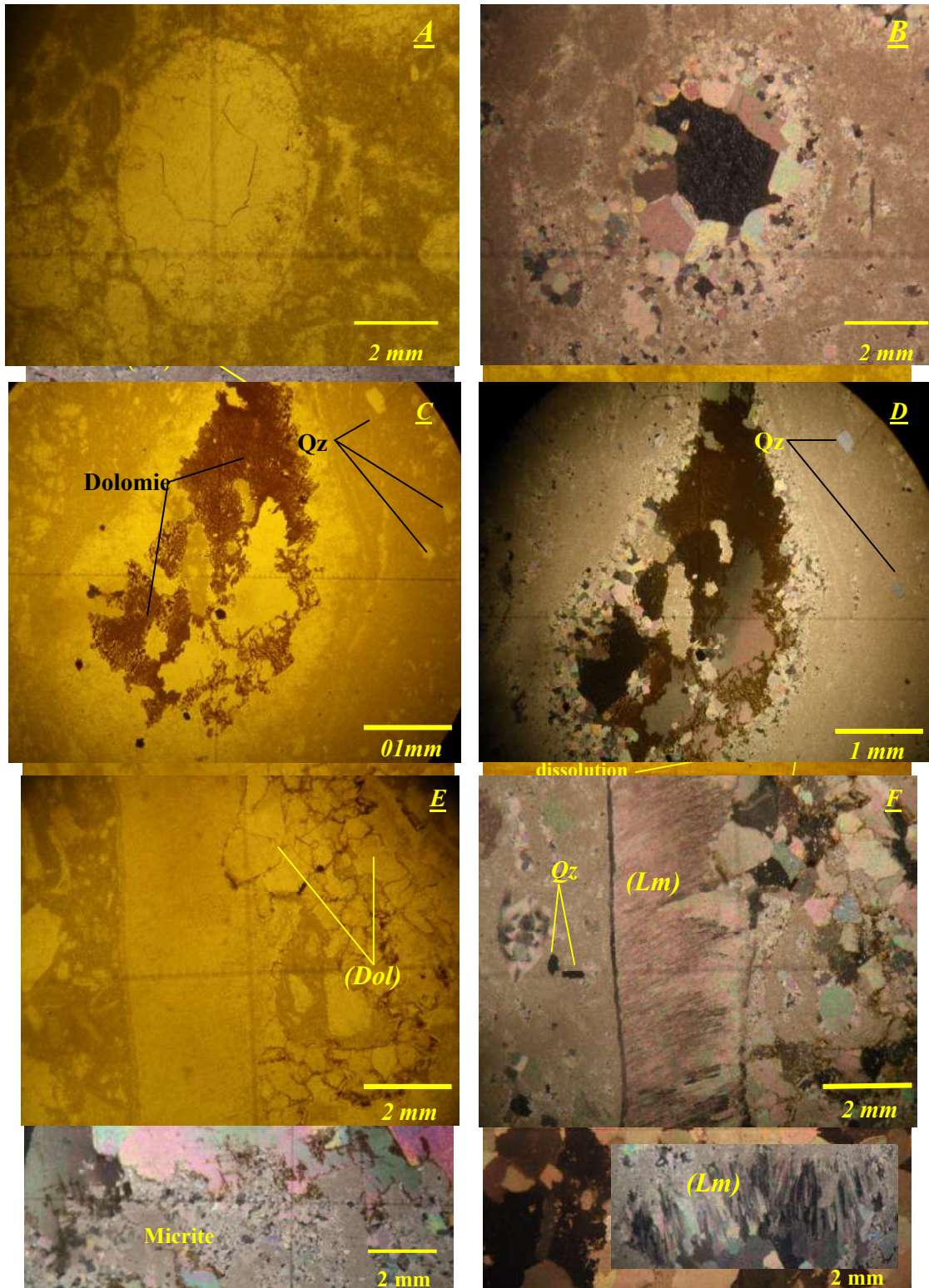


Fig. 46-A Wackestones à lithoclastes, "Oncoïdes"
Fig. 46. B Wackestones à lithoclastes, "Oncoïdes".

Les processus métasomatique ont eu lieu dans ce faciès, représentés par un remplacement totale de la calcite par de la dolomie (**Fig. 46. C-D-E-I**). Un dépôt ferrugineux contemporaine de cette dédolomitisation remplacement à eu lieu au niveau des allochèmes, (**Fig. 46. C-D**).

La solution carbonatée dissoute piégée sera déposée et recristallisée en un produit calcitique drusique. La plus part des allochèmes sont grossiers, présentent un mauvais classement et relativement peu ou pas micritisés, caractérisé par une faible bioturbation, voir absente.



Le passage d'une texture micritique vers une dolomie à texture sparitique est représenté par la figure ci-dessous (Fig. 46. N-O).

Le changement de la texture est représenté par un changement de la micrite vers une texture sparitique (Fig. 46. K-L), vers une dolosparite à distribution bimodale. Le contact entre les deux textures est fréquemment rempli par un faciès ferrugineux.

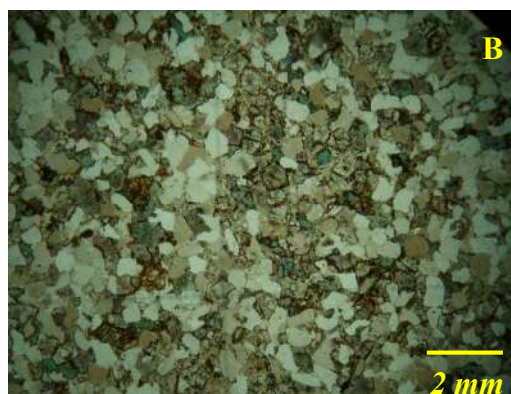


Fig. 47 Microquartzite

Le milieu qui pourrait être attribué au *MF 1.7* est *récifal d'arrière barrière peu profond*.

Selon la séquence idéalisée de Wilson, 1975, ce microfaciès pourrait se rapprocher du *SMF-22, Wackestones* à Oncoïdes. SFB8, environnement calme, souvent en arrière-récif.

Microfaciès BS N° MF 1.8

Microquartzite

Il s'agit de microquartzite dont la distribution des grains de quartz est homogène et bien calibré, unimodale, auxquels s'ajoutent une précipitation de dolomie ferrifère peu diversifiée par rapport aux grains de quartz, occupant l'espace intergranulaire, (Fig. 47. A-B).

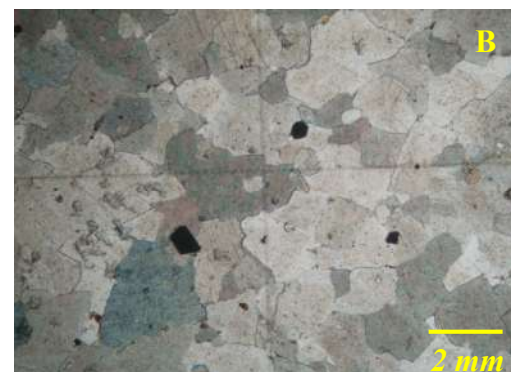


Fig. 48 Dolosparite

Microfaciès BS N° F 1.9

Dolosparite

Il s'agit de dolomite ferrifère à distribution unimodale, à côté de ces dernières s'ajoutent une fraction siliceuse souvent intergranulaire. Les minéraux opaques ayant une forme automorphes, moins importants et peu diversifié, (**Fig. 48. A-B**) parfois de forme hexagonal.

Coupe BS (La coupe du Kef Bou Sif. "Dj-Tarf")									
N° F	Bioclastes dominant	Allochèmes associés	Structures	Bioturbation	Energie	Microflore	Classement	Milieu -Paléoenvironnement	Texture
F1.1m	Ce MF est identique au MF 1.1 t, caractérisé par les mêmes allochèmes.								M W P G
F 1.1 t	Wackestones à Orbitolines et Foraminifères	Ostracode, Foraminifère, peu de Milioles.	?	Faible à Modéré+Micritisation.	Faible à très faible	Peu fréquente	faible à moyen	Lagunaires restreint à semi restreint de faible profondeur d'énergie faible à modérée.	
F 1.2	Wackestones à foraminifère	Gastéropodes, Milioles.	Non	Faible à importante	Faible à modéré	Peu fréquente	Mauvais		
F 1.3	Wackestones à bioclastes à éléments globuleux	Orbitolines, Milioles, Birds eyes, Bioclastes.	Non	Importante	Faible à très faible	Peu fréquente	Mauvais		
F 1.4	Grainstones à bioclastes	Grainstones à pseudo-Oolithe "Bahamite" et à Bioclastes	Non	Absent	Moyenne	Peu fréquente	Bon	d'arrière barrière faiblement protégées	
F 1.5	Dolosparite à texture granulaire moyennement grossière. Avec Lisarine	Azoïque	Non	Absent		Absent	polymodale	(arrière barrière protégé et superficiel) ?	
F 1.6	Grainstones à bioclastes	Grainstones à Péloïdes, Mollusque et Coraux tabulés, échinoderme	Non	Faible à modérés	Modéré à forte	Peu fréquente	Moyenne	d'arrière barrière très peu profond à énergie faible à modérée	
F 1.7	Packstones	Wackestones à lithoclastes, "oncolides"	?	Faible à Absent	Modéré à forte	Peu fréquente	Modéré à faible	récifal d'arrière barrière peu profond	
F 1.8	Microquartzite	?	
F 1.9	Dolosparite	?	

Fig. 49 : Evolution verticale du microfaciès de la coupe " BS" dans les calcaires d'âge Aptien.

5.2 Coupe de Theniet el Kebch

Microfaciès TK N°MF 1.2 a

Grainstone à oolithe et à Orbitolines

Il s'agit de *Grainstone* à *Oolithes* fibro-radiale constituant la majeure partie, associée à des *Orbitolines* bien développés dont leurs formes est très aplaties, mesurant pour quelque forme les ~ **10 mm**, auxquelles s'ajoutent des *Lumps* « Grapestone » à *Oolithes* micritisés, (**Fig. 50-B**). Leurs nucleus est variable par leurs constituants (bioclastes, lithoclastes et autre). Caractérisés par un ciment *sparitique équigranulaire*; le classement est relativement *Bon*, ce qui indique un milieu agité. Les allochèmes constituant cette lame sont;

Ooïdes constitué par trois types ; des *Oolithes de type α* (Purser, 1980) c.à.d. que les laminations corticales tendent à *régulariser* la morphologie du nucleus, quelque soit la forme initiale et l'irrégularité de celui-ci ; des *Oolithes de type β* caractérisés par un nucleus aplatis, c.à.d. que les laminations corticales *conservant* la morphologie du nucleus, (**Fig.50-D**) ; des *Sphérulites* peu diversifiés ayant un cortex radiales montrent une recristallisation fibro-radiale conséquence de la diagénèse, (Fig. **50-C**). A coté de ces derniers, on observe des sections lamellaires de lamellibranche, des sections de gastéropodes à remplissage de micrite, Oncoïdes à remplissage micritique, auxquelles s'ajoute des Oncoïdes dont leurs nucleus sont constituées par des algues (*Udotécées*) ou foraminifère.

La *bioturbation* est moins importante, constitué par une perforation à remplissage micritique, disposé à la verticale, (**Fig. 50-B**). Ce faciès contenir une proportion de quartz détritiques assez rare (généralement anguleux, mesurant *environ 1 mm*).

Les allochèmes telle que les lumps, Oncoïdes, sont remplie de micrite différents à celle du sédiment.

Rapport entre milieu et type de particule.

D'une façon générale, les oolithes caractérisent des milieux agités, les agrégats des milieux d'agitation modérée, et les péloïdes des milieux plutôt calmes ; une grande partie des lithoclastes est formée dans la zone de balancement des marées sous forme de brèches de dessiccation, (B.H. Purser, page 326).

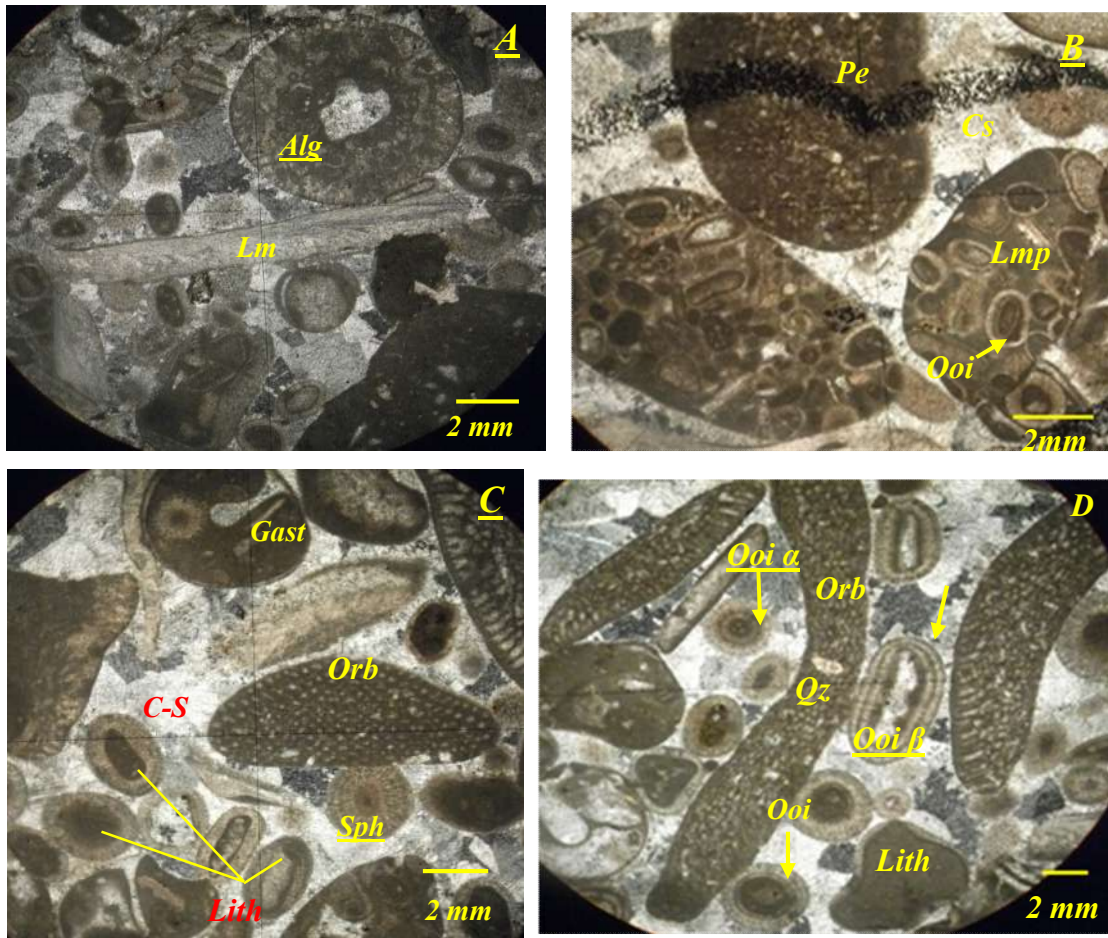


Fig. 50- Grainstone à oolithe et à Orbitolines

La présence de deux types d'oolithes (**Oolithes de type α , β**), caractérisant deux milieux, un milieu agité (abrasion) et l'autre est abrités ? sachant qu'avec l'apparition des *Orbitolines*, le milieu qui peuvent attribuer pour ce microfaciès pourrait correspondre à un milieu peu profond, faciès récifal, périrécifal, côtier agité (Boulvain, F. 2011)

Purser (1980), les **oolithes de type α** , leur milieu de formation est dans un environnement suffisamment agité pour retourner l'oolithe et permettre la croissance du ciment sur toutes les faces. Notant avec la présence des *Oncoïdes* micritique, le remplissage par la micrite pour certains bioclastes ainsi que les perforations à remplissages micritiques, témoignant d'un bref période calme servant à l'infiltration de boue, entrecoupées de brèves périodes plus agitées conduisant au retournement de l'Oncoïdes.

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu qui pourrait attribuer pour le **MF 1.2** est d'arrière barrière, semi restreint à énergie forte à intermittente. (Avant barrière ?).

(Les bioclastes gardent un caractère variés et partiellement "ouvert". La présence des *Orbitolines* donne un caractère récifal).

On limite habituellement le terme d'Ooïdes aux grains n'excédant pas **2 mm** de diamètre et on appelle *pisolites* les grains de plus de **2 mm**. Il faut souligner le caractère strictement arbitraire de cette limite. Elle coïncide avec le diamètre maximum de la plus part des Ooïdes marines, mais les Ooïdes de grotte et les macro-Ooïdes du Golf Persique montrent que sous certaines conditions le processus d'oolithisation peut créer des *pisolithes*, (B.H. Purser, page 14).

Microfaciès TK N°MF 1.3 b

Grainstone à oolithes et à Orbitolines

Les oolithes constituent ici l'essentiel du sédiment, il s'agit de **Grainstone** à oolithes à nucleus divers (*Miliolles, Foraminifère, gastéropodes, lithoclastes...*), bien classé, dont certains sont caractérisés par des nucleus en micrites. La matrice est suivie par une phase de cimentation de sparite en grand cristaux réduisant entièrement la porosité intergranulaire primaire. A côté de ces derniers, on observe des *Orbitolines* plurimillimétriques, constituées par un ciment sparitique équigranulaire. Les corpuscules dans cette lames sont constituées par;

Trois types, dont les plus abondant sont; des **Oolithes de type α** (selon Purser, 1980) c.à.d. que les laminations corticales tendent à *régulariser* la morphologie du nucleus, quelque soit la forme initiale et l'irrégularité de celui-ci. Les **Oolithes de type β** sont moins abondants, c.à.d. que les laminations corticales *conservant* la morphologie du nucleus, (**Fig. 51-B**). **Sphérulites** peu diversifiés, ayants un cortex radiaires montrent une recristallisation fibroradiaires conséquence de la diagénèse, (**Fig. 51 A**). Les *Péloïdes* micritique, lithoclastes et les "Lumps", se sont moins diversifié par rapport au **MF 1.2**. À côté de ces dernières, s'ajoutent des formes en haricot, qui pourrait être des *Vers encroutant*, ainsi qu'une légère infiltration de boue remarquable à côté de ces dernières, (**Fig. 51-D**).

Les oxydes de fer sont moins diversifiés, présentés sous forme de légère accumulation à l'intérieur des nucleus de quelque oolithe.

Le *MF 1.3 b* est représentée par une dominance des oolithes, caractérisant un milieu agité, ceci est souligné par la prédominance des oolithes de type α et le classement qui est

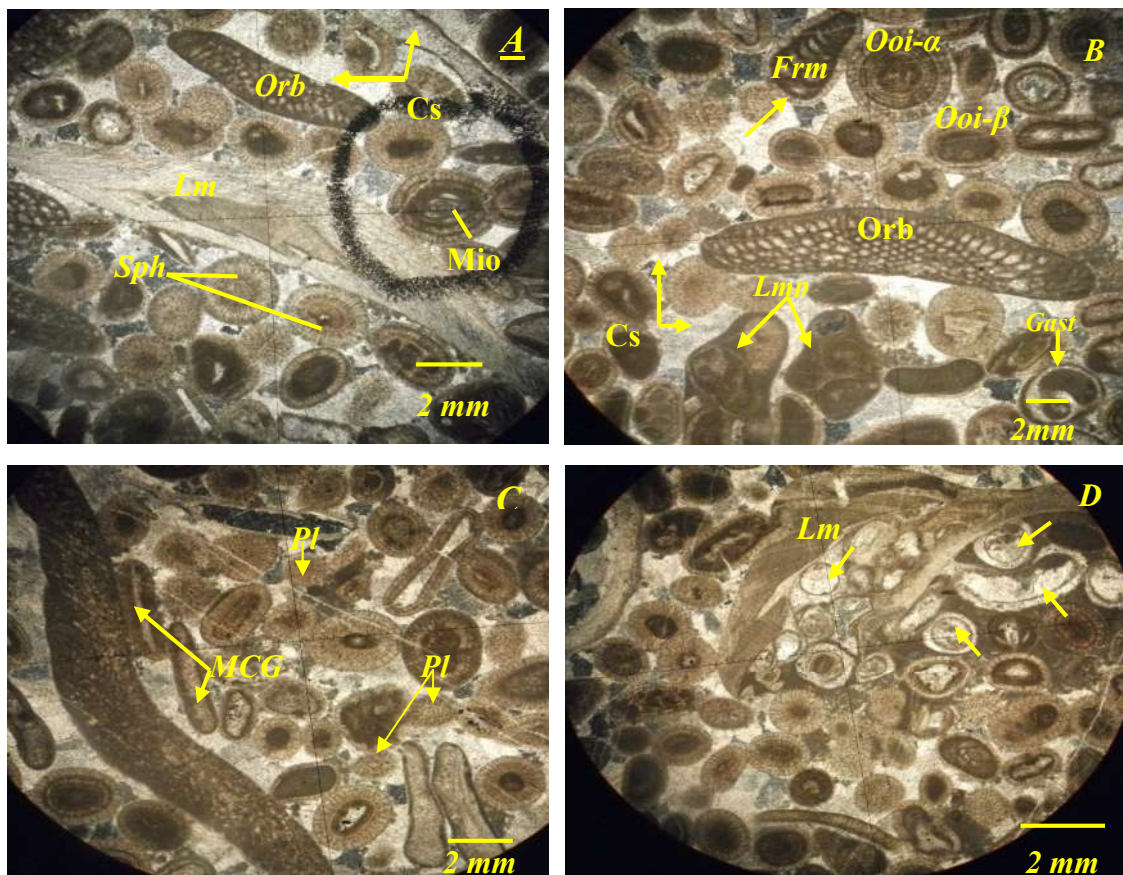


Fig.51- Grainstone à oolithes et à Orbitolines

relativement Bon. A côté de ce derniers s'ajoutent la présence des *Orbitolines* qui confirme le caractère agité et peu profond. Les concentrations ferrugineuses sont parfois interprétées comme représentants des phases de baisse de niveau marin.

L'association de plusieurs éléments telle que, La micritisation des nucleus des oolithes, présence de quelque *Lumps "Grapestone"* et la présence de certaines bioclastes formants des *MCG* (reflétant un milieu très calme (rivage), pourrait être le résultat d'un épisode de calme à énergie intermittente, conduisant à la précipitation de micrite et à la micritisation des nucleus pour certains oolithes.

La présence des vers peuvent *construire de petits édifices*, souvent situés *dans la zone d'action des vagues*, témoignant le caractère agité de barrière.

- Signification environnementale

Le milieu qui peut attribuer au *MF 1.3* est de "banc oolithique" à agitation forte à intermittente. (Avant barrière à énergie forte à intermittente ?).

Remarque;

D'un point de vue microscopique, le faciès **1-2-a** est comparable au faciès **1-3-b**. Il présente cependant un contenu faunistique traduisant des conditions à hydrodynamisme forte. Donc il a été interprété comme un faciès de dune oolithique formant des *Shoals (Platform margin Sand shoals, FZ N°6, et au SMF 15-C)* (E. Flügel, 2004). Les gastéropodes au sein de ces faciès de haute énergie traduisant des épisodes de diminution de l'hydrodynamisme (Colombie, 2002, Hammon_2004, p-78). Selon le modèle de *Wilson*, le faciès pourrait être attribué au faciès N° SMF 15-C.

Microfaciès TK N° MF 1.4 c

Grainstone à Oolithes, silteux à Orbitolines

Les *Oolithes* constituent ici l'essentiel du sédiment, caractérisées souvent par une structure fibro-radiale. Les laminations corticales tendent à présenter des épaisseurs variables autour du noyau, auxquelles s'ajoutent des structures dépourvues de structure interne donnant à la formation des *Bahamite* (*), mais moins abondants. A côté de ces dernières, on observe des *Orbitolines* et des *lamellibranches*, de faible répartition, de rare foraminifère.

La taille des oolithes dépassant le plus souvent **2 mm** (*Pisolithes**) de diamètre, parfaitement sphérique, affectés par une abrasion circonférentiel et remarquable sur quelques oolithes. Leur noyau est variable par leurs constituants (bioclastes, micrite de boue ou silt quartz...), présentant relativement un classement *modéré à bon*, dans le détail la stratification ne sont pas nettes.

Notons également qu'une partie des oolithes ont été caractérisées par un contact *concavo-convexe* (**Fig. 52-A.F**), parfois légèrement suturés, et subissent un phénomène de compaction allant jusqu'à leur fragmentation sur place, auxquelles s'ajoutent des joints de pression-dissolution irrégulière se traduisant par des stylolithiques discontinués soulignés par des accumulations silteuses sous forme de cristaux de quartz, parfois *Bipyramidale*.

Une phase de cimentation précoce moins prononcée, affecte quelques oolithes sous forme d'une fine frange isopaque relativement continue. Elle est suivie par une phase de cimentation en sparite réduisant la porosité interstitielle primaire, coté flèche, (**Fig. 52- B.D**).

Les phénomènes de bioturbation sont moins importants, voire absents, remplis par une matrice micritique.

L'oxydation est moins importante, localisée le long des joints de sutures (**Fig. 52-J**), ou tout autour de quelques *Oolithes*, (flèche) (**Fig.52-A**).

Le bon état de conservation des bioclastes, l'absence des processus de micritisation et de bioturbation indiquent un contexte énergétique modéré lié à un taux de sédimentation rapide.

On notera la présence d'une légère stratification oblique souligné par les oolithes, montrant de nombreuses variations granulométriques de forme entre **0,4 - 4,00 mm**. La présence de mollusque (lamellibranche), associer parfois à des *d'Orbitolines* indiquent la proximité de la barrière.

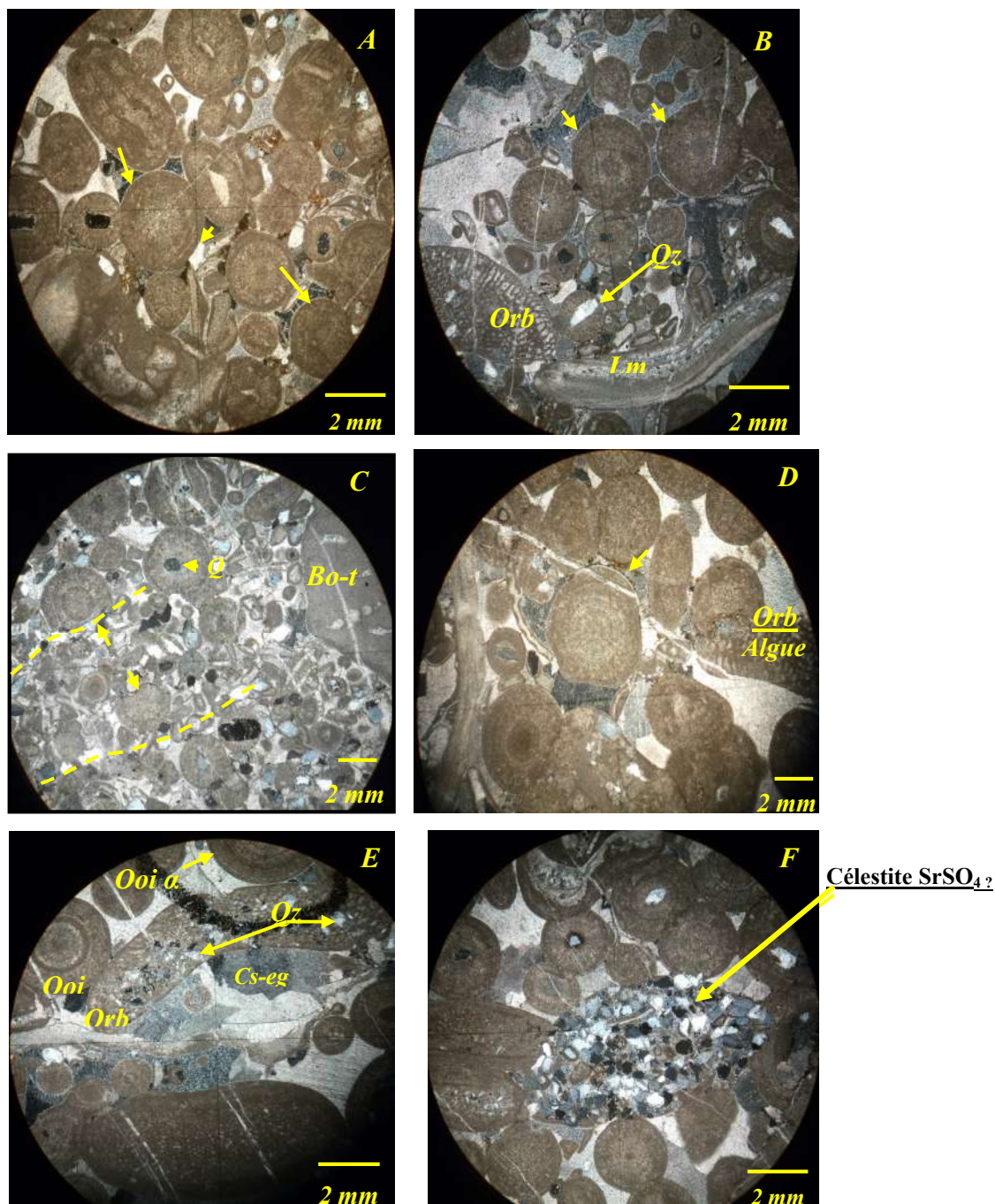


Fig. 52- Grainstone à Oolithes, silteux à Orbitolines

Selon la classification de **Wilson**, le *Microfaciès MF1.4* correspond au "SMF15" (standards microfaciès types), (F. Boulvain, 2011).

SMF15: grainstone à oolithes, à stratification entrecroisée. SFB 6, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.

Le milieu qui pourrait attribuer au **MF 1.4 c** est un milieu marin d'avant barrière à énergie modérée. Microfaciès de milieu marin ouvert à proximité de la zone d'action des vagues (milieu proximal).

Ces trois microfaciès (**MF 1.2 a**, **MF 1.3 b**, **MF 1.4 c**) caractérisent un milieu de "banc oolithique". Il s'agit de sédiment d'énergie élevée se formant sur des aires surélevées (hauts-fonds) et s'empilant sous forme de dunes ou de barres sous marines jouant le rôle de barrières.

Il correspond donc à un milieu Subtidale, très peu profond à énergie variable. Il est donc caractérisé essentiellement par des faciès oolithiques variés s'observent actuellement en milieu Subtidale à intertidal. ILLING, (1954), NEWELL et al, (1960) décrivent des oolithes semblable à celle du "MF 1.3 c", dans des environnements à forte énergie des bancs oolithiques des Bahamas. Dans le golf Persique (LOREAU, 1982), elles s'y forment généralement à faible profondeur (2 à 3 m en moyenne) dans la zone où l'agitation est statistiquement forte.

SMF15: grainstone à oolithes, à stratification entrecroisée. **SFB 6**, bancs, dunes, cordons oolithiques en milieu agité.

Microfaciès TK N° MF1.5

Wackestones-Packstones à Miliolles, Foraminifère et Péroïdes

Il s'agit essentiellement de packstones, parfois de wackestones à Miliolles, foraminifères fréquemment bisériés (eg. *Textularia*, unisérié devenant après bisérié, bisérié "*amphicoryna*", tri sérié...), auxquelles s'ajoutent des péroïdes relativement abondants. Les Miliolles, relativement les plus abondantes, présentent une distribution bimodale (arrangements ; *Quinqueloculin* ; *Triloculina* ; *Biloculin* "*Pyrgo*"), avec une dominance des grandes formes. L'absence des processus de bioturbation indiquent un contexte énergétique modéré lié à un taux de sédimentation rapide. La granulométrie moyenne des grains est inframillimétrique à millimétrique et le sédiment est mal classé. La matrice micritique est soit très fine, soit constituée d'abondant péroïdes (**Fig. 53-D-G**) partiellement liés aux processus de bioturbation ? Ces derniers restent relativement diversifiés voir absent sur cette lame ?

Notons la présence de fracture remplis par un enduit ferrugineux, brun roux à relief énorme (*probablement correspondre à une goethite*), sont assez diversifiées, parfois envahir les espaces inter-granulaires ou les microfissures ; quelquefois caractérisé par un remplacement de la micrite par une solution ferrugineuse, (**Fig. 53- D**).

Les Miliolles, microfaune prédominante, traduisent des eaux à forte variations de salinité, cette dernière variant de 42 à 70 ppm (CLARK et KEIJ, 1973 ; MURRAY, 1965, 1970). Vivant généralement, dans des herbiers, leur environnement de limite à la zone photique. Ces organismes sont dominants à une profondeur comprise entre 0 et 20 m (exemple du lagon d'Abu Dhabi) (CLARK et KEIJ, 1973). Leur association avec les péloïdes forme un des faciès typiques lagunaires du Golf Persique (PURSER, 1983).

La diagénèse est faible, elle se traduit en partie dans les faciès de remaniement par la recristallisation de micrite en un fin microspar, dans les loges des Miliolles.

Le milieu qui pourrait être attribué à un milieu lagunaire restreint d'énergie faible à modéré.

La figure, (**Fig. 53- F-1** correspond à une section équatoriale d'un foraminifère benthique (de *Elphidium excavatum* « Terquem »), (MARCELLE K. Boudagher-Fadel, page 16/571, *Evolution and Geological Significance of Larger Benthic Foraminifera*, Series Editor: P.B WIGNALL, 2008).

- Signification paléoenvironnementale

Selon la classification de **Wilson**, le Microfaciès **MF1.5** pourrait être rapproché au "SMF16", SFB7, SFB8, environnement très peu profond à circulation modérée.

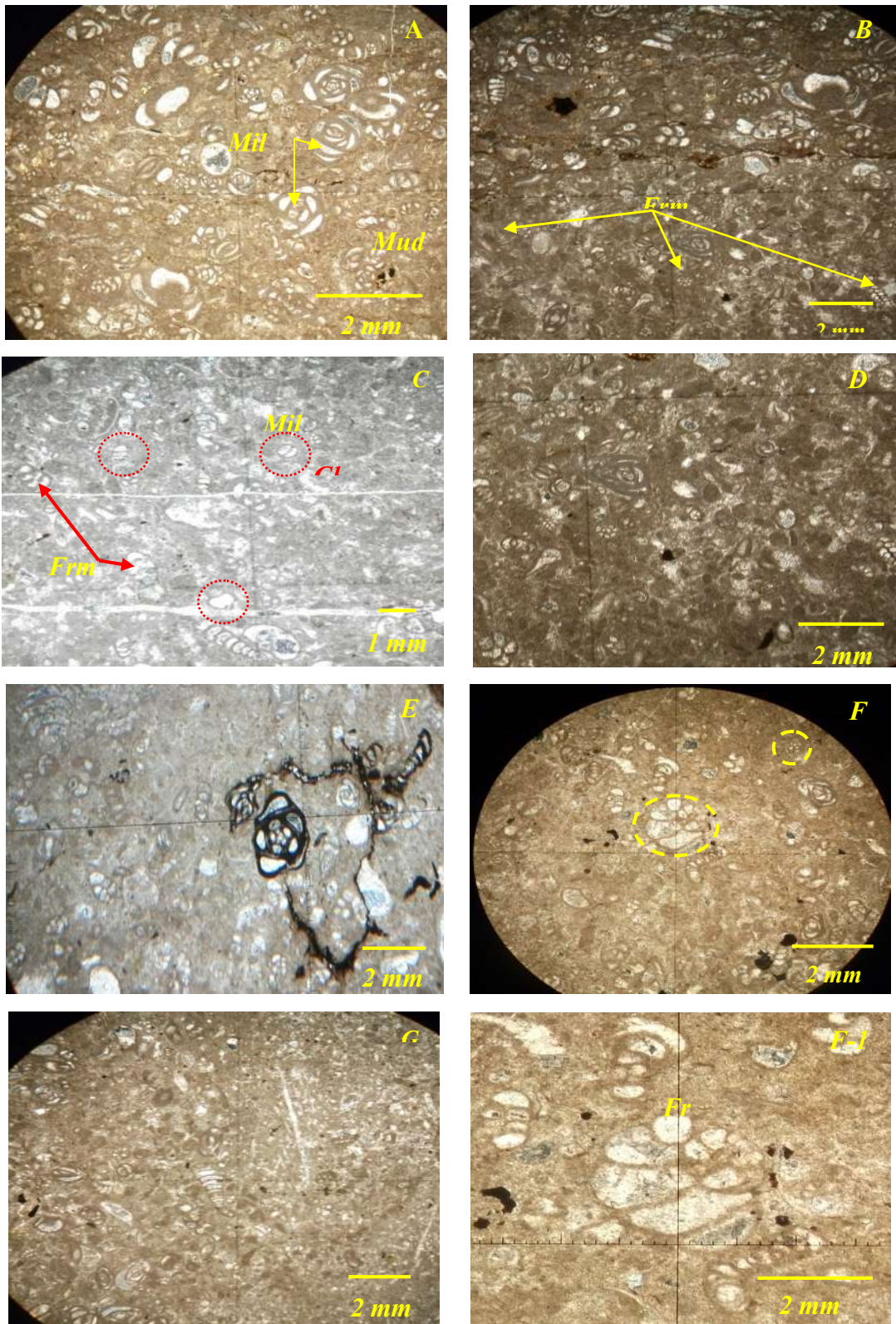


Fig. 53- Wackestones-Packstones à Miliolles, Foraminifère et Pélloïdes

Microfaciès TK N° MF 1.6

Packstones Grainstones à Pseudo-Oolithes, MCG et Algues

Il s'agit le plus souvent d'un *Packstones*, bien classé, constituées essentiellement par des oolithes (Pseudo-Oolithes) dont leurs cortex est relativement micritisés, auxquelles s'ajoutent des bioclastes (*Mud Coated grain*, "MCG") très diversifiées sur la lame mince. A côté de ces dernières, on observe des algues *Dasycladacées* avec des pores remplis de micrite, *lamellibranches*, *Milioles* servant un nucleus pour certains oolithes, de rare *gastéropodes*, articles d'échinodermes, *Orbitolines* de grande dimension, caractérisées par un classement bimodale, micritisés ou rempli par un ciment microsparitiques, (**Fig. 54-A-H**). Notons également la présence des *Oncoïdes* dont leurs nucleus est constitués par des algues (*Udotécées* *), (**Fig. 54-C-F**), à côté de ce dernière, le nucleus est remplis par des cristaux de dolomie, (**Fig. 54-C**). Un fin ciment isopaque s'observe autour des *oolithes*, moins important que le microfaciès MF 1.7, (**Fig. 54-D**).

Les traces de bioturbation sont présentes sur la lame mince, constituent par des traces de terrier de type *Rhizolium*, remplis de micrites, auxquelles s'ajoutent un enduit ferrugineux tout autour de cette dernière. Une oxydation moins diversifiée que le MF 1.7, venant à envahir la matrice. D'autres formes d'oxydation, sont présentées sous forme de petite accumulation à l'intérieur des nucleus de quelque oolithe.

- Signification paléoenvironnementale

Le MF 1.6 pourrait correspondre aux zones d'arrière barrière faiblement protégées à énergie intermittente, permettant à l'infiltration de boue et à la micritisation des oolithes et des Bioclastes (MCG). La présence des algues *Dasycladacées* et *Udotécées* s'observent dans des environnements peu profonds, souvent récifaux ou d'arrière-récif, (F. Boulvain, 2011).

Il s'agit d'un milieu Subtidal, très peu profond à énergie variable. Il est donc caractérisé essentiellement par des faciès oolithiques variés s'observent actuellement en milieu Subtidal à intertidal. ILLING, (1954), NEWELL et al, (1960) décrivent des oolithes semblable à celle du "MF 1.3 c", dans des environnements à forte énergie des bancs oolithiques des Bahamas. Dans le golf Persique (LOREAU, 1982), elles s'y forment généralement à faible profondeur (2 à 3 m en moyenne) dans la zone où l'agitation est statistiquement forte.

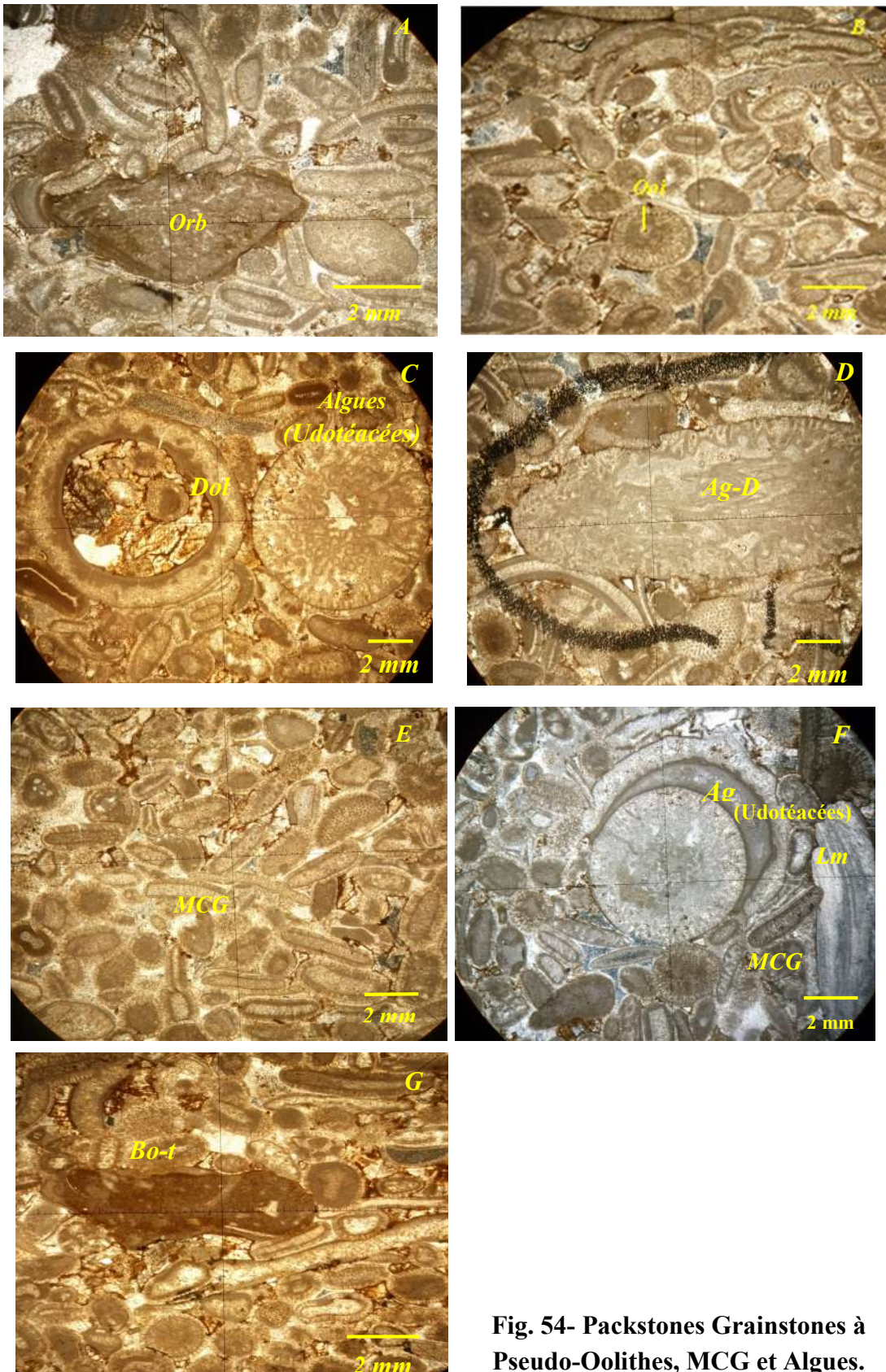


Fig. 54- Packstones Grainstones à Pseudo-Oolithes, MCG et Algues.

Microfaciès TK N° MF 1.7

Grainstones à Oolithes micritisés de type bahamite

Il s'agit le plus souvent d'un *Grainstones* (rarement d'un *Packstones*) très bien calibrés, à éléments jointifs, renferment des minéraux opaques et caractérisant par un contacte concavo-convexe, parfois suturés. Les *oolithes* observés dans ce faciès ayant un bon classement mieux que précédemment (MF 1.6). Présentant parfois une structures fibro-radiale. Une phase de cimentation précoce affecte les oolithes sous forme d'une fine frange isopaque relativement continue (ciment fibreux secondaires de néoformation), (**Fig. 55-D**), plurimillimétriques (≥ 2 mm *), leur cortex est micritisés, dépourvue de *structure internes* donnant naissance aux pseudos oolithes "*Bahamite**". Les microfossiles sont très peu diversifiés, servant de nucleus pour certaines *oolithes*, telle que les *Milioles*, section d'*alvéolinidae* (*Avé*). Les allochèmes se sont représentées par des ; bioclastes ; *foraminifères* ; entroques de *crinoïdes* ; *Fusuline*, *Orbitoïdes*. Les *péloïdes* ; *lithoclastes* de boue ; *pellètes* ; Mud Coated grain « MCG » ; *Sphérulites* dont leurs morphologies est totalement allongés, (**Fig. 55-A.B.C.D**). Le matériau silteux est plus au moins abondant que précédemment. Les structures de *bioturbation* sont moins important, représenté par des traces de fossile de type *Rhizocallium*.

Les *Oolithes* qui dominant dans cette lame ayant un cortex de nature cryptocristalline, sans structure des « *Bahamites* » ou pseudo-oolithe résulte probablement d'un processus diagénétiques synsédimentaires, Purser, B.H, (1980), p 30. Dont certaines, sont moins répandues et caractérisés par ayant un cortex constitués par une structures radiales, y recoupe tout la laminations « *Sphérulites* »

La morphologie externe des oolithes est largement affectée ; soit par un léger enduit précoce fibreux isopaque et uniforme (liseré blanc autour des oolithes, (**Fig. 55-A.B.C.D. E**); ou bien par un contactes *concavo-convexe* (**Fig. 55-E**) et parfois légèrement suturés ; quelque *oolithes* ont cannaient une *abrasion sélective* tout autour du cortex, certaines sont brisés ; quelque oolithes sont constituées par un cortex dépourvu de vraie laminations concentrique mais renferment une structure légèrement *pseudo-radiale*.

A la différence des autres *MF*, ce faciès présente une ferruginisation importante intergranulaire, progressant à partir de la matrice et envahissant l'espace intergranulaire.

L'ensemble des ces caractéristiques témoigne de remaniement de *Hard Grounds*. Notons aussi la présence de matière noirâtre (matière organique ?) à l'intérieur de quelque oolithe.

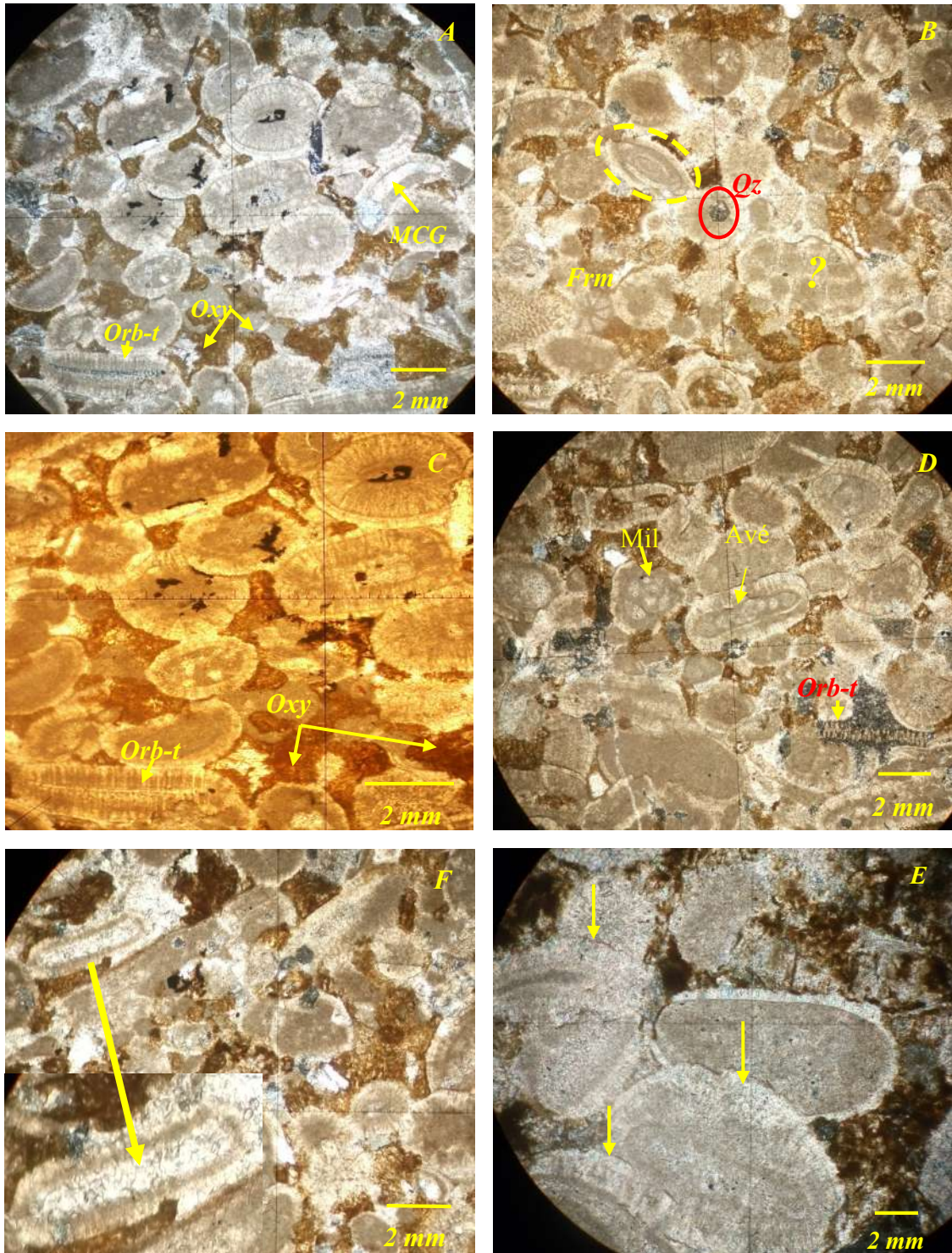


Fig. 55- Grainstones à Oolithes micritisés de type bahamite

Les *oolithes* tendraient à indiquer un milieu relativement abrité et d'énergie faible ou modérée (milieu infralittoral ; «Hamon, 2004, p 73 »). Ce point semble réaffirmé par la présence de faible proportion des *oolithes fibro-radiales* qui témoigneraient de conditions calmes et protégées, (Purser, 1980, Tome 1, p 15), et de profondeur plutôt faible (inférieur à la dizaine de mètre) selon Loreau (1973) ou Loreau & Purser (1973). Le sédiment présente un ciment isopaque traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin. Une deuxième étape correspond au développement d'un ciment fibreux ou microstalactitique (**Fig. 55- E**). Il est associé parfois à des *dissolutions moldiques* de bioclastes, au sein desquels peu se met en place un ciment drusique tapissant la paroi de la cavité (**Fig. 55- F**). Ces ciments et ces phénomènes de dissolution semblent témoigner de conditions vadose (Y. Hamon, 2004 p-135).

Ce type d'oolithes pourrait relativement s'apparenter aux Sphérulites décrit par Purser (Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récent, 1980, Tome 1). Les phénomènes de micritisation traduisant des environnements marins calmes et peu profonds, à températures relativement élevées, compatible avec un milieu lagune, (Hamon 2004, p 73). La présence de *Rhizocallium* tend à indiquer des conditions relativement restreintes de lagon-lagune ou d'arrière barrière, (Hamon 2004, p 74). Et l'oxydation indiquant la tendance à l'émergence de ce faciès.

L'énergie dans ce milieu est modérée comme en témoignent l'importance des pseudos oolithes «*Bahamites*». Il s'agit d'un milieu subtidale, très peu profond à énergie variable.

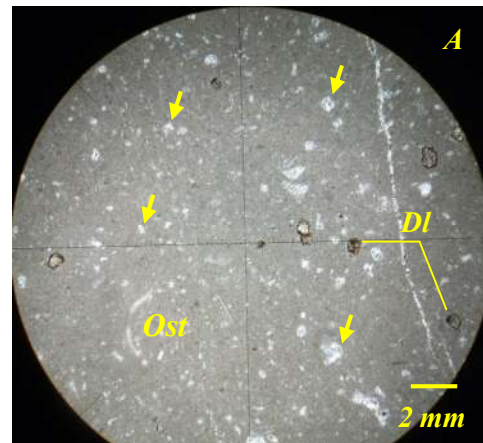
(*) On limite habituellement le terme d'*Ooïdes* aux grains n'excédant pas 2 mm de diamètre et on appelle *pisolites* les grains de plus de 2 mm. Il faut souligner le caractère strictement arbitraire de cette limite. Elle coïncide avec le diamètre maximum de la plus part des Ooïdes marines, mais les *Ooïdes* de grotte et les *macro-Ooïdes* du *Golf Persique* montrent que sous certaines conditions le processus d'*oolithisation* peut créer des *pisolites*, (B.H. Purser, page 14).

Ces deux microfaciès caractérisent un "*environnement de bacs oolithique*", dont l'énergie est modérée comme en témoignent la présence des *pseudos oolithes* et la micritisation du cortex de ces dernières, y pourrait correspondre aux zones d'arrière barrière faiblement protégé. Le matériel silteux présente une relation inverse avec l'oolithisation : il empêche la formation des oolithes lorsqu'il est trop abondant et il leur sert de nucleus lorsqu'il est dispersé dans le sédiment.

- signification paléoenvironnementale

Il s'agit donc d'un milieu subtidale, très peu profond à énergie variable. El est caractérisé essentiellement par des faciès oolithique formant un système de barre.

Selon la classification de **Wilson**, 1975, le Microfaciès **MF1.6 et 1.7** pourrait ce rapproché au "**SMF15**" (standards microfaciès types), Oolithe, Ooïdes Grainstones



Microfaciès TK N° MF 1.9

Mudstone en Structures Ovoïdes (Birds eyes)

Il s'agit d'un Mudstone-wackestones (**Fig. 53-A**) contenant quelque rares ostracodes fins. La matrice est micritique et contient des cristaux de dolomite ferrifère, rendant la couleur de la matrice brun. Les allochèmes sont moins abondants dans cette lame et ne sont pas jointifs. (Un amas de *dolomicrosparite*, (**Fig. 56-B**). La présence de petites vacuoles remplis d'un remplissage microsparitiques pourrait attribuer à des "Birds eyes".

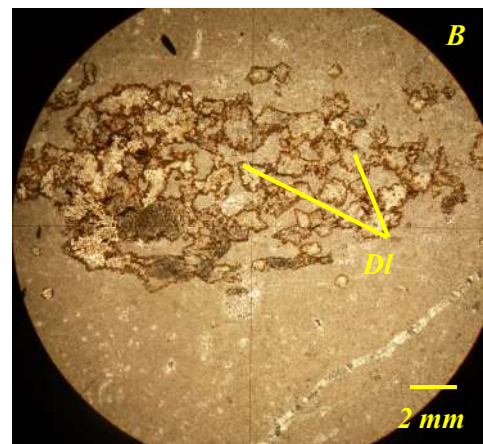


Fig. 56- Mudstone en Structures Ovoïdes (Birds eyes).

La présence de vacuoles pourrait être due à des "*Birds eyes*" dont l'origine est peut être multiple : piégeage de goutte d'eau dans un gel de boue carbonatée, piégeage de bulles de gaz lié à l'activité organique, rétraction des boues carbonatées pendant la lithification... (Hamon-2004 p-67, Illing, 1954; Scholle & al., 1983; Shinn, 1983; Tucker & Wright, 1992).

En générale, les *Birds eyes* sont considérées comme caractéristique de la zone intertidale à Subtidal haute.

Cet ensemble de microfaciès caractéristique des milieux lagunaires restreints de faible profondeur. L'agitation du milieu et le taux de sédimentation sont faible à modérés. La microfaune réduite, peu diversifiée ou monospécifique reflète en première lieu les conditions extrêmes de ces milieux. La diagénèse est relativement faible, traduite par la formation des cavités de dissolutions et par la recristallisation de la micrite en un fin microspar "Formation des "*Birds eyes* ".

Coupe TK (La coupe de "Theniet el Kebch")												
N° F	Bioclastes dominant	Bioclastes associés	Structures	Bioturbation	Energie	Microflore	Classement	Milieu -Paléoenvironnement-	Texture			
									M	W	P	G
F 1.2- a	Grainstones à oolithe et à Orbitolines	Lumps, algues (Udotéacées), raree lamellibranche, Sphérulites	?	Perforation		Peu fréquente	Bon à Modéré	Arrière barrière, semi restreint à énergie forte à intermittente.				
F1.3- b	Grainstones à oolithes bien classé à Orbitolines	Vers Encroutantes, lamellibranche,	?	Faible à absent.	Modéré à forte	Peu fréquente	Bon	Banc oolithique" à agitation forte à intermittente.				
F 1.4- c	Grainstones à Oolithes, silteux à Orbitolines	Orbitolines, Lamellibranche moins abondants	Légèrement plan à Oblique	Absent	Modéré à forte	Peu fréquente	Bon à Modéré	Avant barrière à énergie modérée				
F 1.5	Packstone à Miliolles, Foraminifère et Pélolides	Pélolides	Légèrement plan à Oblique	Faible à absent.	Modéré à forte	Peu fréquente	Mal classé	Milieu lagunaire <u>restreint</u> d'énergie faible à modéré				
F 1.6	Packstones Grainstones à Pseudo-Oolithes, MCG et Algues	Oncoides, algues (Dasycladacées, Udoteaceae) lamellibranches, Miliolles, gastéropodes, articles d'échinodermes, Orbitolines.	Légèrement plan à Oblique	Peu fréquente (Type Rhizocallium)		Peu fréquente	Bon	Milieu subtidal, très peu profond à énergie variable				
F 1.7	Grainstones à Oolithes micritisés de type bahamita, Oxydé.	Oolithes fibro-radiale, Sphérulites Orbitolides, Miliolles, Foraminifère, Algues.	?	Peu fréquente (Type Rhizocallium)	modérée	Peu fréquente	Bon					
F 1.9	Mudstone en Structures Ovoides (Birds)	Ostracodes	Absent	Absent	Faible	Peu fréquente	Mauvais	Milieux lagunaires restreints de faible profondeur				

Fig. 57. Evolution verticale du microfaciès de la coupe " TK" dans les calcaires d'âge Aptien.

5.3 Coupe Fedjoudj

Microfaciès Fedj N° MF1.1

Mudstone à Foraminifère

Il s'agit d'un Mudstone (**Fig. 55-A**) contenant quelques rares foraminifères et Miliolites.

Ce faciès présente une dolomite ferrifère progressant à partir des cavités vacuolaires, parfois remplissant des fractures, (**Fig. 58. AB**), auxquelles s'ajoutent des fractures remplies de microsparite. Les processus de bioturbations sont peu diversifiés, et correspondent à des terriers "ouverts" avec un remplissage différent (microspar) du sédiment primaire (micrite); le terrier est celui d'un suspensivore, (**Fig. 58. C**).

Ce MF 1.1 est très semblable au MF TK 1.9, qui pourrait attribuer aux mêmes conditions, milieu lagunaire restreint de faible profondeur. L'agitation du milieu et le taux de sédimentation sont faibles à modérés.

La microfaune est très réduite pour ce faciès, peu diversifiée ou monospécifique, reflète en premier lieu les conditions extrêmes de ces milieux. La diagenèse est faible, elle se traduit en partie par des cavités de dissolutions (vacuoles) colmatées par un dépôt microsparitique ou bien dolomitique, il s'agit d'une dolomite idiomorphe ferrifère. La stylolitisation est présente et soulignée par l'accumulation de dépôts ferrifères

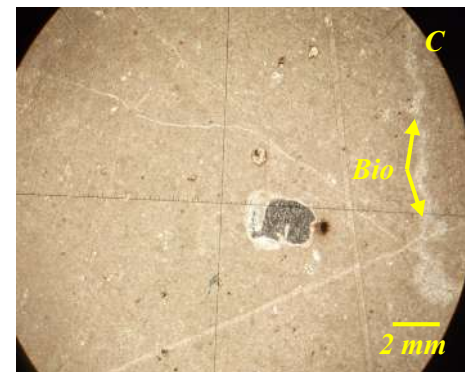
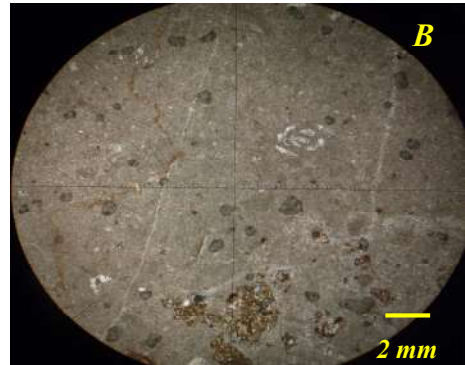
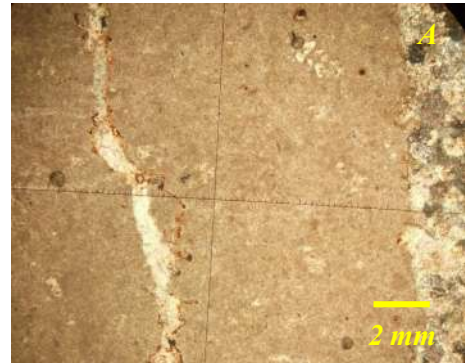


Fig. 58- Mudstone à Foraminifères.

Microfaciès Fedj N° MF 1.2

Packstones à Orbitolines silteux et Lamellibranches, Péroïdes et à Dolomite.

Il s'agit de *Packstones* silteux, dominée par des grands *Orbitolines* et des *lamellibranches*, disposés relativement en stratification, (allant jusqu'au 2 cm), auxquelles s'ajoutent quelque échinodermes des *Algues rouge* « *Rhodophyte* », *péroïdes* et des *Encoïdes*, (**Fig.59. A-B-C-D**), mal classé, quelque rares fragments d'*échinodermes* sont présents.

La plus part des *Orbitolines* et les *lamellibranches* sont de grandes dimensions centimétrique à pluri-centimétrique, voir aussi les algues rouges.

Les *microbrèches* sont abondantes de composition micritique, de forme généralement sub-arrondie, de composition micritique et de grande taille (2 mm à 8 mm), (**Fig.59. G**). Notons également qu'une partie des corpuscules a subis des phénomènes de compaction allant jusqu'au leur fragmentation sur place, auxquelles les éléments ferrifères s'interpénètrent le long joints stylolithiques. La plus part des grains sont grossiers, présentent un mauvais classement. La stylolitisation est présente et soulignée par l'accumulation de dépôts ferrifères et quelques résidus noirâtres, (**Fig.59. H**).

Ce faciès présente une dolomitisation très répondeue dans la roche, progressant à partir de la matrice ou du ciment et envahissant les grains par l'extérieur. Il s'agit d'une dolomite *Idiotopiques ferrifère*. Le silt quartzeux sub-anguleux (0,1 mm à 0,4 mm), se présente de manière hétérogène soit relativement disséminé dans la roche, remplissant les logettes des *Orbitolines* ainsi que les *Encoïdes* et les *Péroïdes*.

Les structures de bioturbations sont présenté par des traces de fossile de type **Rhizocallium**.

Les *Orbitolines* et les *lamellibranches* sont abondante sur la lame, auxquels s'ajoutent des algues rouges « *Rhodophyte* » et quelque *Encoïdes* et *péroïdes*, de rares *Milioles*. Le mauvais classement et la présence des *microbrèches* pouvant en partie issus d'une abrasion du substrat, et mis en place à la faveur d'une énergie soudaine « tempêtes », ce qui rendre la colonisation des *algues rouges* possible dans ce genre de condition ?, milieu agité à très agité. La présence régulière des *Orbitolines* et les *mollusques* indiquent la proximité de la barrière.

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu qui pourrait attribuer à ce **MF 1.2** est un milieu d'arrière barrière (avant barrière, avec la présence des *Rhodophyte* qui *colonisent la crête récifale*, dans des *milieux très agités*), semi restreint à énergie forte à intermittente, remaniant l'avant barrière.

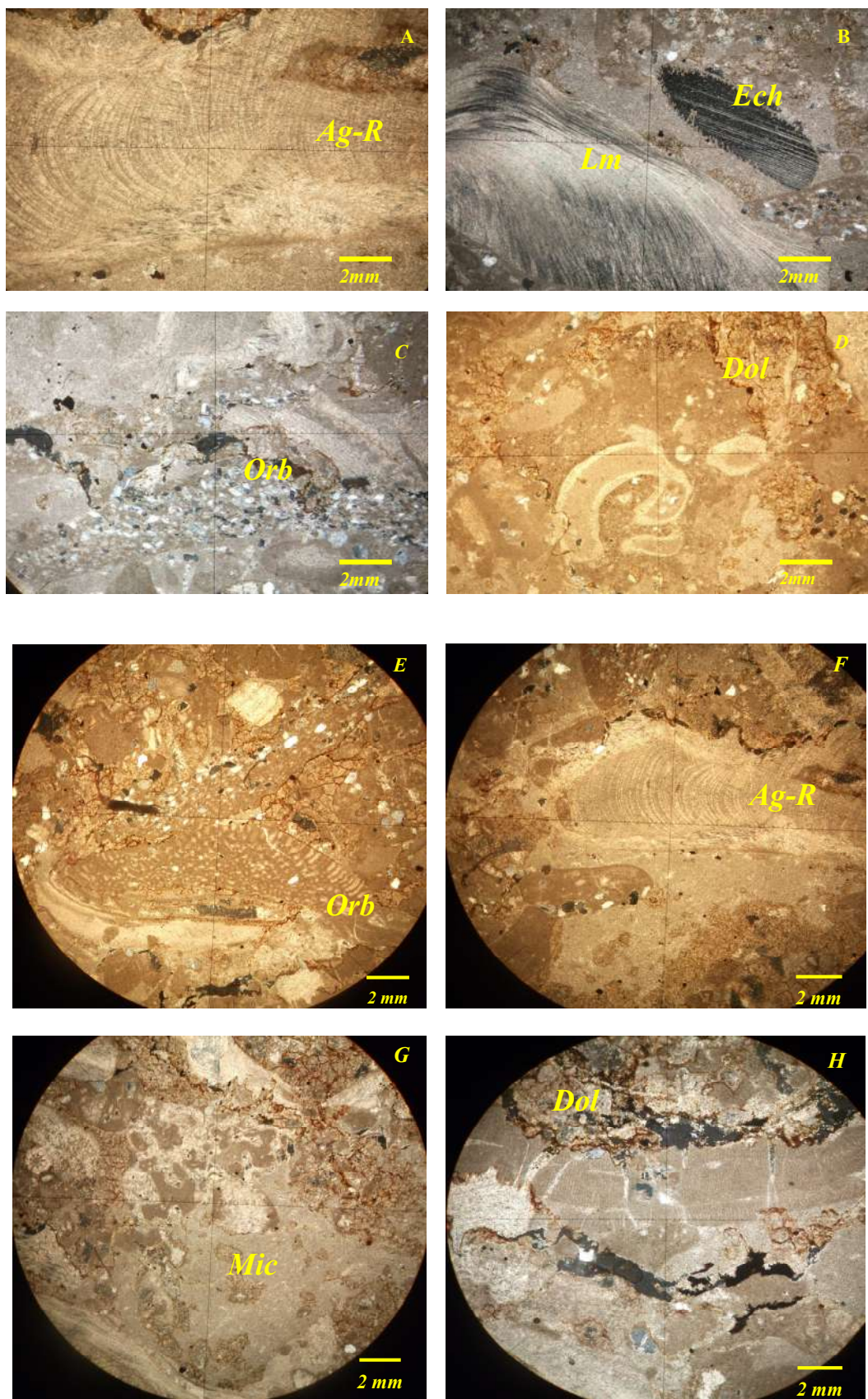


Fig. 59- Packstones à Orbitolines silteux et Lamellibranches, Péroïdes et à Dolomite.

Microfaciès Fedj N° MF1.3

Packstones Grainstones à Orbitolines, Péroïdes et Foraminifère

Il s'agit d'un *Packstones* à *Grainstone* à grand *Orbitolines* micritisés à distribution bimodale. A coté cette faune, s'ajoutent des *péroïdes* en proportion importante, liés aux processus de dissolution ayant affecté la matrice originellement, ainsi que des grains micritisés. Egalement *Milioles*, *foraminifère*. A coté de cette faune s'ajoutent quelque débris d'*échinoderme*.

Ce microfaciès est caractérisé par une "matrice" constituée par des *Orbitolines*, *péroïdes* et rarement distribution silteuse. Les grains grossiers sont surtout constitués par des *Orbitolines*, disposées en tous sens sont parfois compactées et alors limitées par des joints stylolithiques ferrifères dans lesquels se développent quelque cristaux de dolomites. Contrairement au **MF 1.2**, la dolomie est moins diversifiée sur toute la roche. Le sédiment est localement bioturbé, caractérisé par un remplissage de même nature que la roche, qui témoigne un remaniement sur place. Les *péroïdes* sont abondants et liés aux processus de dissolution ayant affecté la matrice originellement algaires.

Le classement bimodal des grains, l'importance micritisation indiquent un milieu d'énergie variable, modérée dans lequel les *Orbitolines* se déposent sans orientation préférentielle. Dans ce **MF 1.3** la dolomie est moins diversifiée par rapport au **MF 1.2**, (**Fig. 60. A-B-C-D**).

Les structures de bioturbation sont présentés par quelque traces de fossile de type *Rhizocallium*, ainsi que des terriers de type détritivore, car la bioturbation n'est apparente que suite à une réorientation des *péroïdes*, (**Fig. 60-C**).

Notons également la dissolution de la micrite avec un remplacement par de la microsparite calcitiques, (**Fig. 60-C**).

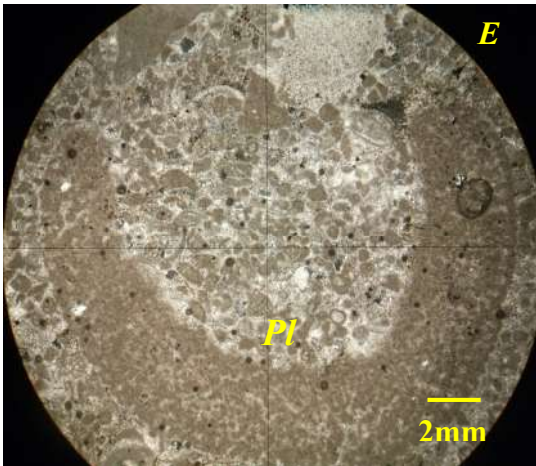
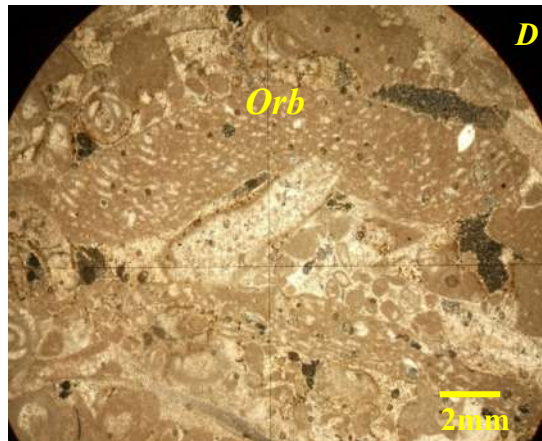
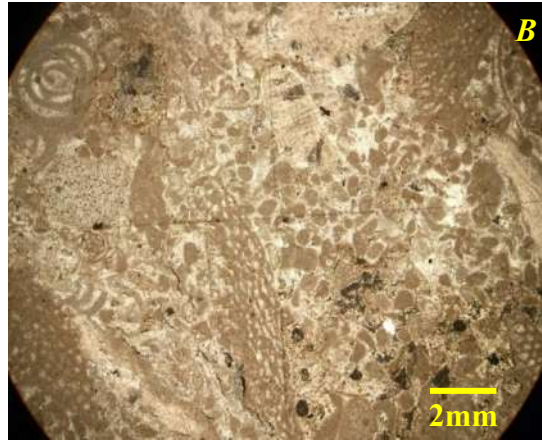
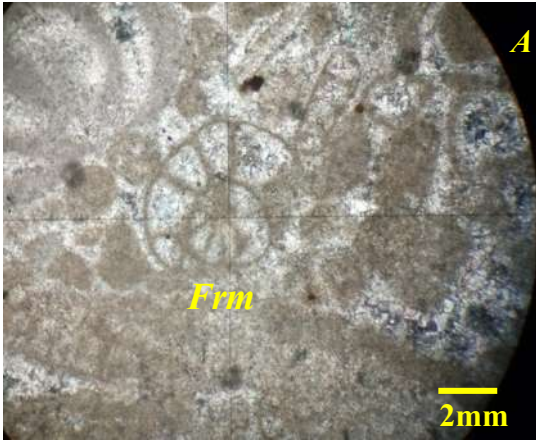


Fig. 60- Packstones Grainstones à Orbitolines, Péroïdes et Foraminifère

Microfaciès Fedj N° MF 1.4

Wackestones à Orbitolines et à Pellètes.

Il s'agit d'un *Wackestones* à divers bioclastes, grands *Orbitolines* particulièrement micritisés présentant une distribution bimodale (petite et grande formes), à *foraminifère* et à *péloïdes* en proportion importante mais inférieurs à celle **du MF.1.2 et 1.3**, auxquels s'ajoutent des algues (*Udotéacées*) et quelque *échinoderme* en faible proportion, de rares *lamellibranches*. A coté de cette faune, s'ajoutent des *Encoïdes* à remplissage de micrite de même nature avec celle du sédiment, indiquant un remaniement sur place, entouré par une dolomie idiotopiques ferrifère. De nombreuses dissolutions caractérisent le sédiment, avec un remplacement par une microsparite calcitiques, parfois de faible granulométrie. D'autre part, une dissolution à eu lieu du sédiment avec un développement préférentiel d'une dolomie idiotopiques ferrifère tout autour des *Encoïdes*. (**Fig. 61. E**). Les bioturbations sont localement représentées.

Les grains grossiers sont constitués surtout par des *Orbitolines* (0,8mm à 2cm), caractérisé par une forte micritisation, mal classées.

La dolomie et l'apport silteux dans cette roche est moins important que le **MF 1.2 et MF1.3**, ainsi que la répartition des péloïdes est moins répondeue que les deux **MF** souligné précédemment.

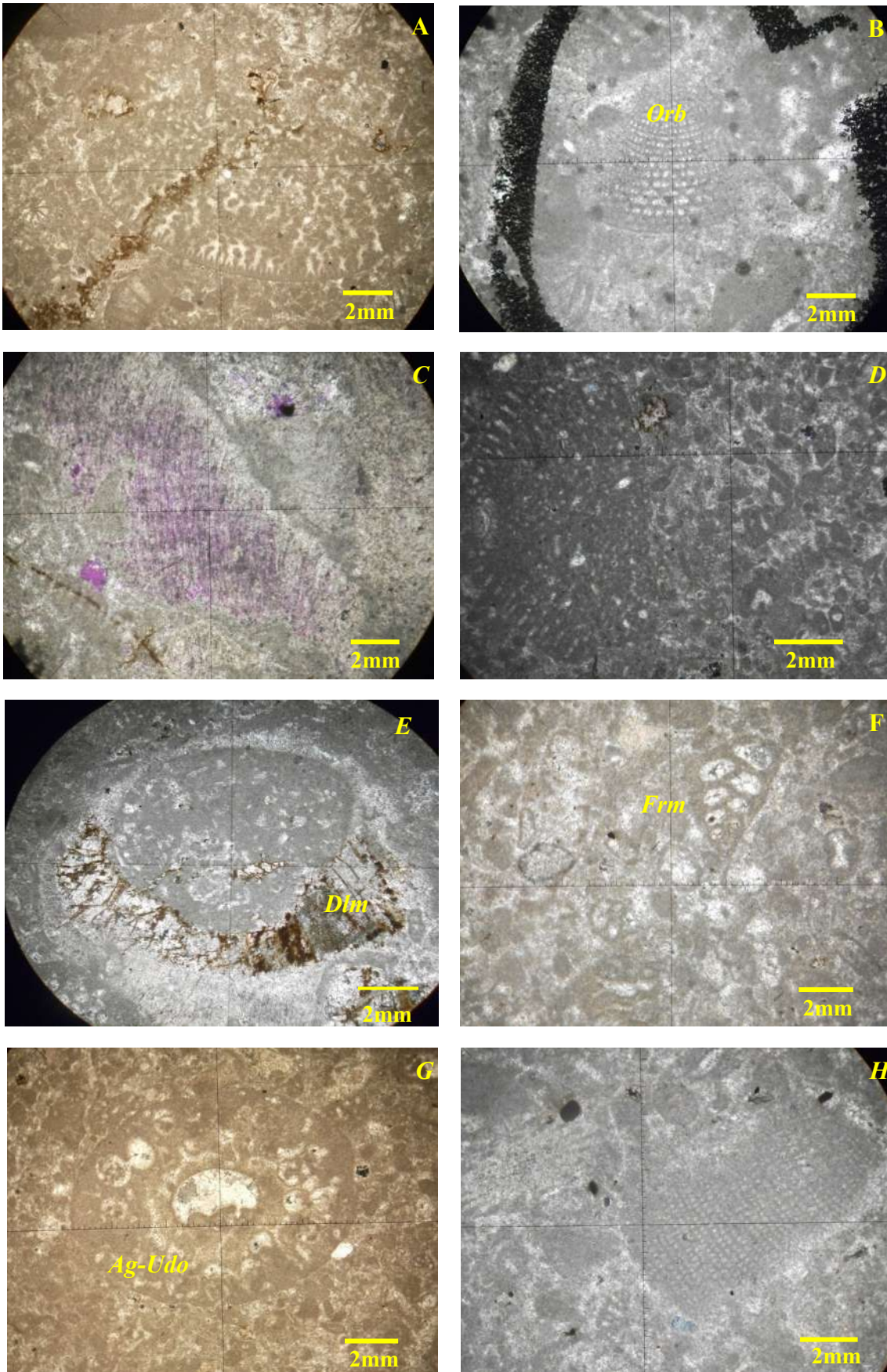


Fig. 61-A Wackestones à Orbitolines et à Pellètes.

Le milieu des *MF 1.1* au *1.4* correspondre à un milieu lagunaire semi-restreint à énergie forte à intermittente, pouvant recevoir des influences marines franches

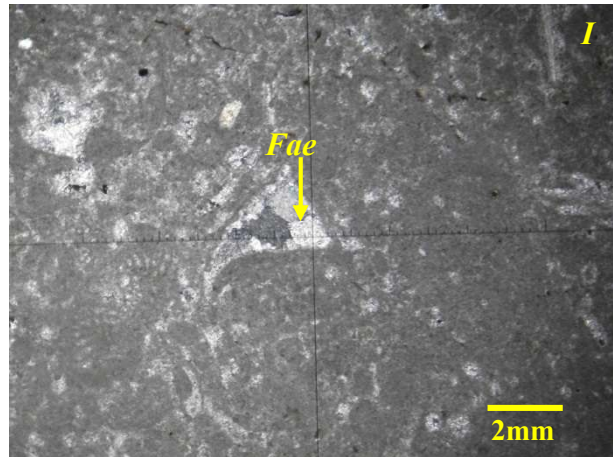


Fig. 61-B Wackestones à Orbitolines et à Pellètes.

Microfaciès Fedj N° MF 1.5-a

Grainstones à Oolithes et Coraux Tabulés.

Les *oolithes* constituent l'essentiel des sédiments, caractérisés par un cortex radiaires (recristallisation lors de la diagenèse), de dimension plus grand (**0,1 à 4,00 mm**). A coté de ces dernières, on observe des *Coraux tabulés* (formes branchues) bien diversifié sur la roche auxquels s'ajoutent quelque rare "*Udotéacées*", *Orbitolines* très micritisés et de fine *Orbitoïdes*, (**Fig.62. F, I, G**), quelque section de *gastéropodes*, débris d'*échinoderme* et *Milioles* qui constituées qu'une petite proportion, servant de nucleus pour les oolithes. Notons aussi la présence des oolithes qui pourrait attribuer à des *rostrés* de *bélemnite* (débris d'échinodermes ?) (Nicols croisés), (**Fig.62. D**).

Les *oolithes* sont bien classées, sphériques et fibro radiaires, caractérisées par un contact *concavo-convexe*. Leurs nucleus est variable par leurs constituants (bioclastes ou quelque silts quartzeux), dont lesquelles la plus parts des oolithes, leurs nucleus ont connaît une rétraction suivie par un remplacement de microsparite. A la différence du *MF 1.2*, les silts quartzeux sont faiblement disséminés sur la roche y constitués occasionnellement des nucleus pour quelque *oolithes*. Les *Orbitolines* ne constituées qu'une proportion faiblement importante vis-à-vis la dominance des *Coraux tabulés* (forme branchues), très micritisés. A coté de ces dernières une infiltration de boue de même couleur que le sédiment, remarquable à coté des coraux, (**Fig.62. A**).

La présence d'oxydations intragranulaires relativement disséminés sur la lame et moins répandue que le *MF TK 1.7* (remaniement de *Hard Grounds* et tendance à l'émergence) et les structures de *bioturbation* sont relativement absente. Notons aussi la dolomitisation est très faible voir absente par rapport autre *MF* précédent.

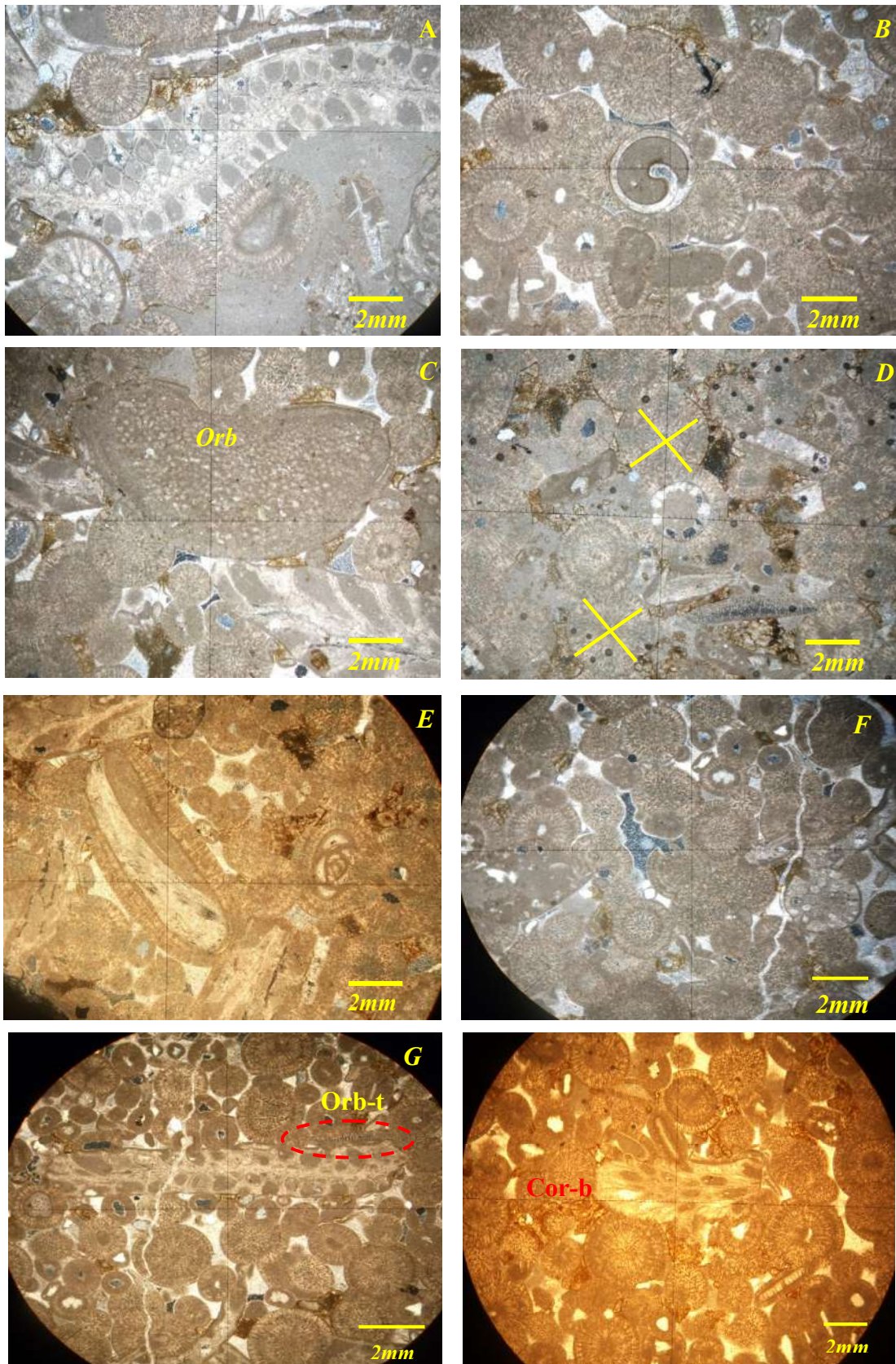


Fig.62- Grainstones à Oolithes et Coraux Tabulés.

Microfaciès Fedj N° MF 1.6

Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes.

Il s'agit d'un *Grainstones* à *coraux tabulé* (formes branchues) plus grand que le **MF 1.5**, riche en débris d'échinoderme et de rares *Algues* type *Udotéacées*. Au coté de ces organismes, s'observent quelque *Orbitolines* généralement très micritisés (~ 1,6 cm), auxquels s'ajoutent des *Bioclastes* caractérisant par un ciment sparitique, *microbrèches*, *péloïdes* en faible proportions liés aux processus de dissolution ayant affecté la matrice originellement algaires et qui renferment des *Lumps* constituées par des grains micritisés de type *Bahamites*, (**Fig.63. D**), des *pseudo-oolithes* sans structure interne. Les grains micritisés sont toujours présents, leurs origine est difficilement identifiable.

Les phénomènes de compaction sont à nouveau présents, à la différence du **MF 1.5**, car la plus part des accumulations ferrugineuses s'interpénètrent le long des joints stylolithiques ou des microfractures. Ce faciès présente une dolomitisation progressant à partir de la matrice ou du ciment et envahissent les grains par l'extérieur. Il s'agit d'une dolomite idiotopiques ferrifère, (**Fig.63. E**).

Le silt quartzeux se présente dans la lame de manière hétérogène soit partiellement disséminé, à l'intérieurs des logettes des *Orbitolines*, à l'intérieurs de quelque *Encoïdes*, suite à une rétraction de la micrite par dissolution, (**Fig.63. F**), sous forme d'amas d'accumulation.

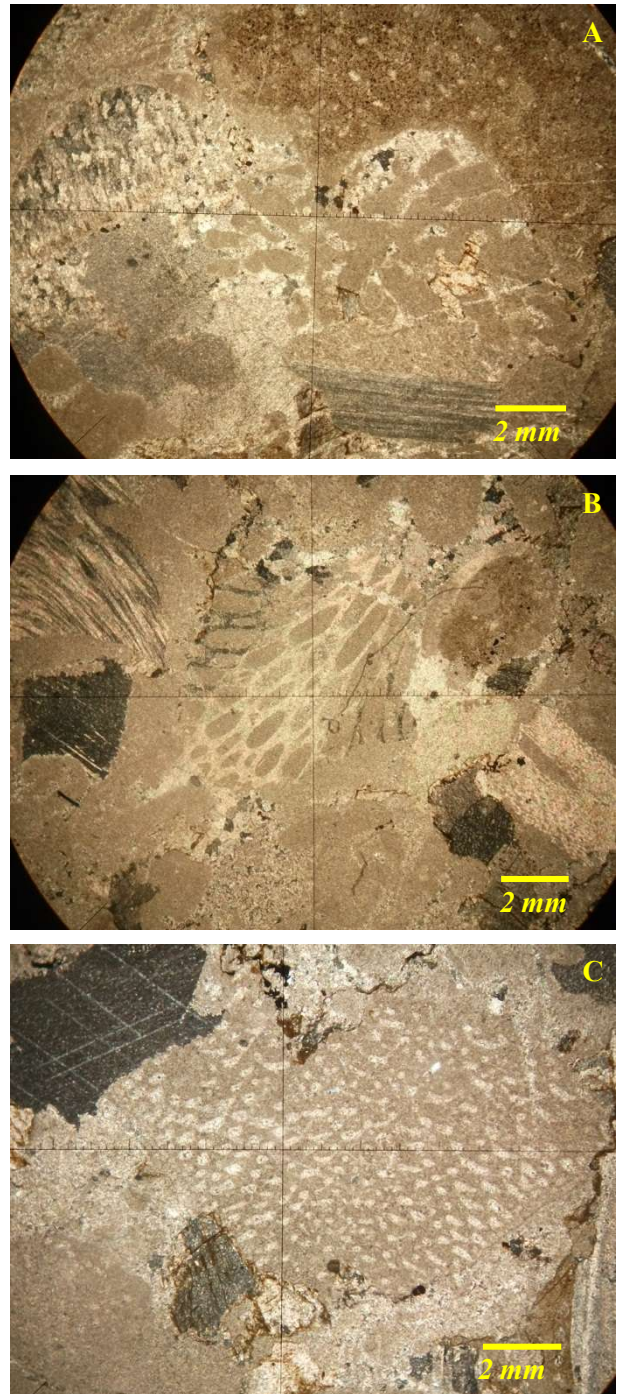


Fig. 63-A Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes.

Les phénomènes érosif sont relativement importants, caractérisées parfois par une érosion sélectives de quelque allochèmes.

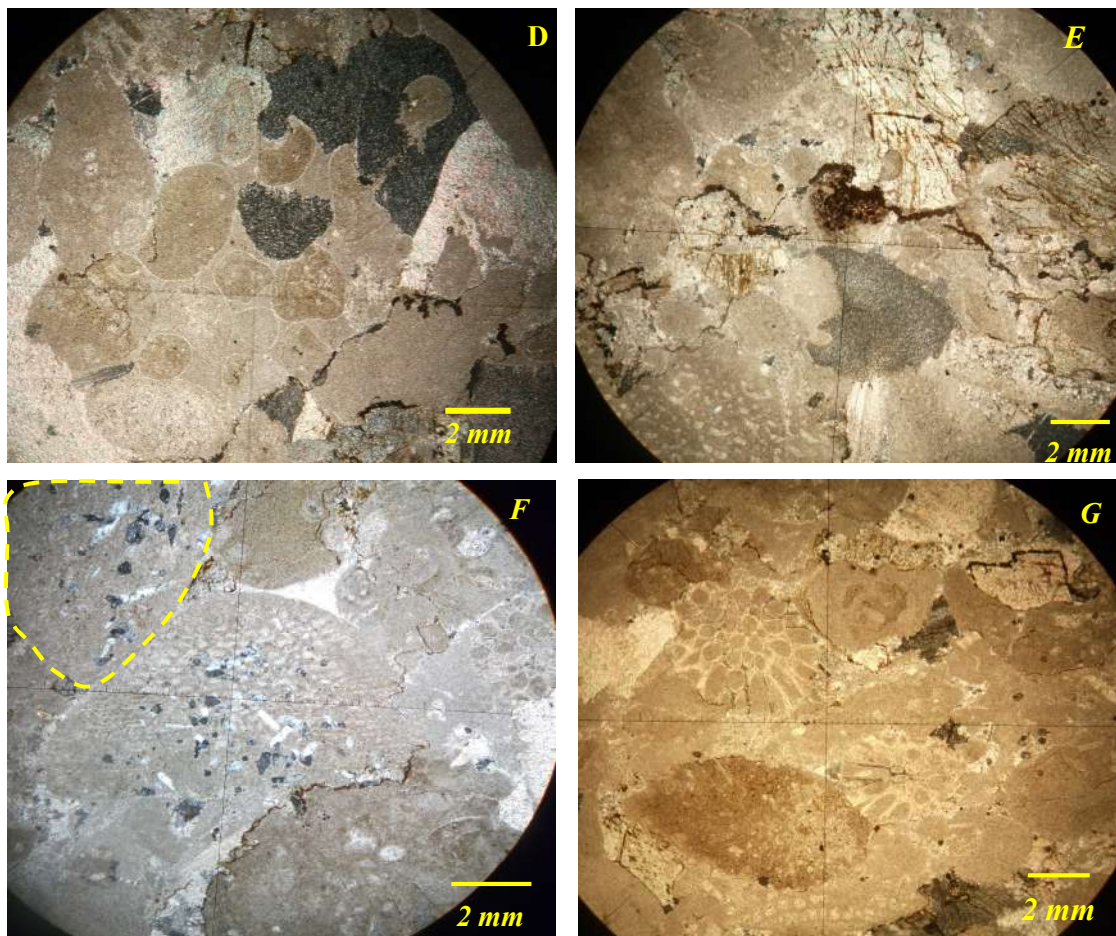


Fig. 63-B Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes.

La présence des échinodermes de grande dimension peuvent correspondre à une influence marine franche. Les grains sont micritisés et mal classés renferment des microbrèches, il s'agit d'un dépôt pouvant en partie éroder le substrat, à énergie forte à intermittente.

Microfaciès Fedj N° MF 1.7

Grainstones à Oolithes

Les *Oolithes* constituées l'essentiel du sédiment, auxquels leurs nucléus est relativement variable (bioclastes ou gains de micrite), reflétant un bon classement. A coté de ces dernières, en observe des sections *d'échinodermes*, des *foraminifères* (bisérié) et des *Orbitoïdes* difficilement identifiable, peu diversifiés, quelque rares section *d'algues*, *Milioles*. Ces bioclastes servants de nucléus pour les oolithes, auxquels s'ajoutent de rares *Algues* (*Udotécées*) et sections de gastéropodes. A la différence du **MF 1.5**, l'oolithisation est légèrement affecté par un processus de micritisation, rendre compte, que la structure interne de ces derniers est parfois indistinct. Ainsi que la taille des *oolithes* est d'autant plus petite que le **MF 1.5**, mesurant globalement ~ 0,1-0,2 mm de diamètre. La plus part des *oolithes* (oolithes ou pseudo-oolithes), sont affectés une dissolution, suivie par un emplacement (ou une recristallisation) du nucléus. Notons que les **MCG** sont légèrement diversifié sur la lame, caractérisées par une *dissolution moldiques*, au sein desquels peu se mettre en place un ciment drusique (**Fig.64. B-C-H**), un ciment drusique vient s'installé à l'intérieurs.

L'oxydation vient de s'ajouté dans cette lame, occupant parfois l'espace intergranulaire ou bien, limitant le contour de quelque grains.

Une dolomitisation est parfaitement identifiable sur la lame contrairement au **MF 1.5 et 1.6**, à distribution *bimodale*, associée à des accumulations de grains de quartz et un réseau de fractures, remplis par un ciment intragranulaires recoupant l'ensemble. Les rares sections de gastéropodes possédant un remplissage de micrite, entourés par une auréole de gains de quartz, (**Fig.64. I**). Les bioturbations relativement peu fréquentes montrent des figures disposés à la verticale, à remplissage micritique, contenant rarement des grains de quartz.

Il s'agit de sédiment d'arrière barrières caractérisées relativement par une micritisation des allochèmes et comme en témoigne la présence des pseudos oolithes. Ce faciès recevant des influences marines franches (présence des échinodermes), rendant compte aux changements du degré d'agitation comme en témoigne le classement des allochèmes et la recristallisation des nucléus.

Ce **MF** n'a pas d'équivalence précise dans la séquence idéalisée de Wilson, 1975. Il pourrait, cependant ce rapprocher du **SMF-15**.

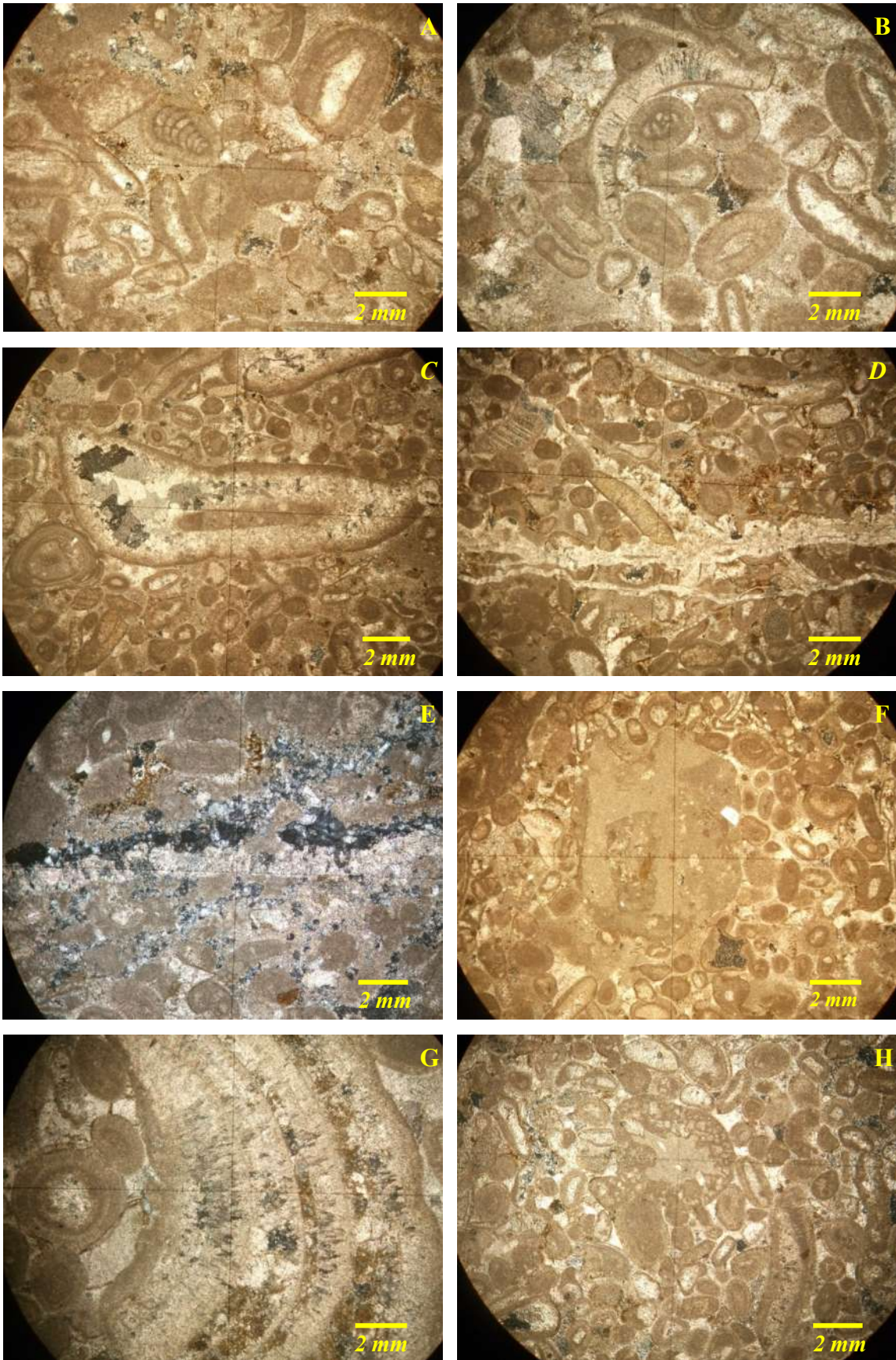


Fig.64-A Grainstones à Oolithes

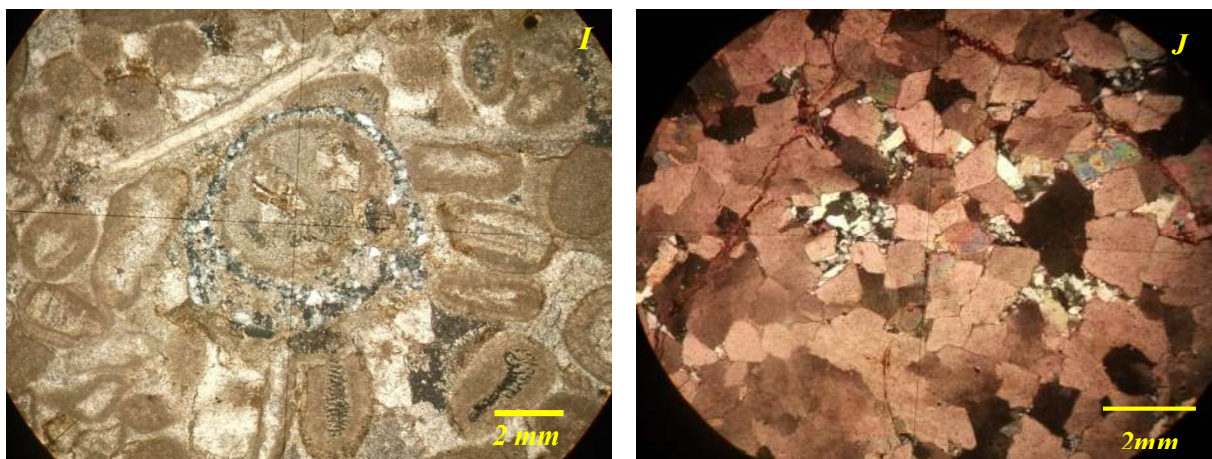


Fig.64-B Grainstones à Oolithes

- Signification paléoenvironnementale

Le milieu qui pourrait attribuer pour le *MF 1.5-1.6-1.7*, correspondre à un milieu de barrière.

L'ensemble de ces microfaciès traduit dans tous les cas un milieu Subtidale, peu profond, de forte énergie, constante ou intermittente, mélangeant entre elles les faunes marines et celles des milieux semi-restreints. Il est caractérisé essentiellement par un faciès oolithique formant un système de barre.

Il s'agit d'un milieu Subtidal, très peu profond à énergie variable. Il est donc caractérisé essentiellement par des faciès oolithiques variés s'observent actuellement en milieu Subtidale à intertidal. ILLING, (1954), NEWELL et al, (1960) décrivent des oolithes semblables à celle du "*MF 1.5-a*", dans des environnements à forte énergie des bancs oolithiques des Bahamas. Dans le golf Persique (LOREAU, 1982), elles s'y forment généralement à faible profondeur (2 à 3 m en moyenne) dans la zone où l'agitation est statistiquement forte.

Microfaciès Fedj N° MF 1.8

Dolomite

Les grains de dolomites constituent l'essentiel de la lame mince à distribution unimodale, auxquels s'ajoutent des concentrations de cristaux de quartz.



L'oxydation est concentrée toute autour des allochèmes, sous forme d'une auréole, (Fig. 65. B).



Fig.65. Dolomite

Coupe Fedj									
N° F	Bioclastes dominant	Bioclastes associés	Structures	Bioturbation	Energie	Microflore	Classement	Milieu	Texture
								Paléoenvironnement	
F 1.1	Mudstone à Foraminifère.	Rares foraminifère et Mollusques.	Absent.	Absent	Faible	Peu fréquente	Mauvais	Milieu lagunaire restreints de faible profondeur.	
F 1.2	Packstones à <u>microbrèches</u> , Orbitolines silteux et lamellibranches, péloïdes et à Dolomite.	Débris d'échinoderme, Algue Rouge « Rhodophyte », Microbrèche, <u>Rudistes</u> .	?	Peu fréquente (Type <i>Rhizocallium</i>)	énergie forte à intermittente	Peu fréquente	Mauvais	Milieu d'arrière barrière, semi restreint à énergie forte à intermittentes.	
F 1.3	Packstones Grainstones à Orbitolines, Péloïdes et Foraminifère	Débris d'échinoderme	Horizontal, légèrement Incliné	Peu fréquente (Type <i>Rhizocallium</i>)		Peu fréquente	Mauvais		
F 1.4	Wackestones à Orbitolines à pellicules.	algues (<i>Udotacées</i>), échinoderme en faible proportion, rares lamellibranches.	?	Peu fréquente	Faible à Modéré	Peu fréquente	Mauvais		
F 1.5	Grainstones à Oolithes et Coraux Tabulés.	Echinoderme ? Gastéropodes en faible proportion, rares lamellibranches	?	Peu fréquente (Absent)	énergie forte à intermittente	Peu fréquente	Bon	Milieu de (barrière Banc oolithique).	
F 1.6	Packstone à Coraux Tabulés et à Echinodermes	Rares algues Udotacées et Oolithes, Encoides, péloïdes.	?	Peu fréquente	Modéré à intermittente	Peu fréquente	Mauvais		
F 1.7	Grainstones à Oolithes, Bioclaste et échinodermes.	Echinodermes, Rare ; Foraminifère, algues Udotacées, Mollusques.	?	Peu fréquente	Modéré à forte	Peu fréquente	Bon		
F 1.8	Dolomite	Grains de quartz	/	/	/	/	Uni modal	?	

Fig. 66 Evolution verticale du microfaciès de la coupe " Fedj " dans les calcaires d'âge Aptien.

CHAPITRE IV
MODEL SEDIMENTOLOGIQUE

1. Introduction

L'étude pétrographique détaillée des microfaciès nous a permis de délimiter deux ceintures principale de faciès de plateforme ou de rampe carbonatée. L'ensemble des caractéristiques de l'analyse de microfaciès, à été schématisée sous forme de tableau récapitulatif (tableau BS-FEDJ- TK et Faciès globale) qui résume l'évolution verticale des faciès dans les trois coupes, (**Fig. 67**). Pour chacun des ceintures de faciès, nous avons, **09** microfaciès (**MF**) majeurs classé par ordre de bathymétrie (du plus proximale au plus distal). Les faciès de très faibles profondeurs d'eau (faciès supratidaux–intertidaux) passant à des faciès moyennement profonds (faciès subtidaux) puis à des faciès de platier récifal et se limite dans la rampe récifal (au plus proche du platier récifal), nous avons ainsi :

A. ENVIRONNEMENTS LAGUNAIRES RESTREINT A SEMI-RESTREINT "MF 8" ET "MF 9".

Dans la partie superficielle de la plate forme située au de-là zone d'action de dissipation de l'énergie, la circulation marine est arrêtée et des conditions particulières de salinité et de températures s'y établissent empêchant la diversification de la faune et de la microflore algaires. Plusieurs sous environnement sont présents.

Parmi ceux –ci, ce sont surtout un milieu restreint à semi restreint lagunaire, regroupant le microfaciès **8** et **9** (Tableau récapitulatif des microfaciès). Elles sont caractérisées principalement par des wackestones à Orbitolines, ostracodes, Miliolles, des gastéropodes, foraminifères benthiques, et des structures Ovoïdes "Birds eyes". Elles sont aussi associées à des dépôts d'énergie faible à modérée dans des environnements de plus en plus confinés ou restreint à faible taux de sédimentation, constituée par des Mudstone à foraminifères et structures ovoïdes " (Birds eyes)." La matrice micritique bioturbé renferme des ostracodes, Miliolles associées à des foraminifères. Ce type de dépôts caractérisant un environnement Subtidal peu profond évolue vers une aire intertidale avec une salinité croissante et une turbulence faible, (Mudstone en Structures Ovoïdes "Birds eyes" associée à des Miliolles et ostracodes.

On se rapprochant du platier récifal, des sables bioclastiques, pelloïdiques se progradent vers le lagon et constituent des bancs bioclastiques à pseudo oolithes d'arrière récif. Ce sont également des packstones, des Grainstones à foraminifères benthiques et fragments de rudistes.

B. ENVIRONNEMENT DU COMPLEXE RECIFAL (MF-1, 2, 3, 4, 5, 6 et 7)

Représenté par sept microfaciès (**MF**) et définis par deux ensembles, (**Fig. 64**) :

1. BANC OOLITHIQUE AVANT BARRIERE

Identifié par les microfaciès **1**, **2**, **3** et **4**, qui caractérisent un environnement des dunes hydrauliques oolithiques et bioclastiques (Algue Rouge "Rhodophyte", Udotéacées, Fragment de Rudistes, voir tableau récapitulatif de microfaciès). La taille des grains est arénitique (~2mm) à ruditique (>2mm). Le classement et l'usure sont fortement variables. La variabilité de l'énergie produit des structures en bancs oolithique (**MF 1** et **4**), constitués par une bioconstruction, renferment des coraux tabulées, algue "Udotéacées", algue rouge, recoupées

probablement par une zone de transition, constituées par un mélange de faune variable d'arrière barrière et lagunaire (**MF 2 et 3**), et remplis partiellement par des allochèmes grossières (Orbitolines, péloïdes et pellètes.) et par du silt quartzeux. Le milieu reçoit localement une influence marine franche de plate forme externe (Arnaud-Vanneau & Arnaud, 2007), constitué par des tubulures d'annélides, (**MF4, N°3**). Ce sont des milieux qui constituent la seule unité capable de jouer le rôle d'une barrière plus ou moins efficace, constituées par des bio-constructeurs, Algue Rouge « Rhodophyte », d'algues (Dasycladacées, Udotéacées), lamellibranches, Coraux Tabulés, fragment de rudistes.

2. BANC OOLITHIQUE ARRIERE BARRIERE

Regroupant les microfaciès **5, 6 et 7**, caractérisés par des dunes hydrauliques oolithiques à énergie variable, influencé par des allochèmes de milieu peu profond lagunaire, afin de contribué à l'infiltration de la boue et à la micritisation des oolithes, ainsi à l'emplacement intergranulaire des dépôts ferrugineux et siliceux. Les bancs oolithiques, sont pourvue de processus diagénétiques, telle que la stylolisation, les remplacements métasomatique,...etc.

Nous avons remarqué que les trois coupes (BS, TK, Fedj) sont dépourvues de faciès de bassin profond euxinique, ainsi que le faciès supratidal. Nos microfaciès proviennent en effet de la plateforme carbonatée interne du modèle standard de Wilson, 1975 (ceinture **5, 6, 7 et 8**).

3. RECONSTITUTION PALÉOENVIRONNEMENTALE

Les interprétations paléoenvironnementale issues de l'analyse de faciès et de microfaciès d'un environnement Subtidal à intertidal, de plate forme carbonatée, des trois coupes (Fedj, TK et BS), du Dj. Bouarif, Fedjoudj et Tarf, permettent de reconstituer des profils synthétiques de dépôt et de préciser la distribution verticale des principaux éléments (lithogénique, biogénique) le long de ces profils.

3.1. La Coupe Kef Bou Sif (BS) au Dj. Tarf :

À propos de la coupe BS, nous avons pu spécifier les paléoenvironnements suivants :

- 1. Environnement lagunaire restreint à semi-restreint (F-1m, 1t, 2 et 3) ;** de faible profondeur à énergie faible à modéré, caractérisé par des wackestones à Orbitolines et à foraminifère, auxquels s'ajoutent une association faunistique typique de milieu fermé, caractérisées par des Ostracodes et associée à des Miliolles, de rares échinodermes, Gastéropodes et éléments globuleux "Birds eyes",. Le milieu à connaît une lithifaction, constituée par une bioturbation de terrier "ouvert" ou détritivore, renferment un remplissage de microspar. La diagénèse est male définie dans ce milieu, elle est traduit en partie dans ce dernière, par la formation des cavités de dissolutions "Calcisphères", colmatée par une recristallisation de microspar.
- 2. Environnement d'Arrière Barrière (F-4, 5, 6 et 7) ;**
Caractérisés par un cortège typiquement de barrière, constitué par des pseudos oolithes "Bahamite", coraux tabulés, échinodermes, lamellibranches et rostre de bélemnites. Le faciès est associé à des Encoïdes. Les phénomènes diagénétiques

sont bien répandus dans ce milieu, comme en témoignant la rétraction de la matrice micritique accompagnée d'une recristallisation de ciment sparitique, des dissolutions Moldiques suggérant des conditions vadose.

Les processus métasomatique ont eu lieu dans ce milieu, représentés par des substitutions de la sparite à une dolosparite, progressant à partir du faciès N° 5 vers le sommet de la coupe.

Au sommet de la coupe **BS**, le faciès est caractérisé par une Microquartzite surmonté par un faciès en dolosparite. Ce phénomène de silicification pourrait correspondre à une régression au sommet de la coupe.

3.2. La Coupe Theniet el Kebch ("TK ")

Pour la coupe TK, nous avons pu désigner au détriment de l'enchaînement faciologiques, (**Fig. 54**), deux paléoenvironnements constitués par:

1. Environnement de bancs oolithiques "Dune hydrauliques"

Un milieu de bancs oolithiques "Dune hydrauliques" caractérisé par un hydraudynamisme forte à variable, dominé pour la plus grand partie par des oolithes, auxquels s'ajoutent des pseudo oolithes "Bahamites", recevant occasionnellement une influence de milieu calme, composé par la présence d'une microfaune de milieu lagunaire, constitué par des Orbitolines pluri-millimétriques, MCG ainsi que des Lumps "Grapestone" à lithoclastes, ainsi que la micritisation des oolithes et les Orbitolines. La présence des bioclastes typiquement de milieu de barrière telle que les lamellibranches, vers encroutant, algues, témoigne la proximité de ce milieu, ainsi que l'agitation du milieu.

L'une des caractéristiques des bancs oolithiques, que ces dernières, sont de diamètre important, dépassant les **2 mm**, muni parfois de grains silteux, servant comme un nucleus.

L'analyse de la courbe lithologique depuis le microfaciès témoigne que l'évolution du microfaciès est relativement régulier et le milieu à une tendance de ce rapprocher au milieu ouvert. ?

Les phénomènes diagénétiques qui coexiste pour ce milieu, sont limités par une silicification intragranulaires ou dans les nucleus des oolithes, en particulier pour le faciès de **MF 1.4-c**, une compaction pour certains oolithes, mais moins importante, accompagné d'une cimentation précoce moins prononcées.

L'infiltration de la boue pour un faciès oolithiques correspondre à une diminution d'énergie, le plus souvent dans des milieux calme ou d'arrière barrière. Ces périodes d'accalmie sont accompagnées de microfossiles tels que les calcaires à Orbitolines.

Les variations eustatiques apparent pour les oolithes de la coupe **TK "Theniet el Kebch"**, par l'apparition de deux types de ciments ; l'une est munie d'une liseré blanc, fibreux, isopaque et uniforme, traduisant une diagenèse précoce en domaine phréatique marin, alors

l'autre, correspondre à un ciment fibreux ou microstalactitique, (**Fig. 55- E**), associée à une dissolution moldique des bioclastes, qui semble témoignant des conditions vadose. En conséquence, dépôts ferrugineux intragranulaires s'installent au détriment du changement eustatique.

2. Milieu lagunaire :

Le milieu lagunaire est caractérisé par des Mudstone, accompagné d'une association de microfossiles typique pour ce milieu. Les processus diagénétiques sont réparties par la formations de cavité "*Birds eyes*" remplis de dolomie ferrifère idiotopiques.

3.3. La Coupe Fedjoudj (Fedj)

Cette coupe est structurée en trois paléoenvironnements, constituées par :

1. Environnement lagunaire restreint à semi-restreint (F-1.1)

Constitué par un taux de sédimentation faible et une diagénèse faible, représentées par des vacuoles de dissolution, colmaté par une dolomie ferrifère idiotopiques. La microfaune est faible reflète en première lieu les conditions extrêmes de ces milieux.

2. Milieu d'arrière barrière, semi restreint à énergie forte à intermittente (F-1.2, 1.3 et F-1.4).

Les des caractéristiques de ce milieu, l'abondance des microbrèches, sub-arrondis de dimension variable entre (**2-8mm**) munie de figures de compaction, auquel s'interpénètre le long de la stylolitisations un dépôt ferrugineux.

Notons que le cortège constructeur, est représenté par des algues rouges "*Rhodophyte*" qui reflétant les conditions d'hydraudynamisme ayant lieu lors de la sédimentation.

Plusieurs éléments ont étaient réunis, régis par une :

- Une dissolution qui affecte la matrice originellement algaires, donnant naissance à la formation des péloïdes, ainsi que l'abondance de la micritisation ;
- L'élément précurseur à la présence des "*Rhodophyte*", provient que le substrat connaît une abrasion, pour donné naissance aux algues rouge ;
- L'aspect bréchique qui est abondant pour le **MF 1.2**, (**Fig. 60**) donnant des Encoïdes. Le microfaciès est affecté par des influences de milieu calme.

Ces éléments, pourrait être signalés une structuration tectonique synsédimentaires, de l'arrière barrière. En signalant que la dolomitisation est quasi abondant pour certains microfaciès, probablement est à l'origine de l'enfouissement, sous le contrôle d'une tectonique synsédimentaires.

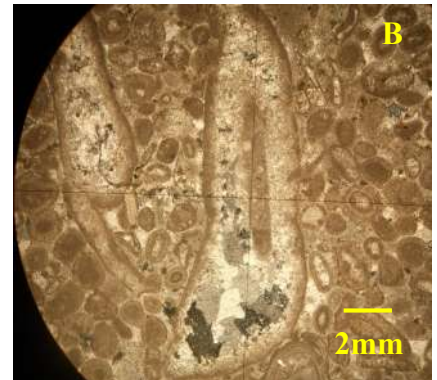
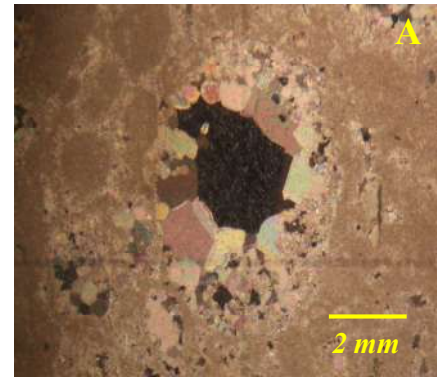
3. Milieu de (barrière Banc oolithique, F-1.5, 1.6 et F1.7)

Principalement constituées par des coraux tabulés et des échinodermes, mélangeant entre elles les faunes marines et celles des milieux semi-restreints, constitués par des Orbitolines très micritisés et renferment des grains de quartz, à l'intérieur des logettes de ces dernières. Il est caractérisé essentiellement par un faciès oolithique formant un système de barre.

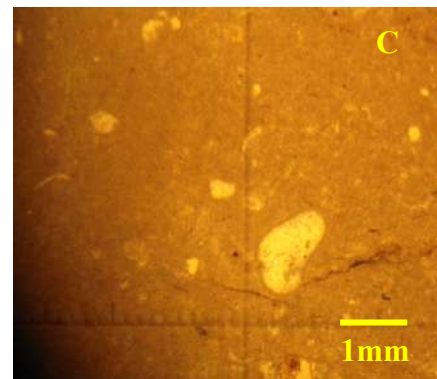
4. ÉVOLUTION DIAGÉNÉTIQUES DES CARBONATES

L'analyse diagénétique est l'étude de tous les processus qui affectent les sédiments après le dépôt et avant d'entrer dans le domaine du métamorphisme (Tucker et Wright, 1990), c'est-à-dire essentiellement les processus liés aux phénomènes physico-chimiques entraînant une modification du substrat sédimentaire, soit par modification de la texture, soit par changement minéralogique. L'analyse diagénétique a été réalisée comme suit :

- a. Une première phase d'observation, réalisée par un microscope Binoculaire des trois coupes (Voir Annexe 3), suivi d'une observation et analyse des microfaciès, afin de mettre en évidence une caractérisation des phénomènes diagénétiques (stylolithes, fractures, bioturbation, processus métasomatique et la porosité). ainsi que les différentes phases de ciments.
- b. Une deuxième phase d'interprétations et de reconstitution des phases diagénétiques.



Grainstone à Oolithes, Bioclastes et Echinodermes.



Wackestones à Encoïdes

Fig. 68

4.1. LES FIGURE DIAGENETIQUES ET LEURS INTERPRETATIONS

4.1.1. A-Ciment

a) Calcite Drusique

Une cimentation drusique représente toujours une phase postérieure à la cimentation fibreuse " Spéléothèmes " sparite drusique. Les cristaux de calcite drusique colmatent une partie ou la totalité de la porosité restante, primaire ou secondaire, (les premiers cristaux sont petits, ensuite leur taille croît au cours du temps vers le centre de la cavité, Boulvain, 2011).

Cette cimentation règne par la présence telle que les éléments globuleux "Birds eyes", leurs taille sur les lames minces, varie de **0.2 à 2mm**.

Le ciment drusique calcitiques (**Fig. 68, A, B et C**) indique le plus souvent un domaine *phréatique météorique*. Ils peuvent cependant être aussi associés à la diagenèse d'enfouissement et en particulier les cristaux de grande taille (>2mm).

b) Ciment syntaxique

Il affecte surtout les débris d'échinodermes et s'est développée en continuité avec le réseau cristallin de l'élément qui l'entoure.

Ce ciment présenté au niveau de faciès d'avant récif (**Fig. 69**) est associé a la Mesogenèse où il colmate la porosité restante.

c) Spéléothèmes

L'une des caractéristiques observées dans le faciès Aptien, que les bancs oolithiques "Dune hydrauliques", sont caractérisées par une cimentation précoce sous forme d'une fine frange isopaque relativement continue (ciment fibreux secondaire de néoformation).

Ces ciments sont très semblables aux Spéléothèmes rencontrés dans les carbonates récifaux. Ces formes rapportées à des phases diagénétiques tardives, (**Fig. 70**)

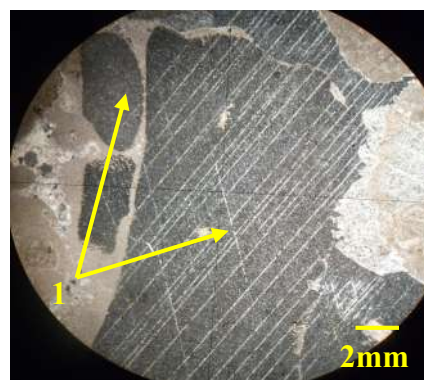
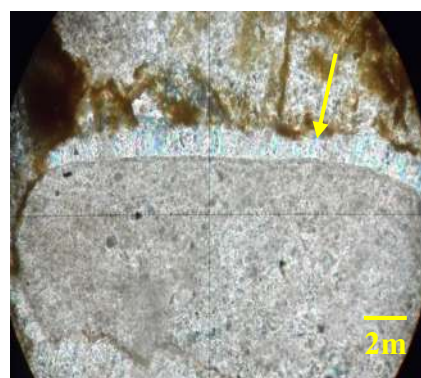
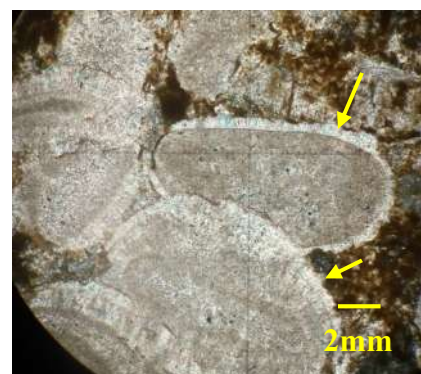


Fig. 69 Packstones à Coraux Tabulés et à Échinodermes



Zoom

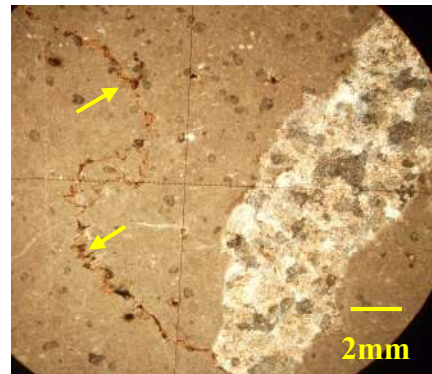
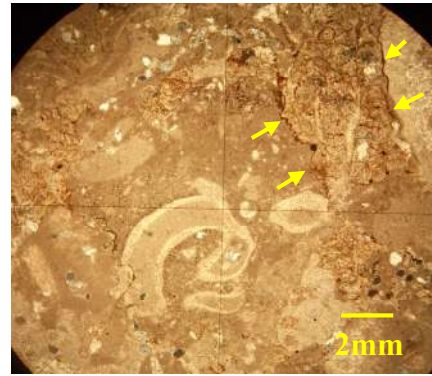
Fig. 70- Faciès Oolithique "Bahamite"



Fig. 71 packstones à débris de rudistes (1 : ciment sparitique)

4.1.2. B-Fracturation (Figures de Compaction)

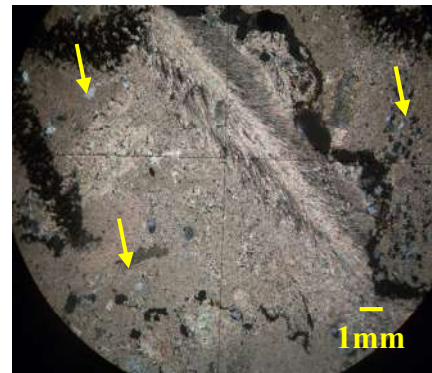
Les fractures synsédimentaires ont été observées dans nos microfaciès sur des fragments de rudistes, mais de façon moins répandue sur l'ensemble de microfaciès. Nous avons remarqué que cette fracturation est bien exprimée, là où les microbrèches sont abondantes, auxquels s'ajoutent des dolomies ferrifères idiotopique. Cette phase de fracturations pourrait être le résultat d'une compaction méso-diagénétiques affectant le sédiment lithifié. Les micro-fractures sont colmatées soit par le sédiment interne soit par la recristallisation de la calcite, (Fig. 71).



(Fig. 72 deux arrangements des joints stylolithiques)

4.1.3. C-Stylolitisation (Figures de Compaction)

La formation des stylolithes sédimentaires (parallèlement à la stratification) est liée à l'enfouissement. La profondeur de formation des stylolithes est mal connue mais elle doit probablement être comprise entre 600 et 900m au moins (Mountjoy & Krebs, 1983, in f. fournier ; 2003).



L'arrangement des stylolithes sur les lames minces, sont représentées par deux figures; sous forme des joints affectant l'échantillon, colmaté le plus souvent par un dépôt ferrugineux, soit sous forme des joints qui circonscire des amas de dolomies ferrifère idiotopique, (Fig. 72).

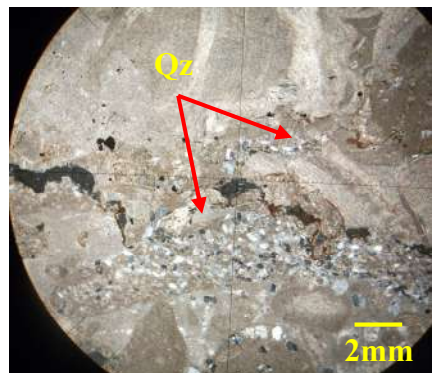


Fig. 73. Silicification et Épigénisation quartz

4.1.4. D-Silicification et Épigénisation par le quartz

Les échantillons omniprésents d'une fraction siliceuse, sont ceux qui sont principalement localisé au niveau de la barrière récifal, sur l'arrière barrière ainsi que les bancs oolithiques. Nous avons remarqué que la distribution de la silicification est répartie selon deux façons ;

- En ce qui concerne l'arrière barrière, les textures packstones, renferment des grains de quartz, relativement disséminée de façon hétérogène, remplissant les logettes des Orbitolines, Encoïdes et péloïdes, (**Fig. 73**). Parfois une dissolution qui s'opère au niveau de la matrice micritique, laissant des vides et qui seront ensuite comblaient par le quartz.
- Alors au niveau de "l'avant récif "pour les bancs oolithique", la silice servant occasionnellement de nucleus pour certaines oolithes, ou parfois intergranulaire. Le milieu reçoit parfois des influences de milieu restreint, représenté par des Orbitolines omniprésent de grains de quartz, au niveau des logettes, (**Fig. 74, A-B-C**).

La silicification et l'Épigénisation par le quartz qui rendre compte probablement, que les milieux, principalement sur le milieu d'arrière récif ou sur les bancs oolithiques, sont influencés par des circulations d'eau relativement chaude ?

4.1.5. E-Dolomitisation

Il est important de noter les principales caractéristiques de la dolomitisation rencontrées dans les différents microfaciès. Essentiellement, elle est bien répandue, pour les microfaciès analysés, dans des environnements d'arrière barrière, et quasiment absente au niveau des dunes hydrauliques.

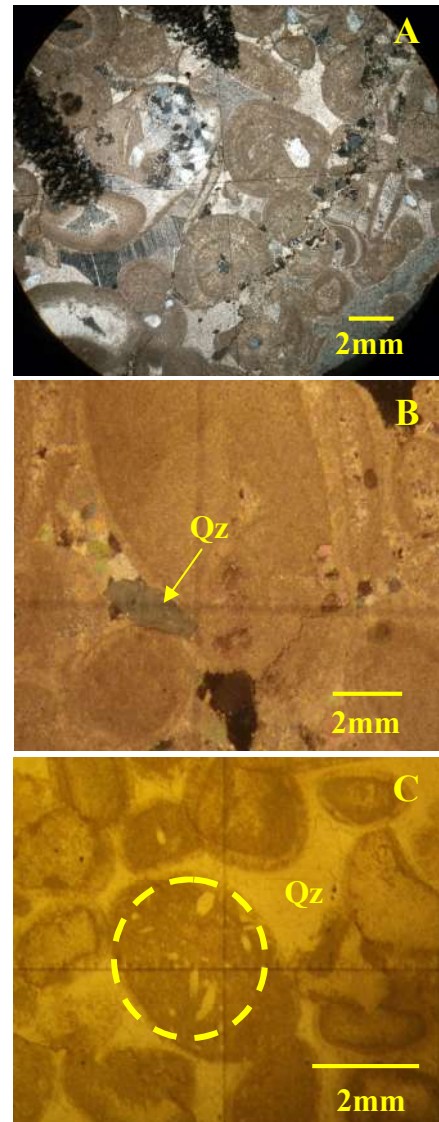


Fig. 74. Silicification et Épigénisation quartz

règne sur les échantillons,

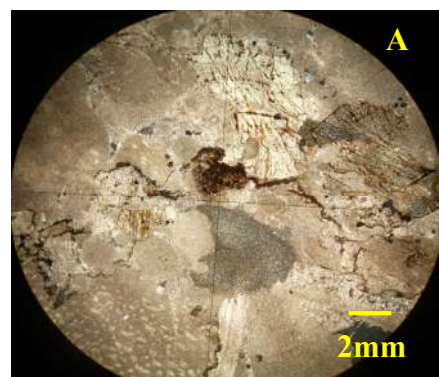


Fig. 75 A. Deux aspects de

A. Au niveau de l'arrière barrière

Cette dolomitisation s'interpénètre le plus souvent, les joints stylolithiques, munie d'un dépôt ferrifères renferment une granulométrie grossière ($\geq 2\text{mm}$). Les cristaux de dolomies sont relativement limpides, tapissé par un enduit ferrugineux, à distribution bimodale.

Il s'agit probablement d'une dolomie ferrifère Idiotope, (**Fig. 75-a**).

Nous les retrouvons aussi, soit sous forme de géodes, lenticulaire ou bulbeux, remplies de dolomite relativement limpide à faible luminescence. Ce remplissage est de type drusique, (**Fig. 75-b**).

Ceci est probablement le résultat d'une dissolution donc création d'un vide suivie d'une précipitation directe de la dolomie.

Ainsi, nous avons aussi une dolomitisation caractérisées par une dolomie limpide à forte luminescence, (**Fig. 76**).

B- Au niveau du milieu restreint lagunaire

Au niveau de ces milieux, la dolomie est représentée, par de petites cavités, remplis de dolomite, de très faible luminescence, tapissé par un enduit ferrugineux et de faible répartition sur l'ensemble du faciès.

En générale, cette dolomitisation n'affecte en particulier que le complexe de barrière (essentiellement le milieu d'arrière barrière), qui représente en grand partie, l'ensemble des microfaciès analysée. Pour cela, les bancs oolithiques et en particulier, le milieu d'arrière barrière, reçoit la plus grand partie de solution dolomitisante, car dans ces milieux, la porosité et la perméabilité sont relativement élevées, ce qui favorisent l'emplacement de différents minéralisations.

En conclusion générale, l'origine de cette dolomitisation pourrait être probablement à deux origines ;

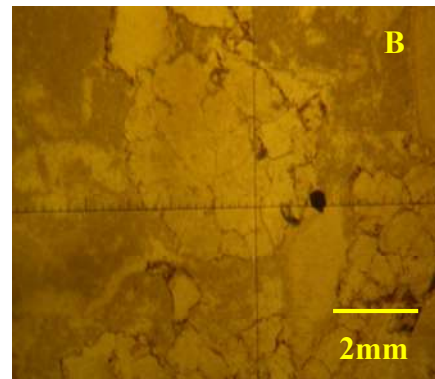


Fig. 75 B

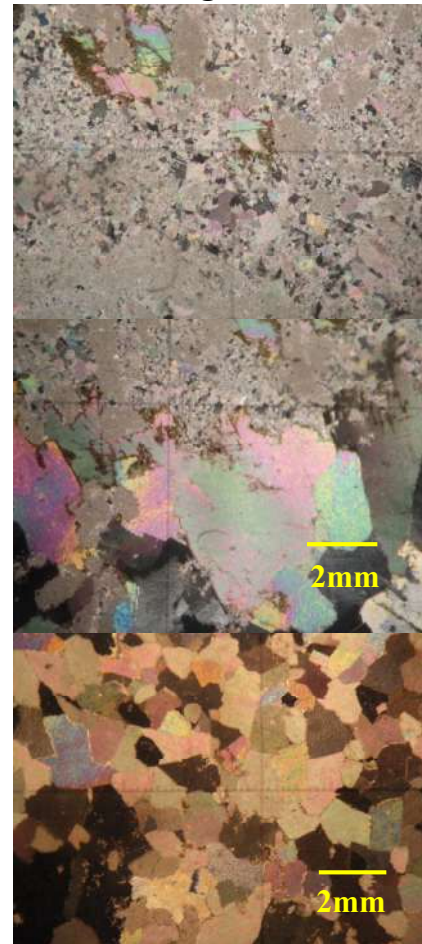


Fig. 76- Contacte Progressive entre une Texture Packstones et une Dolomitisation.

- Une origine précoce ou pénécontemporaine effectuée probablement en milieu phréatique et induit par les eaux d'origine météorique (?).
- Une origine tardive produite en profondeur après l'enfouissement des sédiments originels. Cette dolomitisation probablement formée à partir des venues d'eaux chaudes riches en **Mg**.

4.1.6. F-La bioérosion

Le terme anglo-saxon de « bioérosion » correspond à la dégradation par un organisme d'un sédiment consolidé ou de tout autre substrat induré, par des processus mécaniques ou biochimiques (Frey., 1978, Hamon., 2004). Les structures de bioérosion les plus répandus sont les perforations "Borings".

Ces phénomènes diagenétiques précoce jouent un rôle très important dans les modifications texturales du sédiment.

Les microperforations qui sont visible sur l'ensemble des microfaciès analysés, sont ceux qui se trouvent sur les fragments des rudistes et les lamellibranches, modifiant leurs structures et générant quelque cavité remplis de matrice micritiques, (**Fig. 78 A et B**).

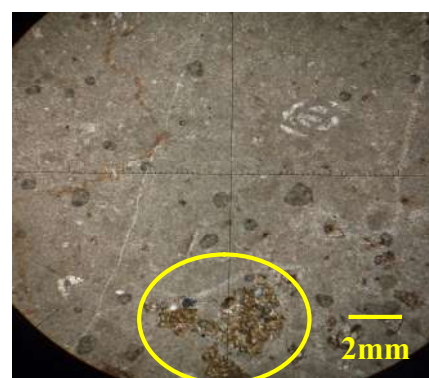


Fig. 77

4.2. SUCCESSION DES PHASES DIAGENETIQUES

La succession des phases diagenétiques des trois coupes, faisant l'objet de cette analyse de microfaciès (**BS, TK et Fedj**), à été basée sur des travaux de Choquette et Pray ; 1970 (f. Fournier ; 2003). Selon ces auteurs, trois grands environnements diagenétiques ont été décelés : **EOGENESE** ; **MESOGENESE** ; **TELOGENESE**. Pour cela, nous avons entrepris une succession verticale des phases diagenétiques rencontrées, (**Fig. 79**) pour l'ensemble des microfaciès réalisés. Les phases rencontrées sont les suivants :

6.2.1. L'Eogenèse (diagenèse précoce)

L'ensemble des processus qui se produisent dans la tranche superficielle des sédiments parcourus par des fluides en connexion avec la tranche d'eau.

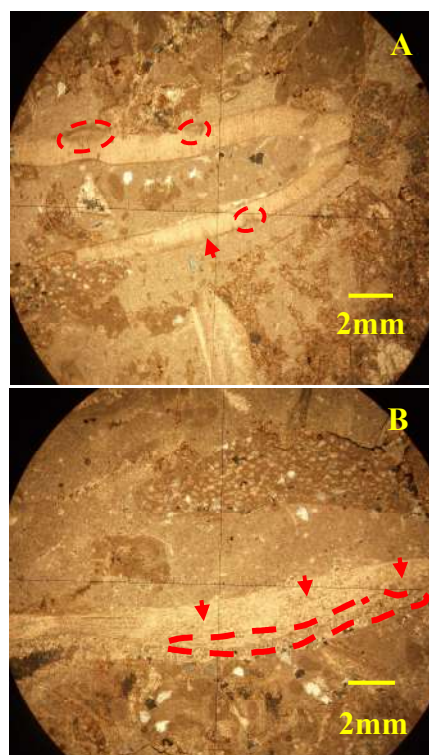


Fig. 78 fragments de lamellibranches et de rudiste partiellement perforés.

Le Ciment: Après le dépôt, un premier ciment fibreux très précoce apparaît beaucoup plus dans les faciès bioclastique où il les a formé des contours clairs.

La micritisation : ce phénomène affecte essentiellement les allochèmes, très répandue au niveau du milieu lagunaire, restreint à semi restreint, voir même l'arrière barrière lorsqu'il reçoit des influences de milieux lagunaire, à cause des tempêtes. Elle contribue à la dégradation de la structure des clastes, qui probablement en relation avec l'activité bactérienne dans le sédiment.

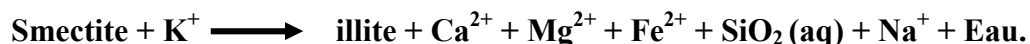
La bioérosion: cette caractéristique a été relativement fréquenté au niveau des différents allochèmes, en particulier les fragments des rudistes et les lamellibranches. En conséquence, des modifications texturales, engendrant des, donnant des petites cavités ou péloïdes.

6.2.2. La Mesogenèse (Diagénèse d'enfouissement)

Elle est liée à l'histoire géodynamique du bassin et regroupe l'ensemble des processus qui prennent en place au cours de l'enfouissement, loin de la zone d'interférence des sédiments et la tranche d'eau. En conséquence de l'enfouissement, un épanouissement sera opéré, engendrons une recristallisation de la matrice en une calcite grossière, associée d'une formation de nombreuses fracturations, joints stylolithiques, auxquels s'interpénètrent un dépôt postérieur, qui pourrait être des oxydes de fer, solution silteuse, dolomitisation...

Parallèlement de cette diagénèse d'enfouissement, affectant nos sédiments, une dolomitisation tardive a eu lieu, en particulier au niveau de l'arrière barrière, caractérisées par une dolomitisation "ferrifères idiotopique".

L'origine de cette dolomitisation tardive pourrait confronter à une activité dynamique de bassin "faille synsédimentaires", jouant le rôle de conduite des solutions dolomitisante, riche en **Mg**, expulsées par compaction des argiles sous-jacents. Selon certains auteurs (Mc



HARGUE et PRICE, 1982 ; CREGG, 1988), la source du **Mg** a été libéré lors de la diagénèse des argiles par la conversion de la smectites en illite selon l'équation générale (Nezzal, 1989):

Une origine tardive produit en profondeur après l'enfouissement des sédiments originels, ce qui rend compte à une circulation d'eau chaud. Il est à remarquer que des analyses isotopiques de l'oxygène pourraient vérifier l'origine de ces eaux dolomitisante.

6.2.3. La Telogenèse (Diagénèse tardive)

L'ensemble des processus qui se produisent lors de la remontée des roches à la surface et qui résultent d'une interaction entre la roche et les eaux météoriques. La diagénèse a été

reflétée par une cimentation calcitiques tardive (Spéléothèmes), une dolomitisation et une Épigénisation de quartz.

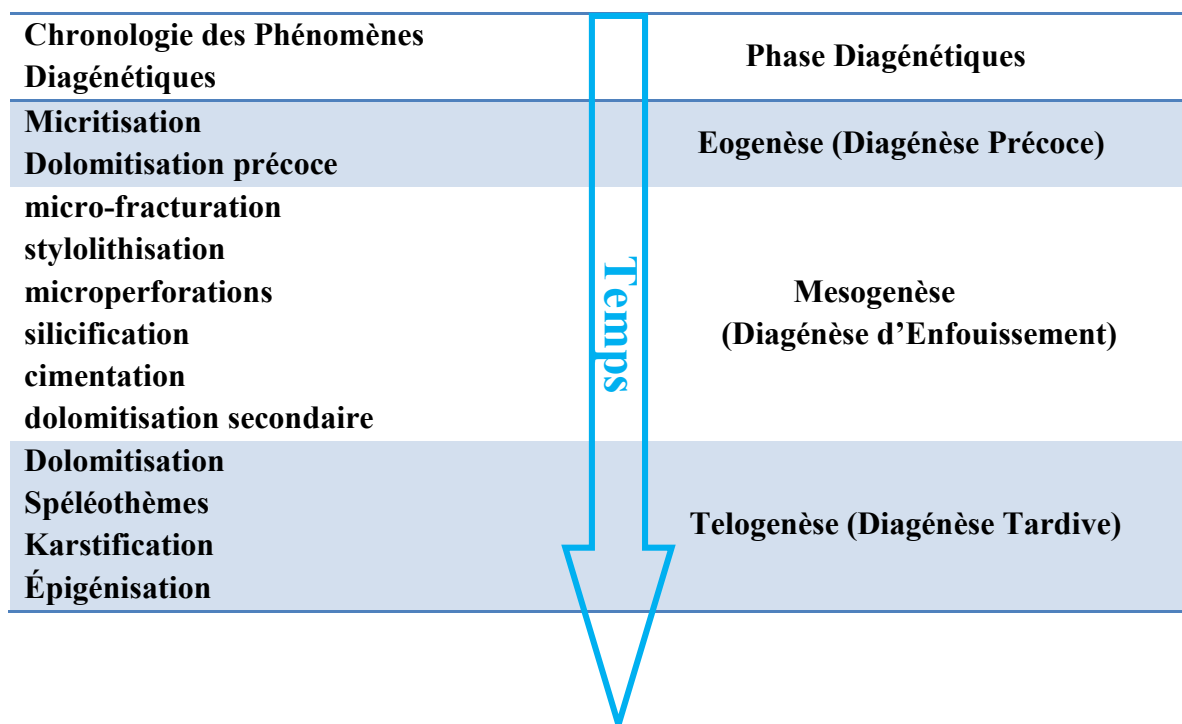


Fig. 79 Succession des Phases Diagénétiques Probable Affectant les Trois Coupes Analysées (BS-TK et FEDJ). BOURAYOU. 2016.

5. CONCLUSION

L'étude sédimentologique et la caractérisation du paléoenvironnements des calcaires de l'aptien au NE de Batna pour les trois coupes, celle de "**BS, TK et Fedj**", nous à révéler de reconnaître neuf microfaciès majeurs qui se regroupent suivant une série bathymétrique décroissante, constitués par:

- Un milieu caractérisé par des bancs oolithiques "Dunes hydrauliques", caractérisé essentiellement par des grainstones à bioclastes et à énergie modéré à forte.
- Un milieu d'arrière barrière, représenté par une texture packstones et grainstones à bioclastes (fragments de rudistes, lamellibranches), munie occasionnellement

de texture micritique et des influences de milieu lagunaire et associé à une faune de milieu lagunaire, servant à la précipitation de la matrice boueuse et à la micritisation des allochèmes. La micritisation des oolithes à eu lieu suite aux influences de milieu lagunaire et donnant des pseudos oolithes "Bahamite". Le milieu est Caractérisé par des microbrèches, une stylolithisation assez abondant, auxquels s'ajoute une dolomie ferrifère idiotopique, circonscrit par des joints stylolithiques. Le cortège siliceux est omniprésent dans ces milieux, provenant probablement d'un milieu émergé, très proche de l'arrière barrière, qui alimente le l'environnement récifal.

- Un milieu lagunaire, restreint à semi restreint représenté par des Mudstone et wackestones à ostracodes et Miliolites, auxquels s'ajoutent des éléments globuleux "Birds eyes" remplis par un ciment microsparitiques et des foraminifères.

Une analyse diagénétique à été opérée dans trois endroit distinct, celle de BS (Kef Bou Sif), TK (Theniet el Kebch) et Fedj (Dj. Fedjoudj) pour neuf microfaciès majeurs, afin de retracer trois stade diagénétiques probable; l'Eogénèse, la Mesogénèse et la Telogénèse. La distribution des faciès diagénétiques est relativement **homogène plus ou moins complexe.**

CHAPITRE V
POTENTIALITES EN HYDROCARBURE

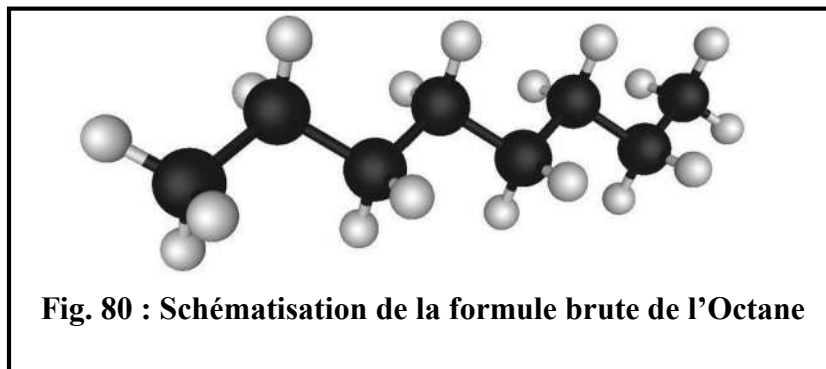
1. Notions de base

1.1. Les hydrocarbures

1.1.1. Définition et classification

Les hydrocarbures sont des molécules organiques exclusivement composées de carbone et d'hydrogène. Ils peuvent être saturés, ils sont alors appelés *Alcane*s, ou insaturés (*Alcène*s, *Alcyne*s et *Composés aromatiques*), tout en présentant une structure linéaire, ramifiée ou cyclique. Les hydrocarbures sont inflammables, à l'image du pétrole et de gaz naturel. Par ailleurs ils ne se mélangent pas à l'eau.

La formule brute des hydrocarbures s'exprime sous la forme C_nH_m où n et m sont des nombres entiers naturels. Par exemple, la formule brute de l'*Octane* est C_8H_{18} (les atomes de carbone sont en noir et ceux d'hydrogène en blanc), (**Fig. 80**).



Les hydrocarbures se rencontrent sous deux formes de gisements : soit à la surface du sol, se sont les indices superficiels, (sources d'huile ou de gaz, accumulation de produits libres ou en imprégnation dans des formations poreuses), soit en gisements plus ou moins profonds enfouis sous la surface du sol.

Il est aussi possible de distinguer les différents types de pétrole selon leur densité, leur fluidité, leur teneur en soufre et autres impuretés (vanadium, mercure et sels) et leurs proportions en différentes classes d'hydrocarbures. Les pétroles sont alors *paraffiniques*, *naphténiques* ou *aromatiques*.

- À prédominance paraffinique : les hydrocarbures linéaires sont les plus abondants ; ces bruts sont les plus recherchés car ils donnent directement une grande proportion de produits légers comme l'essence et le gazole ;
- À prédominance naphténique : avec beaucoup d'hydrocarbures à cycle saturé ;
- À prédominance aromatique : les hydrocarbures présentant un cycle carboné insaturé sont plus abondants

On classe aussi les pétroles selon leur provenance (golfe Persique, mer du Nord, Venezuela, Nigeria), car le pétrole issu de gisements voisins a souvent des propriétés proches.

Il existe des centaines de bruts de par le monde ; certains servent d'étalon pour établir le prix du pétrole d'une région donnée : les plus utilisés sont l'*Arabian Light* (brut de référence du Moyen-Orient), le *Brent* (brut de référence européen) et le *West Texas Intermediate* (WTI, brut de référence américain).

1.1.2. Formation du Kérogène

Les sédiments qui proviennent de l'érosion des continents contiennent une certaine proportion de matière organique qui est transportée et déposée dans les bassins océanique et lacustres ensemble avec les particules minérales. A cette matière organique terrigène s'ajoute celle provenant de la biomasse du bassin océanique ou lacustre, se sont les restes organiques issus de la destruction des algues, des bactéries et des planctons.

L'ensemble constitue " la matière organique sédimentaire " qui, au cours de son enfouissement, sous l'influence de la température se dégrade progressivement et subit des transformations physico-chimiques et biochimiques.

Du point de vue de sa composition chimique, la matière organique sédimentaire se compose de deux fractions distinctes.

- **Le kérogène** : c'est la fraction insoluble dans les solvants organiques comme l'alcool. Le kérogène est constitué de grosses molécules organiques liées les unes aux autres et formant une structure 3D complexe (**Fig. 81, a**). Il s'agit d'un composé solide disséminé sous la forme de filets au sein des sédiments

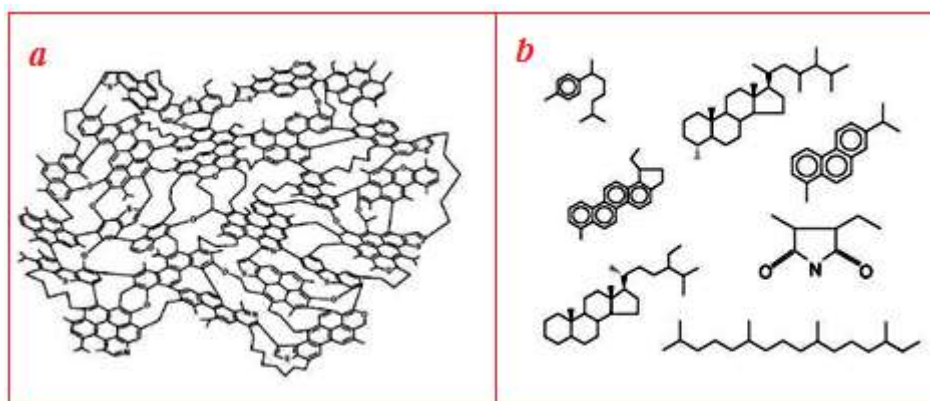


Fig. 81 : Fractions d'hydrocarbures : (a) Modèle structural d'un kérogène (b) Exemples de molécules organiques typiques de la fraction extractible. Béhar & Vandembroucke (1986).

- **La fraction extractible ou lipidique** : c'est la fraction soluble dans les solvants organiques. Elle est composée d'une très grande diversité de petites molécules libres (**Fig. 80, b**).

Selon les valeurs des rapports H/C et O/C, on peut distinguer trois types de kérogène (**Fig. 82**) :

- **Type I** : caractérisé par des valeurs du rapport H/C très élevées alors que les valeurs du rapport O/C sont très faibles. Les paramètres chimiques révèlent un milieu confiné laguno-lacustre ; très restreint (fort degrés d'alcalinité et de salinité), où les conditions de préservation sont très bonnes. Le matériel kérogène de ce type peut être d'origine algaire ou bactérienne (matériel aliphatique). Il est enrichi en lipides par activité microbiologique avant son enfouissement. Ce type révèle un indice d'hydrogène (IH) fort, ce qui témoigne d'un potentiel pétrolier élevé.
- **Type II** : caractérisé par des valeurs du rapport H/C et O/C moyennes. Ce type se rencontre dans les milieux marins confinés. Le matériel de ce type est dérivé du phytoplancton, du zooplancton et des bactéries, c'est-à-dire une matière organique

aquatique Ce type révèle un indice d'hydrogène (IH) moyen à fort, ce qui témoigne d'un potentiel pétrolier élevé mais moins que celui du type I.

- **Type III** : correspond à une matière organique continentale issue de matériel de végétaux supérieurs, et forme de nombreux charbons (lignite, houille et anthracite). Ce type est caractérisé par une riche fraction oxygénée et un faible taux d'hydrogène. C'est à des valeurs du rapport O/C élevées témoignant d'un potentiel en gaz plus important qu'en huile.
- **Type IV** : correspond à un matériel organique continental ou marin très oxydé et remanié. Les valeurs du rapport O/C sont très élevées alors que celles du rapport H/C sont très faibles. Ce type ne forme aucun gisement d'intérêt économique.

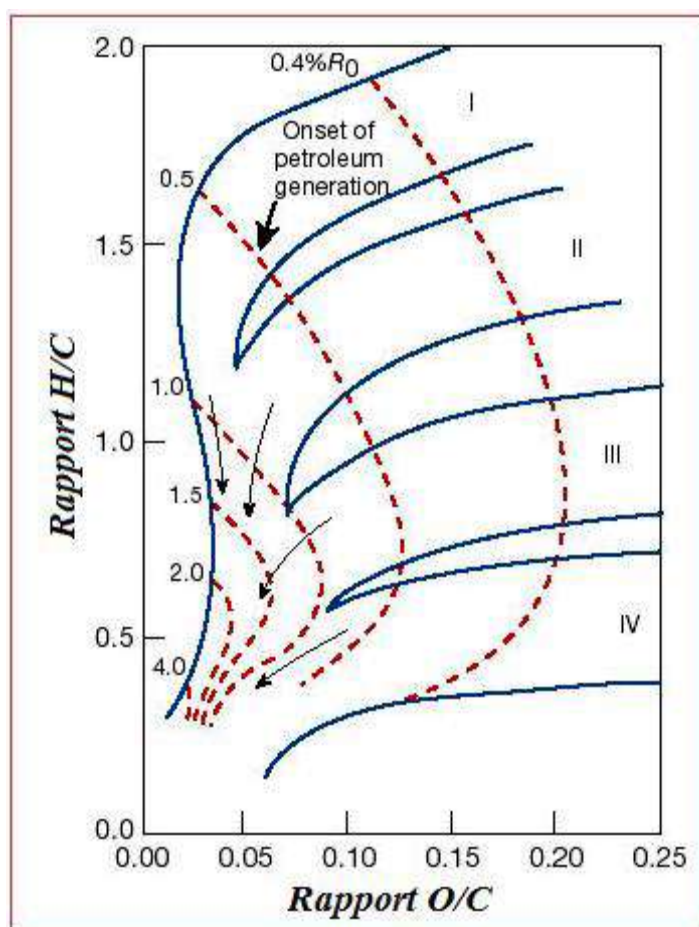


Fig. 82 : Diagramme de Van Krevelen indiquant la composition élémentaire des quatre principaux types

1.1.3. Maturité thermique du Kérogène

Après son accumulation, la matière organique (MO) va subir une évolution contrôlée par la profondeur (l'enfouissement atteint), le gradient géothermique et le temps (l'âge des sédiments). Trois stades sont distingués en fonction de l'intensité du stress subi :

- **La Diagenèse** : se caractérise par une intense activité bactérienne. Les bactéries présentes dans le sédiment sont le principal agent de la dégradation de la matière organique mais l'oxydation et l'hydrolyse jouent aussi un rôle non négligeable dans la

dégradation de la matière organique sédimentaire. L'activité biologique a pour conséquences la fragmentation des biopolymères en biomonomères et la minéralisation (transformation en CO_2) d'une partie de la matière organique.

Pour leur métabolisme, les bactéries anaérobiques vont puiser l'oxygène et l'azote dans les molécules organiques : c'est la « **dégradation biochimique** ». Ceci entraîne le fait que les conditions dans les sédiments deviennent rapidement des conditions anoxiques « **milieu anaérobique** ». La MO perd ainsi dans un premier temps des constituants oxygénés sous forme de CO_2 et HO_2 . Il ne reste alors dans cette dernière que l'Hydrogène et le Carbone qui vont s'associer pour former de nouvelles molécules qu'on appelle **hydrocarbures** ou carbures d'oxygène. Une des premières molécules qui se forme est le « **méthane** » (CH_4) (gaz naturel).

- **La Catagenèse** : correspond au stade où les sédiments connaissent un enfouissement très important, au cours duquel les dégradations passent alors de biochimiques régies par les bactéries, à « **dégradations thermiques** » (régies par l'élévation de la température). Elle débute entre 60 et 120°C (en fonction du gradient géothermique local). Pour une profondeur de 1500 à 4000m.

Du fait de la température, la matière organique devient instable. Certaines liaisons C-C du kérogène et de la fraction lipidique sont rompues, c'est « **le craquage thermique** ». Le kérogène s'enrichit progressivement en carbone au cours de cette étape et les composés lipidiques libres et les produits issus du craquage peuvent craquer à leur tour. Il en résulte une accumulation de composés de bas poids moléculaire (HC légers) qui forment l'huile.

La fenêtre à huile est l'étape au cours de laquelle un maximum de pétrole est généré.

Si la température augmente toujours, l'huile craque à son tour pour générer des composés de plus en plus légers qui sont les gaz humides. La fenêtre à gaz est l'étape au cours de laquelle un maximum de gaz naturel est généré.

- **La Métagenèse** : correspond au stade au cours duquel les transformations se produisent sous l'effet du métamorphisme. Le craquage du kérogène résiduel et surtout du pétrole et du gaz naturel aboutit à la formation de gaz secs, le méthane tardif, (composés d'alcane possédant 1 à 4 atomes de carbone). Dans ce processus, le kérogène résiduel continue de s'appauvrir en hydrogène et sa composition tend progressivement vers celle du graphite (carbone pur dont les atomes forment un réseau cristallin).

1.2. Le système pétrolier

Un système pétrolier est l'ensemble des éléments et processus conduisant à la formation et à l'accumulation d'hydrocarbures dans un bassin sédimentaire. Le timing maturation-piégeage est un point critique des systèmes pétroliers (**Tab.1**).

La présence simultanée de tous les éléments constitutifs d'un système pétrolier (roche-mère, réservoir, couverture, piège) n'est pas suffisante pour son fonctionnement, mais il faut que la roche-mère ait été mature et ait expulsé de l'huile, il faut aussi que les pièges seront déjà formés.

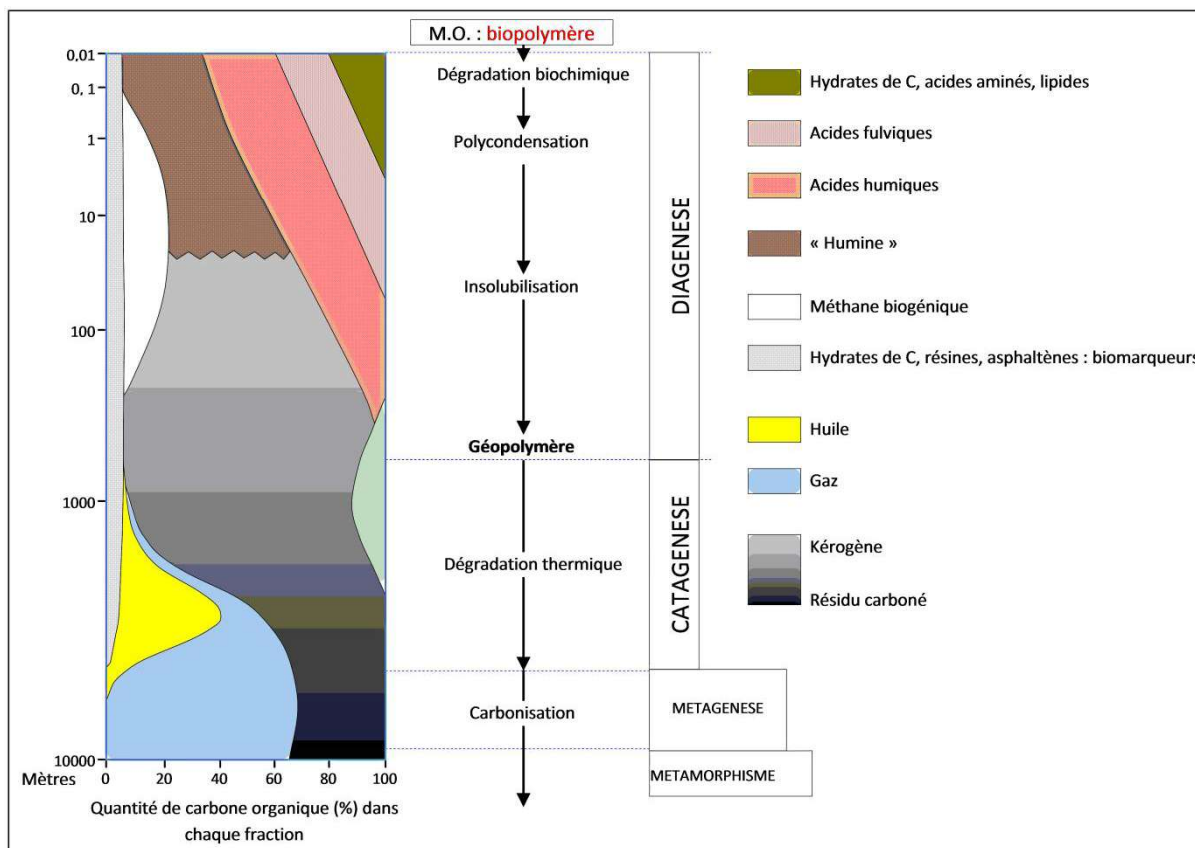


Fig. 83 : Évolution générale de la matière organique en fonction de la profondeur
D'après Tissot & Welte et Edman & Surdam in Baudin, Tribovillard & Trichet

<i>Eléments</i>	<i>Processus</i>
<i>Roche-mère</i>	<i>Génération</i>
<i>Route de migration</i>	<i>Migration</i>
<i>Réservoir</i>	<i>Accumulation</i>
<i>Couverture</i>	
<i>Piège</i>	<i>Préservation</i>

Tab. 1 la maturation éléments-processus dans un système pétrolier.

1.2.1. La roche mère

Une roche mère est un sédiment renfermant une certaine quantité de matière organique et ayant donné des quantités appréciables d'huile ou de gaz par extension (**Fig. 84**).

1.2.1.1 Méthodes de reconnaissances des roches mères

Il existe plusieurs méthodes pour la reconnaissance des RM, on peut citer :

- **Méthode d'extraction du COT** : (Carbone organique total) : le dosage du **COT** s'effectue sur des échantillons par combustion au four à induction. La répartition verticale des taux du **COT** dosé au droit des formations argileuses, permet le repérage des niveaux riche en **MO** sur des logs géochimiques.
- **Méthode de pyrolyse Rock-Eval** : un échantillon de roche mère sera chauffé dans l'appareil Rock-Eval, sous un courant inerte d'hélium où on reproduit à des températures de Pyrolyse (300°C-600°C) (**T° max**), le craquage thermique qui intervient aux environs de 70°-150°C dans les bassins sédimentaires. L'échantillon est soumis tout d'abord à 25°C, pour calculer la quantité des HC libres dans la roche mère (pic S1). A 600°C le kérogène est craqué est libère des HC (picS2) et du gaz carbonique (pic S3). La T° max enregistrée au pic S2 est un indicateur du degré de maturation de la roche mère. (**Fig. 84**).
- **Méthodes optiques** : consiste à mesurer le pouvoir réflecteur de la vétrinite (**PRV**). L'objectif de cette méthode est l'estimation de l'état de maturation de la roche mère. Voir (**Tab. 2**) ci-dessous :

PRV			
Fenêtre immature	Fenêtre d'huile	Fenêtre à condensat	Fenêtre à gaz sec
0-0.5	0.5-1	1-1.35	1.35-3
Diagénèse	Catagenèse		Métagenèse

Tab.2 la relation PRV/phase de maturation

1.2.1.2. Paramètres de caractérisation des roches mères

Les RM, sont caractérisées par des paramètres bien définis, qui témoignent de leurs degrés de maturation et de leurs richesses en MO, Voir (**Tab. 3-a, b, c**) :

- **COT** : c'est la teneur en carbone organique total, exprimé en (%) du poids de la roche.
- **S1** : (mg HC / g de roche) : la quantité des hydrocarbures liquides ou gazeuses à l'état libre de la roche.
- **S2** : (mg HC / g de roche) : la quantité des hydrocarbures libérées par le Kérogène aux cours de la pyrolyse.

- **S3** : (mg HC / g de roche) : la quantité de gaz carbonique libéré par le kérogène aux cours de la pyrolyse.
 - **IH** : (mg HC / g de COT) : index d'hydrogène correspond à **S2** rapporté au **COT**.
 - **IO** : (mg HC / g de COT) : index d'oxygène correspond à **S3** rapporté au **COT**.
 - **T° max** : (C°) : température de Pyrolyse, c'est la température expérimentale atteinte au maximum du pic **S2** du programme.
-
- **IP** : indice de production, calculé suivant la formule suivante : $S1 / (S1+S2)$.
 - **PP** : c'est le **potentiel pétrolier** (mg HC / g de roche), calculé suivant la formule suivante : $PP=S1+S2$.

COT (%)				
Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0.01-0.20	0.21-0.50	0.51-1.00	1.00-3.00	>3.00

Tab.3-a

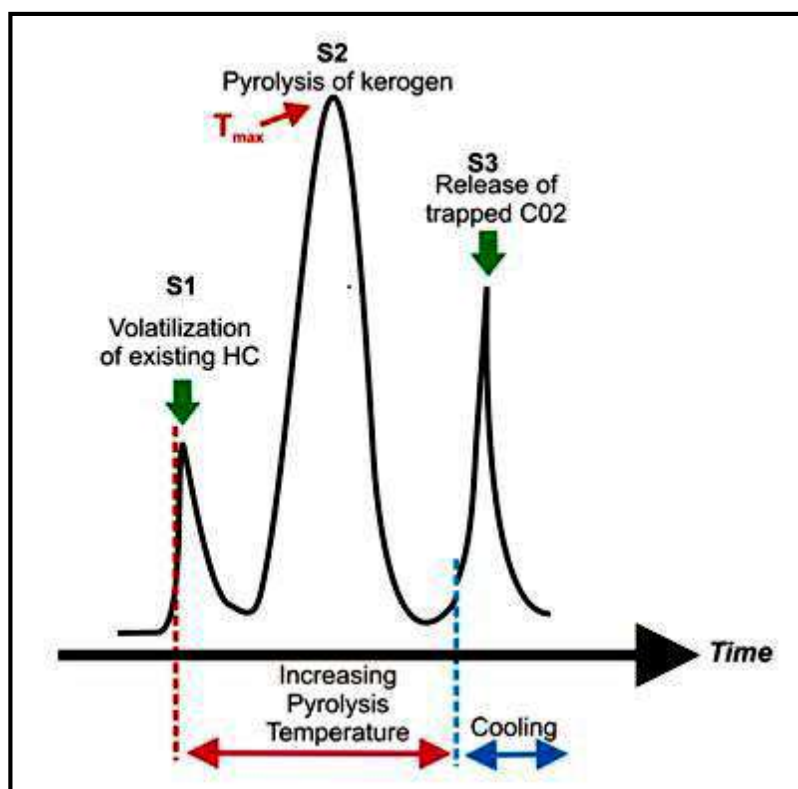


Fig. 84 : Pyrolyse programmé, exemple d'un pyroprogramme

IH (mg HC / g de COT)				
Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0-50	51-100	101-300	301-600	>600
Tab.3.b				

IO (mg HC / g de COT)				
Très pauvre	Pauvre	Moyen	Riche	Très riche
0-50	51-100	101-200	201-400	>400
Tab.3-c				

1.2.2. La migration primaire

Pour constituer des gisements, il est nécessaire de mobiliser les hydrocarbures contenus dans la roche-mère, compacte et imperméable. Ils migrent alors vers la future roche-réservoir. Ce phénomène est lié probablement à une augmentation de pression dans la roche mère au cours de son enfouissement. Cette migration correspond le plus souvent à une infiltration lente à travers des roches plus ou moins poreuses ; mais peut aussi se faire par circulation dans des fissures ouvertes (**Fig. 85**).

1.2.3. Roches réservoirs

Appelée aussi roches magasins, elles sont toutes les roches susceptibles de contenir ou d'accumuler des hydrocarbures et dont on peut les en extraire par sondages. Leur détermination présente un grand intérêt pour l'exploration pétrolière.

Les réservoirs sont des roches présentant des vides, pores ou fissures, reliés entre eux et dans lesquels peuvent circuler et se rassembler des fluides. Leurs caractéristiques pétrophysiques s'expriment fondamentalement en termes de porosité et de perméabilité, dont les relations sont souvent complexes.

Quant à la nature de la roche magasin, il peut s'agir d'un grès, d'un calcaire bréchiq ou dolomitique. Les caractéristiques pétrophysiques des réservoirs sont la porosité et la perméabilité.

1.2.3.1 La porosité

C'est le volume poreux d'une roche généralement très hétérogène à l'échelle microscopique. Les vides intergranulaire qui prennent une forme de plus en plus aplatie avec la compaction présentent des formes irrégulières et sont reliés entre eux par des goulets et des canalicules étroits, tortueux et complexes.

Elle correspond au volume relatif des vides présents dans la roche et peut être mesurée de la façon suivante :

Pt (%) = Volume des vides / volume total de la roche x 100.

Cette porosité totale peut se décomposer en :

- **Pe** (porosité efficace) : c'est la quantité de liquide contenu dans une roche, ou quantité de liquide mobile.

- **Cr** (capacité de rétention) : c'est la quantité du liquide liée aux particules et/ou capillaire.

La porosité totale est la somme de ces deux composantes ;

Pt = Pe (porosité efficace) + Cr (capacité de rétention).

Plus les particules sont de petite dimension, plus la composante "**Pe**" diminue et donc plus la composante "**Cr**" augmente.

En domaine pétrolier, la porosité est déterminée soit par l'interprétation des diagraphies, et est mesurée dans les sondages, soit par techniques visuelles au laboratoire. On peut définir deux types de porosité, primaire et secondaire.

La première (**$\phi 1$**) est la porosité intergranulaire obtenue lors du dépôt des sédiments, la seconde (**$\phi 2$**), c'est le résultat des processus diagénétiques, tels la fissuration, dissolution et fracturation.

1.2.3.2. La perméabilité

C'est l'aptitude d'une roche à se laisser traverser par les liquides. Elle correspond à la vitesse à laquelle ce liquide circule au sein d'elle. Elle s'exprime par le symbole (**K**), avec, unité de mesure **Darcy**.

La porosité intervient dans la perméabilité, elle détermine l'espace poreux par lequel circule le liquide, si les pores sont grands, on aura une perméabilité élevée et le contraire est vrai.

1.2.4. Migration secondaire

De faible densité, le pétrole expulsé a tendance à remonter jusqu'à la surface en s'échappant très lentement à travers les couches sédimentaires perméables qui jouxtent la roche mère,

En général, la migration secondaire du pétrole n'est pas arrêtée par un obstacle. Le pétrole finit par atteindre les premiers mètres du sol, où il est dégradé en bitumes sous l'action de bactéries. Les combustibles fossiles produits sont alors des pétroles dits « lourds » ou « extra lourds » et des sables bitumineux. Ils peuvent être utilisés comme des indices de surface pour détecter un bassin sédimentaire susceptible de contenir du pétrole, lors de prospections réalisées par l'industrie pétrolière.

1.2.5. Les roches couvertures

Au cours de leur déplacement (migration), les HC rencontrent une barrière imperméable qui les empêche de continuer leur course. C'est cette barrière infranchissable qui constitue la « roche-couverture » et contraint l'accumulation des hydrocarbures dans la roche poreuse perméable dite roche-réservoir. Elles sont généralement représentées par des argiles et des

marnes ou même des évaporites, roches salines, et qui sont les plus efficaces, imperméables aux gaz et à l'eau également (**Fig. 85**).

Les caractéristiques pétrophysiques des roches couvertures sont essentiellement la non-perméabilité et la plasticité.

- La non-perméabilité est déterminée principalement par une pression d'entrée très élevée, et dans tous les cas plus élevée que celle des couches voisines. Cette forte pression d'entrée est liée à des pores très fins entraînant des forces capillaires très importantes ; souvent à des pressions de fluides interstitiels de très forte valeur ; au champ des contraintes.

- La plasticité permet à la roche de conserver ses propriétés de couverture à l'issue de déformations structurales notamment.

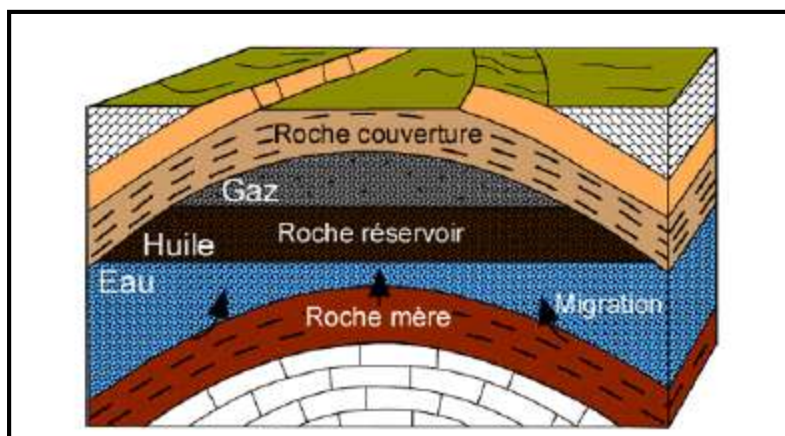


Fig. 85 : Modèle d'un système pétrolier

1.2.6. L'accumulation et piégeage des hydrocarbures

Le réservoir a la capacité d'accumuler de grandes quantités d'hydrocarbures. La couverture stoppe leur remontée vers la surface. Mais c'est insuffisant pour que s'accumulent des hydrocarbures et que se forme un gisement de pétrole ou de gaz.

En effet, arrivés sous la couverture, ces hydrocarbures se glissent dans les espaces où ils peuvent continuer leur remontée, dans tous les points de fuite. Il faut donc un volume fermé important afin que s'accumulent des hydrocarbures en quantité suffisante pour qu'ils soient exploitables de manière rentable.

Ce volume fermé s'appelle **un piège**. Il est créé par des déformations des couches rocheuses. Plus son point de fuite est bas par rapport à son sommet, plus vaste est le piège.

Un piège rempli d'hydrocarbures peut, suivant les cas, contenir du pétrole seulement, du gaz seulement ou les deux. S'il y a du pétrole et du gaz, le gaz, plus léger, se rassemble au sommet du piège et le pétrole se place en dessous.

Il faut retenir que, pour une accumulation de pétrole seul, d'importantes quantités de gaz sont tout de même dissoutes. Et que les accumulations de gaz seul contiennent toujours une fraction de liquides légers, qu'on appelle le condensât.

Les pièges de pétrole se distinguent de la manière suivante selon les types de fermetures ;

1.2.6.1 Les pièges structuraux

Se sont des pièges dont la couverture et le réservoir forment une concavité tournée vers le bas. Les plissements et les failles forment principalement les limites des gisements. (Fig. 86, 87)

- **Les pièges anticlinaux** : se sont les sites préférés pour l'accumulation du pétrole et de gaz naturels.

Ces voûtes anticlinales constituent 75 à 80% des gisements reconnus dans le monde, ils sont les plus fréquents et les plus efficaces. Les anticlinaux sont rarement aussi réguliers en profondeur et des disharmonies sont fréquemment mises en évidence par des sondages. Ces disharmonies sont principalement dues à des accidents tectoniques à des variations d'épaisseur ou à des phénomènes des discordances.

- **Les pièges sur failles** : qui sont assez nombreux (7%) mais ne sont pas généralement des pièges importants, ils présentent 1 à 2 % des réserves. Les plans de faille recoupant une série stratigraphique peuvent soit servir de migration, soit constituer des fermetures imperméables.
- **Les pièges à structure intrusive** : tels les dômes de sel et les diapirs. Le dôme de sel présente une structure allongée ou circulaire ou perçante comme c'est le cas de diapirs.

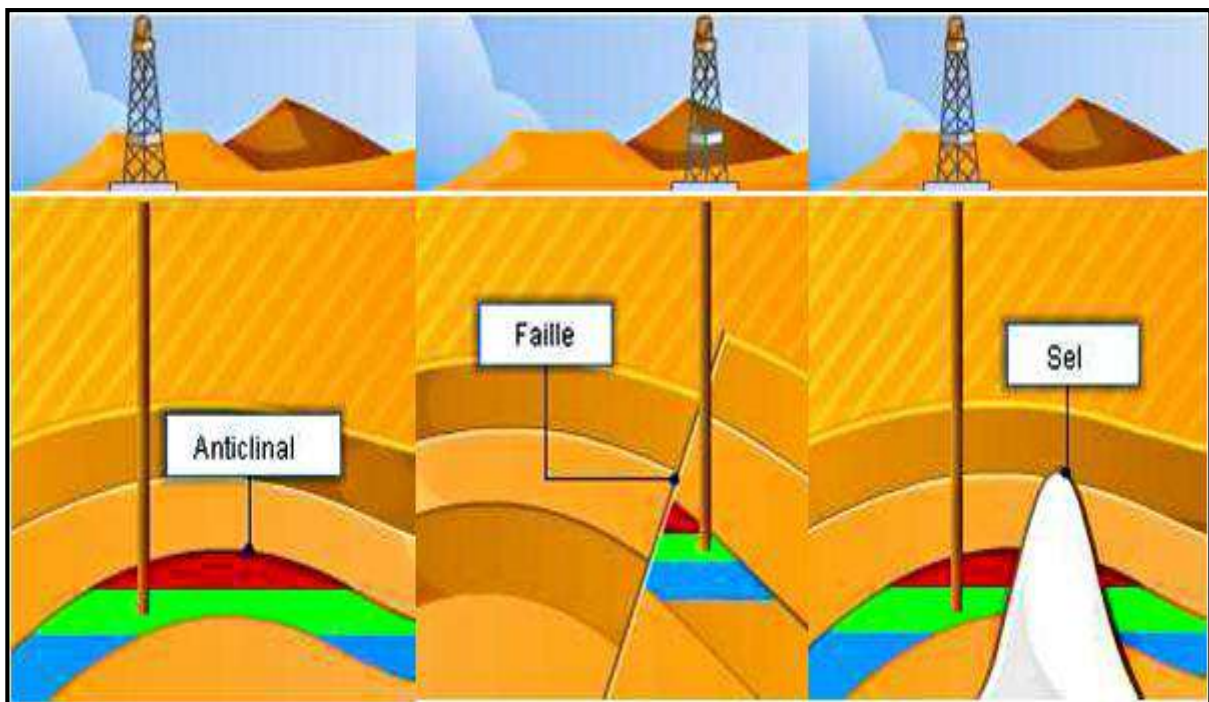


Fig. 86 : Différents types de pièges structuraux

1.2.6.2 Les pièges stratigraphiques

Se sont des pièges liés aux dépôts en bordures de paléo-pentes, situées dans la zone de transition entre le domaine marin restreint et ouvert. Ces domaines pourraient correspondre à des faciès de haute énergie et être de bons réservoirs, (Fig. 87).

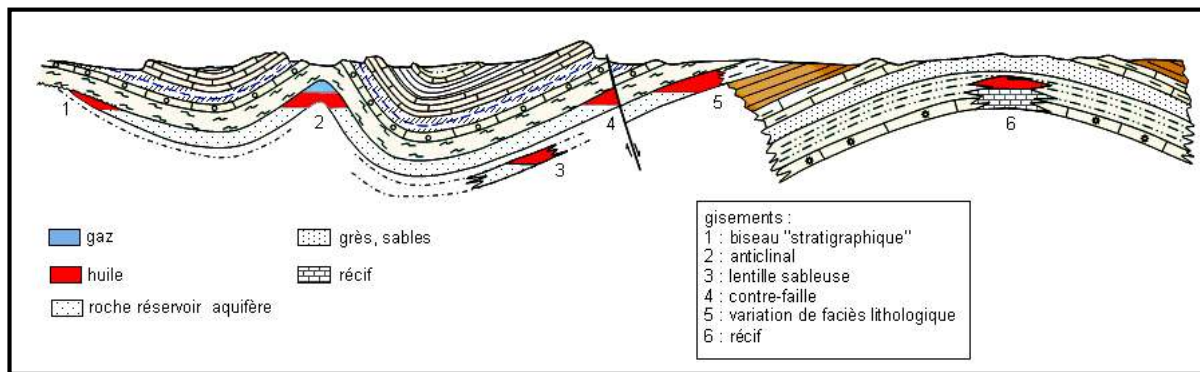


Fig. 87 : Coupe schématique de pièges stratigraphiques et structuraux

1.2.7. La préservation des hydrocarbures

Une fois bien installés dans leur piège, les hydrocarbures ne sont pas complètement à l'abri de changements. On sait que l'oxygène et les bactéries sont des éléments qui défavorisent leur conservation.

Or, lorsqu'une accumulation de pétrole se trouve trop près de la surface, des eaux de pluie finissent toujours par entrer en contact avec elle. Cette eau lui apporte de l'oxygène et des bactéries voraces qui commencent à l'attaquer provoquant une diminution très importante de la proportion des hydrocarbures liquides légers et moyens, ainsi qu'une libération de gaz.

Au bout d'un certain temps, il ne restera plus que des hydrocarbures lourds et visqueux, difficiles à exploiter, et s'il ne s'est pas échappé, du gaz moins intéressant pour nous que le pétrole initial. Ce dernier aura subi une dégradation profonde.

Les bactéries qui sont responsables des altérations ne peuvent pas survivre à une température supérieure 50/55°C. Le pétrole reste donc à l'abri tant que la température reste supérieure à cette valeur.

D'une manière générale, on peut dire qu'il faut commencer à s'inquiéter pour des accumulations d'hydrocarbures situées à moins de 1000 m de profondeur.

Les accumulations situées plus en profondeur ne sont pas pour autant à l'abri de bouleversements. La menace est cette fois celle de mouvements des roches. L'activité tectonique peut détruire le piège, en réduisant fortement sa fermeture, voire en l'annulant, soit le plus souvent, en brisant la couverture par des fractures ou des failles dans lesquelles les hydrocarbures piégés vont s'engouffrer et s'échapper.

2. SYSTEMES PETROLIERS POTENTIELS DU NORD DE L'ALGERIE

L'identification du système pétrolier dans la zone étudiée, sera basé sur les travaux d'exploration réalisés par la SONATRACH dans des endroits proches de notre terrain d'étude. Pour cela, la définition des paramètres pétrophysiques pour les calcaires de l'aptien que se soit au niveau Dj. Bou Arif, Fedjoudj, Tarf ou en dehors des ces affleurements, servira à définir un certain nombre de repère présentant des caractères de continuités régionale, comparable aux calcaires aptienne, (**Fig. 88**).

L'ensemble étudié fait partie du domaine atlasique. Différents systèmes pétroliers sont reconnus dans le domaine minier nord algérien. La (**Fig. 89**) résume la répartition des différents systèmes pétroliers dans la série du Mésozoïque.

De nombreuses roches mères ont été identifiées dans les formations carbonatées du Crétacé, particulièrement le Crétacé moyen à supérieur. Elles sont principalement les roches mères : **Vraconienne, Cénomanienne et Turonienne**, différentes par leurs caractéristiques géochimiques et leurs degrés de maturation. En conséquence, notre approche tente à évaluer le potentiel en hydrocarbure des calcaires d'âge aptien susceptibles de constituer une roche mère ou réservoirs dans le domaine atlasique.

Afin de mieux comprendre le potentiel pétrolier et le niveau roche mère ou réservoir, nous avons utilisé les résultats bruts de l'analyse géochimique déjà effectuée par la méthode de Pyrolyse Rock- Eval à travers les puits de Dj. Amrane (AMR), AMK-1, Dj. Fedjoudj, JHF-1. (Djahfa au sud de Khenchela), MKN, GE et SER.

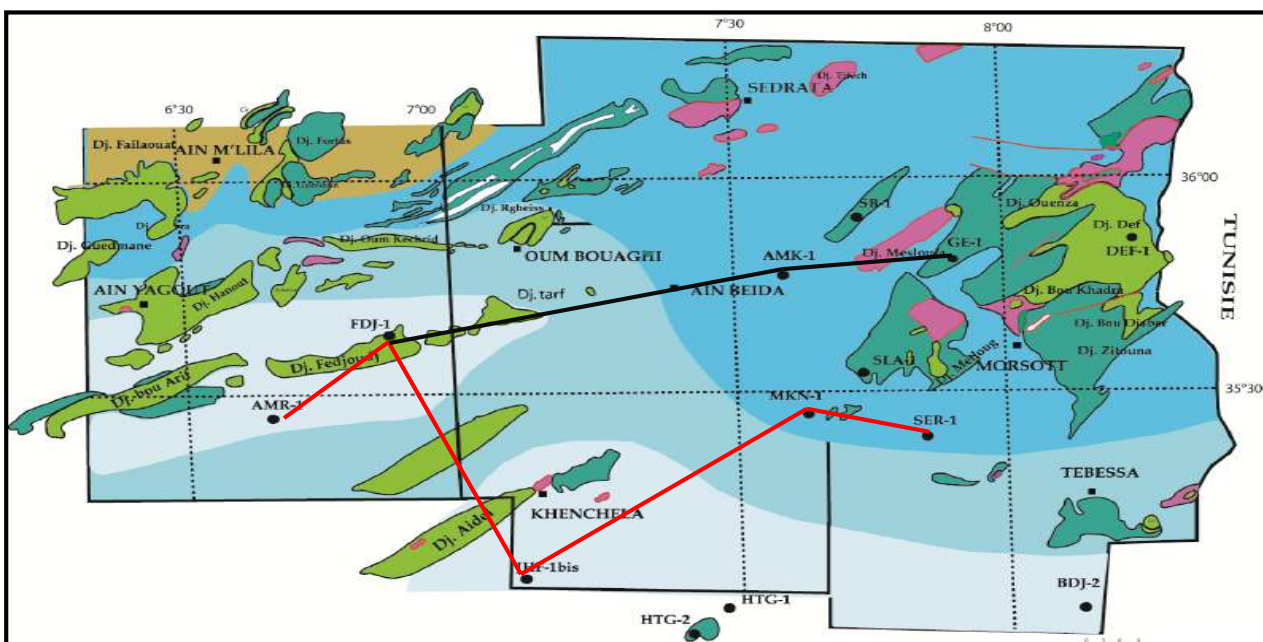


Fig. 88 Localisation des puits réalisés antérieurement dans le bassin atlasique, Chacha., (2012).

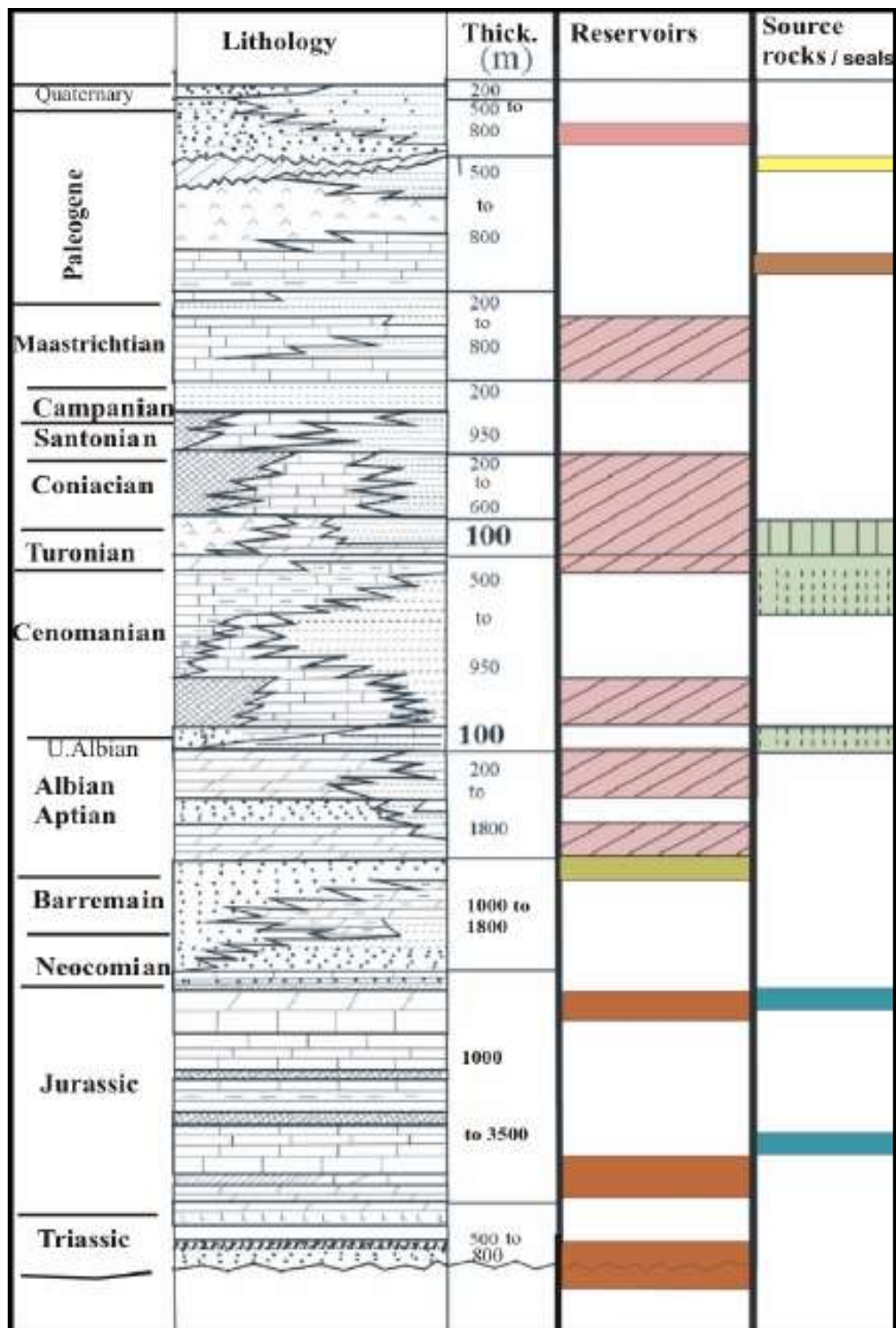


Fig. 89 Les différents systèmes pétroliers du domaine minier Nord algérien de la série Méso-Cénozoïque (Bracène 2002).

2.1. Caractéristiques géochimiques des niveaux Roches mères :

Les travaux de sub-surfaces (sismiques-diagraphies) et forages pétroliers, et les corrélations effectuées entre les différents sondages (AMR, FEDJ, JHF-1, MKN-1, GE-1, SER-1) situés aux alentours de notre terrain d'étude et au niveau des zones avoisinantes (sud-est constantinois), font apparaîtraient un certains nombres de repères présentant des caractères de continuité régionale servant à établir en première ordre, une relation faciologiques avec les calcaires d'âge aptien et la couverture en deuxième ordre.

2.1.1. La roche mère de l'Albien supérieur (Dj. Amrane)

A. Description lithologiques

La roche mère vraconienne est généralement représentée par des marnes et des marno-calcaires gris à gris noir, renfermant des échinodermes, des lamellibranches, des gastéropodes et des foraminifères planctoniques. Les épaisseurs varient entre 4 à 31m.

L'Aptien au puits **AMR-1** est représenté par un ensemble d'alternance de dolomie gris-brun, cristalline parfois gréseuse et argileuse et de calcaires gris-blancs argileux avec dominance des calcaires et des dolomies, pour un épaisseur environ de 400m, pauvre en éléments micropaléontologiques, seulement quelque foraminifères formés de section d'Orbitolines mal conservés, pelletes, radioles et textularidés sans intérêt particulière.

B. Caractéristiques Géochimiques

La **MO** contenue dans cette roche est de type **II** appartenant à un faciès marin à influence continental. Le (**Tab. 4**) résume les paramètres géochimiques des niveaux retenus comme étant roches mères. On remarque sur la (**Fig. 90**) une richesse en **COT**, avec des valeurs appréciables atteignant **2,43 %** ? au niveau de Dj. Amrane. Le pic S2, IH (indice d'hydrogène) et le PP étant considéré faible. Par extrapolation, au nord et au sud de Dj. Fedjoudj la richesse en COT varie pour une valeur moyenne entre **0.16 à 0.84%**, (**Fig. 90**), ce qui correspondre à des valeurs moyenne en COT pauvre à moyenne.

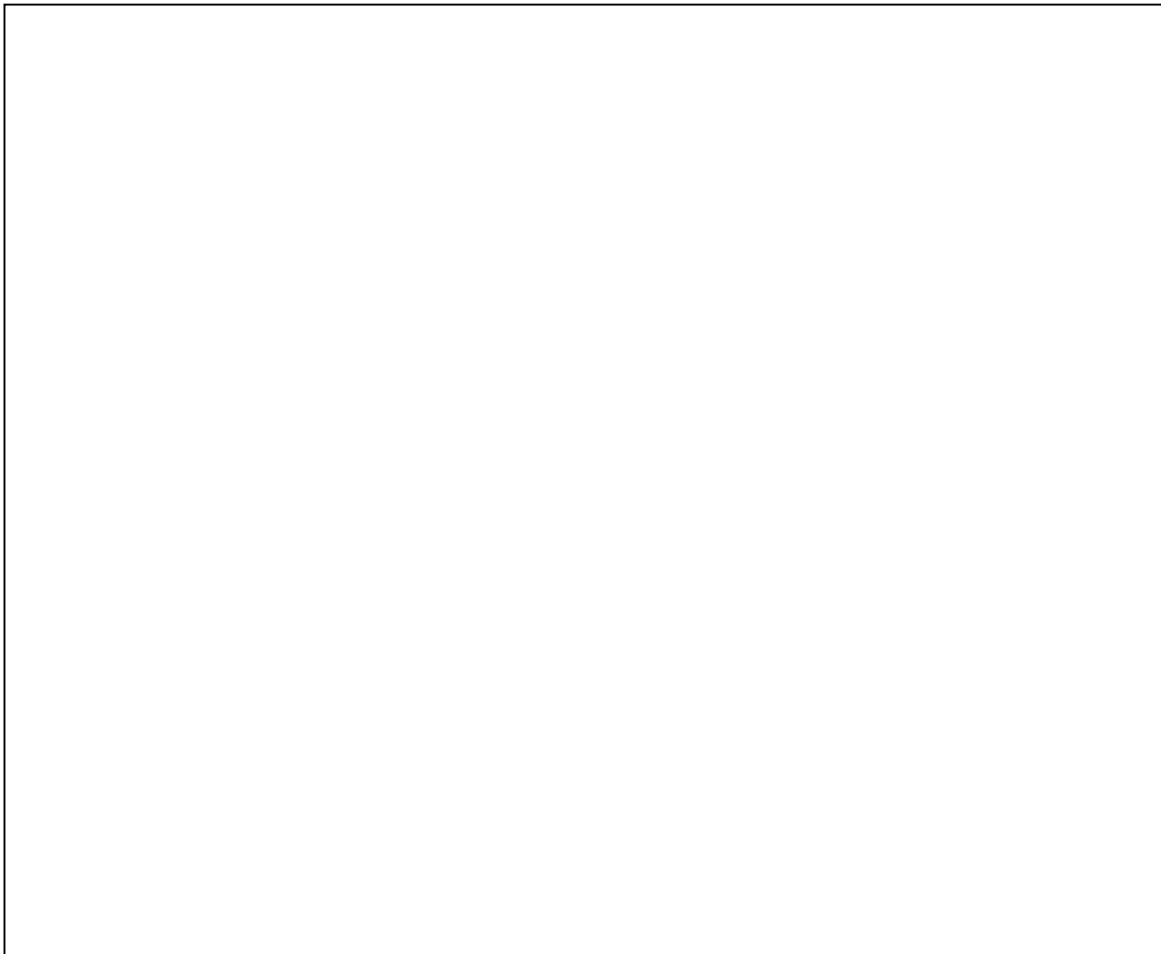
Position	COT (%)			S2 (mg HC/g de roche)			IH (mg HC/g de COT)			PP (mg HC/g de roche)		
	min	max	moye	min	max	moye	min	max	moye	min	max	moye
/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/

Tableau 4 : Caractéristiques géochimiques des niveaux des roches mères de L'Albien supérieur.

C. Etat de maturation

Les indices **IH/IO** de l'Albien sont généralement faibles, ce qui traduit un état d'évolution avancé de la **MO**, cet état est confirmé par les T max qui sont corrélable avec les indices d'hydrogène et d'oxygène. Les T° max enregistrées varient d'une région à une autre, ainsi se dessinent trois zones de maturation différentes (**Fig. 91**) :

- 1- Une zone mature à huile : se situe au nord du périmètre et au SE au niveau de Dj. Bou Roumane et Bou Djellal.
- 2- Zone mature à condensat : se situe au sud (JHF-1 bis, HTG-1 et 2). Au niveau du puits AMR-1, les deux valeurs enregistrés de T max placent ces niveaux roches mères dans un état Huile/Condensat et par extrapolation cette zone continue au sud de AMK-1 jusqu'au sud de Dj. Azreg.
- 3- Zone à gaz : occupe la partie centrale du périmètre suivant, l'axe MKN-1 SER-1 SLA-1 GE-1 et DEF-1. On remarque que la zone à gaz par extrapolation continue jusqu'au nord et au sud du massif de Fedjoudj et la terminaison **NE** de Dj. Bou Arif.



2.1.2. La roche mère du Cénomanién

A. Caractéristiques lithologiques

Il s'agit d'une série d'argiles et de marnes grises à gris noir légèrement indurées avec des intercalations de calcaires marneux en plaquettes, bitumineux par endroits. Ces niveaux montrent une épaisseur variable, dont le Maximum (70 à 165m) se situant au niveau de l'axe AMK-1, SLA-1 et MKN-1.



A. Caractéristiques Géochimiques

Les niveaux roches mère du Cénomanién présentent des valeurs de COT moyennes sur l'ensemble du périmètre, exception faite au NE et à AMK-1 où on note une des taux appréciables (**Fig. 93**). Le Max de COT est relevé des puits AMK-1 et SER-1 avec respectivement **2.5%**, **2.05%** et **1.98%**. Notons que le COT par extrapolation au sud et au nord de Dj. Fedjoudj est faible, varie pour une valeur moyenne entre **0.5 mg HC/g** de roche et **1%**, (**Fig. 93**). Le PP de cette roche mère est important si on prend en considération le puits AMK-1 dans la mesure où il atteint (8.81 mg HC/g de roche) pour une moyenne de **5.59**. L'IH est fort (moyenne=328.25 mg HC/g de COT) et un S2 qui attient 7.93 mg HC/g de roche.

2.1.3. La roche mère du Turonien

La roche mère du turonien est représentée par une biomicrites fine à passées de marnes. L'épaisseur est estimé entre de 18 à 41m. La valeur moyenne du taux de COT s'élève à **3.42%** pour le puits BDJ-1 et **3.97%** pour le puits SER-1, (**Fig. 94. A-B**).



2.1.4. Roches réservoirs

2.1.4.1. Le réservoir Aptien

A. Caractéristiques lithologiques

À l'extrémité Est de la structure Fedjoudj de la partie centrale de la parcelle Aïn Beida, limité au SO par le puits Sb-1 (SOUBAH), au NO par le puits HTG-1 (HAMMIMAT GUERRA) et à l'ONO par le puits SER-1 (SERDIES). L'Aptien inférieur (environ 70m) est caractérisé par des argiles gris-claire, silteuse indurée, renferment des calcaires microcristallins et dolomie blanche compacte.

Le puits FDJ-1 a traversé toutes les formations Crétacés inférieur, jusqu'au Berriasien ?inclus. Les réservoirs qui ont été rencontrés sont représentés par des faciès carbonatés et des faciès carbonatés et gréseux à savoir :

- Les grès quartzitiques fracturés et surtout les dolomies calcaires du Barrémien, peuvent constituer un bon réservoir, auxquels des traces de gaz ont été enregistrées.
- Les dolomies de l'Hauterivien qui sont bien développées dans la partie supérieure de cette formation (environ 100 m d'épaisseur) forment un bon réservoir.
- Les réservoirs du Lias et du Dogger.

Sur le flanc méridional du Dj. Fedjoudj au lieu-dit **Theniet el Kebch**, la couverture est (**135-140 m**) dominée par des calcaires oolithiques, avec plusieurs intercalations marneuses ou calcaréo-argileuses. Tandis qu'au niveau du massif de **Dj. Tarf**, la même couverture est représentée par une formation d'âge aptienne, formée de (**190 m**) essentiellement carbonatée, subdivisée en deux unités lithologiques, formée généralement par des formations carbonatées, caractérisés par des calcaires riches en microfaunes, biodétritiques riche en débris de coraux, rudistes, bancs oolithiques.

Dans le domaine Sud-est constantinois, le réservoir aptien est constitué par une barre importante barre carbonatée représentée par des calcaires cristallins parfois oolithiques et bioclastiques au niveau du puits Bou Djellal (**BDJ-2**) et de dolomie cristallines à rares passées d'argiles. Plus au nord, au niveau des puits **SLA-1, MKN-1 et SER-1** le faciès devient un peu plus argileux avec des passées de calcaires bioclastiques et oolithiques contenant une faune pélagiques, passant vers la région de Souabah (**SB-1**) à des calcaires franchement argileux.

Dans la région d'Ain M'lila des constructions récifales ont été signalées, dont certains faciès subrécifaux rencontrés, occupant une place fondamentale dans le domaine carbonaté, reflétant un grand potentiel sur le plan des hydrocarbures.

B. Caractéristiques pétrophysiques (Tableau 5)

Les niveaux carbonatés de l'Aptien constitués des réservoirs à caractéristiques variables. L'évolution verticale de faciès pour les trois coupes (Bou Arif, Fedjoudj et Tarf), censée à définir un certains nombres de repères présentant des caractères faciologiques communs, comme témoigne l'appartenance des microfaciès (MF N°1, 2, 3 4, 5, 6 et 7, **Fig. 67**, Tableau récapitulatif des Faciès), des trois coupes à un seul paléoenvironnements, caractérisés par un complexe de barrière récifal à rudiste, Orbitolines et des algues. Cependant, la présence de certain microfaciès (MF N° 5, 6 et 7) présentant un caractère paléoenvironnemental d'arrière

barrière y appartient au même domaine, constitué un des conditions ponctuels à l'échelle de la barrière.

Le faciès pour **Dj. Fedjoudj** est caractérisé par des bancs oolithiques avant barrières, représenté par une porosité variable, entre **2 à 4%** ? Cette dernière ne reflète pas les conditions in-situ probable du milieu, car le microfaciès s'avère très promoteur pour avoir des caractéristiques pétrophysiques comparable avec ceux des puits réalisés, présentant des paramètres réciproques.

Au niveau de **Dj. Djahfa** au sud de Khenchela, les formations carbonatées de l'aptien on était subdivisées en quatre zones, un milieu intertidal à subtidale, parmi lequel, le puits **JHF-1 bis** appartient à ce dernier. Il constitué un important édifice récifal isolé à rudistes, polypiers. Néanmoins dans les faciès récifaux, les caractéristiques pétrophysiques s'avèrent très intéressante, auquel la porosité dans le puits **JHF-1 bis** atteint **15%**.

Dans la zone subtidale inférieure les porosités dans les puits **SLA-1 et SER-1** varient de **5 à 6.5%** et des valeurs qui varient de **6 à 18%**. La porosité au niveau de **Dj. Taya** varie de **5 à 12.5%** avec des perméabilités de 3.5 à 34mD.

PUITS	EP (m)	ϕ %	d	K (mD)	SW (%)	Indices
/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/

Tableau 5 : Caractéristiques pétrophysiques du réservoir Aptien.

2.1.4.2. Le réservoir Albien

Le faciès albien est moins développé dans notre terrain d'étude (Dj. Fedjoudj et Tarf) par rapport au faciès aptien, mise appart les formations gréseuses au niveau de Dj. Bou Arif attribuer à l'albien inférieur. Ces formations pourrait être un bon signe à une nouvelle prospection afin de déterminer leur paramètre pétrophysiques et leur potentialité en hydrocarbure. En fait le faciès albien est bien développé dans l'atlas saharien oriental et le Sud-est Constantinois. Au nord de Khenchela et la région d'Oum Bouaghi l'Albien supérieur est constitué par des calcaires packstones et mudstones à foraminifère benthiques et planctoniques. Le môle d'Ain M'lila se caractérise par une alternance de calcaire néritique à faune benthique associée à des Polypier, des Rudistes et des Algues et de calcaires oolithiques à quelques passées de marne.

2.1.4.3. Le réservoir du Cénomanién supérieur

A- Caractéristiques lithologique

Le Cénomanién supérieur au niveau de Dj. Amrane et Bou Arif correspondre à un domaine subtidale supérieur de type de plate forme interne, caractérisé par des calcaires packstones bioclastiques riche en débris de Mollusques et d'Echinodermes, à foraminifères benthiques, parfois à débris de Rudistes et Polypier (Dj. Amrane et Bou Arif) et à, rares Foraminifère planctonique.

La zone subtidale inférieur est caractérisée par des faciès de faible énergie renferment des calcaire wackestones à packstones, à foraminifère planctonique et de rare débris de Mollusques.

B- Caractéristiques pétrophysiques

Les formations attribuées aux calcaires packstone faisant partie à une zone subtidale supérieur, le cas de Dj. Amrane et Bou Arif, ont révélé des porosités modestes à très faible de l'ordre de 0.79 à 1.90% et des perméabilités faibles (0.01md).

Les dépôts de la zone subtidale inférieur montrent des porosités variant de 3.31% à 4.27%, avec des perméabilités faibles, de l'ordre de 0.01md, (Tableau 6).

2.1.4.4. Le Réservoir du Turonien inférieur et moyen

Le Turonien est généralement caractérisé par des calcaires wackestones à packstones, parfois Grainstone oosparitique ou des dolomicrites, très riches en bioclastiques. Ces faciès admettent un développement de construction récifal à Dj. Amrane. il s'agir de calcaire boundstone de haute énergie, représentés essentiellement par des Polypier, (Tableau 6)

PUITS	EP (m)	ϕ % Cr	ϕ % D	K (mD)	SW (%)	Indices	
/	/	/	/	/	/	/	
/	/	/	/	/	/	/	/
/	/	/	/	/	/	/	/

Tableau 6 : Caractéristiques pétrophysiques des niveaux réservoirs du Cénomano-Turonien.

Conclusion

Les calcaires de l'Aptien pour les trois coupes (Fedj, BS, et TK) pourrait constituer un niveau réservoir, notamment les microfaciès (Fedj N°MF 1-2-3, TK N°MF 4-5 et BS N°MF 6-7, **Fig. 67**) présentant des caractéristiques pétrophysiques localement appréciables, localisé dans un paléoenvironnements agité à énergie forte à intermittente caractérisé par des calcaires oolithiques de barrière récifal, par contre dans les zones à sédimentation calme (Fedj-TK MF N°8 et BS MF N°9, **Fig. 67**) ces caractéristiques diminuent et les faibles valeurs de perméabilités pose un problème pour la production de ces réservoirs sauf, en cas de fractures qui peuvent améliorer ses qualités.

La synthèse des différents données géochimiques nous a permis de mettre en évidence des niveaux roches mères dans l'Albien supérieur, le Cénomaniens et le Turonien. Seul le Turonien présente un bon potentiel, favorable à la génération des hydrocarbures et présente un état de maturation qui le situe en plein phase huile. Les roches mères de l'Albien et du Cénomaniens montrent des niveaux à richesses en COT appréciable, avec des états de maturations qui passent de la fenêtre à huile à la fenêtre à gaz, mais elles présentent un faible potentiel pétrolier.

Les niveaux réservoirs se situent à l'Aptien, Albien supérieur, Cénomaniens sommital et le Turonien inférieur et moyen, ces niveaux présentent des caractéristiques pétrophysiques localement bonnes dans les niveaux de haute énergie. Notons que les calcaires de l'Aptien pour les trois coupes (Fedj, BS, et TK) pourrait composer un niveau réservoir, notamment les microfaciès (Fedj N°MF 1-2-3, TK N°MF 4-5 et BS N°MF 6-7, **Fig. 67**) présentant des caractéristiques pétrophysiques localement appréciables, localisé dans un paléoenvironnements agité à énergie forte à intermittente caractérisé par des calcaires oolithiques de barrière récifal, par contre dans les zones à sédimentation calme (Fedj-TK MF N°8 et BS MF N°9, **Fig. 63**) ces caractéristiques diminuent et les faibles valeurs de perméabilités pose un problème pour la production de ces réservoirs sauf, en cas de fractures qui peuvent améliorer ses qualités.

Durant l'Aptien, le développement des plates formes récifales représentait une zone paléogéographique favorable au développement important de bioconstruction à Rudistes, ces bioconstructions pourrait constituer de très bons pièges stratigraphiques à potentiel pétrolière assez important seule une étude détaillée permettra de les localiser. Les zones de hautes énergies définissant des environnements de barrières, devrait être prise en considération des travaux d'exploration pétrolière, à cause leurs potentialités au piégeage des hydrocarbures.

Les analyses géochimiques on montré une maturation de la matière organique dans les roches albiennes, Cénomaniens et Turoniennes, présentant de bonnes valeurs en COT, stocké probablement dans les réservoirs aptiens, albien supérieur et Cénomaniens-Turoniens. A titre d'exemple, l'exploration pétrolière pour le puits FDJ-1 à été le siège d'une découverte de deux niveaux réservoirs ;

- Des grès quartzitiques fracturés, calcaires dolomitiques attribué au Barrésien, peuvent constituer de bons réservoirs.

- Les dolomies de l'Hauterivien qui sont bien développées dans la partie supérieure de cette formation forment un bon réservoir.
- Les réservoirs du Lias et du Dogger constituent un objectif principal à la détermination des hydrocarbures potentiels.

Notons que l'exploration dans le puits FDJ-1 à été le sujet d'une exploration pétrolière, mais sans aucune promesse pour découvrir des indices pétrolières ; donc ou sont-ils passés ces hydrocarbures. Une étude hydrodynamique est très conseillée afin de comprendre l'évolution spatiotemporelle des hydrocarbures et le potentiel d'emmagasinement du réservoir Néocomien et jurassique.

Conclusion Générale

La caractérisation des calcaires, de l'Aptien des Dj. Bouarif-Fedjoudj- Tarf (NE de Batna), sur le plan sédimentologique, paléoenvironnemental et potentialité en hydrocarbures, a permis de reconnaître neuf microfaciès majeurs qui se regroupent suivant une série bathymétrique décroissante d'un milieu d'avant barrière à des milieux lagunaire restreint à semi restreint. Il ressort de l'étude entreprise sur ces calcaires qu'aucun faciès de bassin profond euxinique ou non, n'est mis en évidence dans ces dépôts. Sur la base de l'analyse des microfaciès il faut signaler l'absence d'un système de bassin complet c'est-à-dire avec un cortège de dépôts de milieu profond.

La subsidence est modérée à croissante relativement, où se développe le faciès de barrière, l'épaisseur des microfaciès à travers les coupes géologiques BS, TK reste pratiquement inchangée (variant entre 90 et 100m).

Le modèle sédimentologique suggéré ne met pas en évidence une pente assez importante, munie d'un récif relativement développé constitué par des Rhodophytes, coraux tabulés et des rudistes. Les microfaciès reconnus se succèdent suivant trois ceintures principales, résultant d'une structuration synsédimentaires, qui est responsable de la création d'un *espace d'accommodation sensiblement constant pour les trois ceintures*. Notons que le faciès de barrière est relativement constant, car les variations du niveau marin sont faibles, et leur présence est compensée immédiatement par une production carbonatée, installés sur des haut fonds. Les épaisseurs pour les trois ceintures sont sensiblement constantes.

Pour le milieu lagunaire, les épaisseurs sont aussi relativement identiques, mis à part au niveau du microfaciès (1.1, 1.2 et 1.3) de la coupe BS "Kef Bou Sif à Dj-Tarf", le milieu lagunaire indique une tendance à l'enfouissement différente des autres microfaciès.

La dolomitisation des faciès de barrières, dès leur enfouissement, constituent de part leur porosité et perméabilité relativement importante des lieux avantageux pour l'apparition des hydrocarbures et la concentration des minéralisations. Ces dernières sont donc à rechercher dans les cycles longs où la dolomitisation est présente, c'est-à-dire les zones de hauts fonds enfouis.

L'origine de la dolomitisation qui s'y produit au niveau des barrières, pour les trois coupes, pourrait être recherchée dans l'existence d'un contrôle paléoenvironnementale lié à son tour à une activité structurale, faisant véhiculer le magnésium à travers des drains. Ou bien, suite à un changement métasomatique lié avec l'enfouissement du dépôt. Une analyse isotopique de l'oxygène pourrait identifier l'origine de cette dolomitisation.

En résumé, le milieu de dépôt des trois séries géologiques se rapportant aux trois coupes a été soumis à un contrôle paléogéographique et paléoenvironnementale, qui seraient en relation avec un contrôle structurale.

Sur le plan intérêt pétrolier, les calcaires de l'aptien des Dj. Bou Arif, Fedjoudj et Tarf représentent un contexte sédimentologique similaire aux zones avoisinantes, (le bassin de Timgad celle de Dj. Amrane et au bassin sud-est Constantinois : les puits de la région de Tébessa, telle que Dj. Djahfa "JHF-1", Souabah "SB-1", Hammimat Guerra "HGT", Serdies "SER-1", Bou Djellal "BDJ-2", Meskiana "MKN-1" et d'autres puits...). Cependant, par extrapolation des faciès similaires des régions avoisinantes avec ceux de la zone d'étude, la barrière récifale pourrait correspondre à un système pétrolier potentiel.

A l'échelle régionale, les principaux niveaux susceptibles de constituer de bons réservoirs sont d'âge albien inférieur, aptien et jurassique possédant le plus souvent des couvertures marno-argileuses.

ANNEXE 1

Nom	Abréviation	Nom	Abréviation
Algue	Ag	Crinoïdes, Entroques de crinoïdes.	Crid
Codiacée	Ag-Codi	Coraux tabulés (formes branchues).	Cor-b
Algue Dasycladacées	Ag-D	Dolomie	Dlm
Algue Udotécées	Ag-Udo	Echinoderme, article d'échinoderme	Ech
Algue Rouge (Rhodophyte)	Ag-R	Encoïdes	Enc
Alvéolinidae	Ave	Foraminifère	Frm
Bioturbation	Bo-t	Fenestræ	Fae
Bryzoaire	Bry	Gastéropodes	Gast
Bahamites	Bh	Globigérines	Glg
Ciment sparitique	Cs	Lithoclastes	Lith
Mudstone	Mud	lamellibranche	Lm
Milioles	Mil	Lumps (Grapestone)	Lmp (Gr)
Micritisation	Mic	Ooïdes	Ooi
Microbrèches	Mic	Orbitolines	Orb
Orbitolite	Orb-t	Ostracode	Ost
Perforation	Pe	Rostre de bélemnite.	Rst-b
Quartz	Qz	Rétraction de la micrite remplacé par un ciment sparitique ou Fenestræ.	Re
Oxy	Oxydation	Péloïdes (ou Pellète)	Pl
Sph		1 ^{er} , 2 ^{eme}	microsparite de
Ve	vers encroûtant	Génération	néoformation.

ANNEXE 2

2.1. Lexique sédimentaire

Ce recueil de définitions a pour but d'informer du sens que nous attribuons à certains mots utilisés dans ce travail et qui font l'objet d'acceptations diverses.

Lexique des principaux termes sédimentologiques utilisés dans ce travail :

- BIOTURBATION (PREAT, 1984).

Figures ou structures produites par l'activité d'organismes fousseurs qui peuvent effacer ou désorganiser les structures sédimentaires originelles (structures tourbillonnaires, concentriques, floues avec une légère microsparitisation diagénétiques).

- BIRDSEYES (SHINN, 1968 ; PREAT, 1984).

Ce sont de petites cavités ovoïdes de plusieurs mm de diamètre, atteignant jusqu'au 2 à 3 mm de hauteurs remplis de calcites ou de dolomites sparitiques et qui présentent des formes et des tailles différentes. En fonction de leur morphologie et de leur genèse, on distingue : les birds eyes planaires et les Birds eyes bulbeux ou lenticulaires.

- BIOCLASTES (PURSER, 1980, p.2).

Ce terme a été créé par GRABAU en 1904 pour désigner les éléments qui résultent d'une fragmentation de n'importe quel élément sous l'action d'organismes. Le mot rassemble actuellement tous les débris de squelettes indépendamment de la façon dont ils ont été brisés.

- CIMENT DRUSIQUE (BATHURST, 1971 ; FLÜGEL, 1982).

Il est composé de cristaux essentiellement développés sur les parois des microcavités et présentent une disposition géopètes.

- CIMENT GRANULAIRE ISOPAQUE (BATHURST, 1971 ; FLUGEL, 1982).

Ciment diagénétiques bien développé autour des grains d'échinodermes avec lesquels il est en continuité optique.

- CLASSIFICATION (WILSON, 1975).

Nous avons utilisé la classification des roches carbonatées de DUNHAM (1962).

- GRAINS MICRITISES (FLÜGEL, 1982).

Ou « Mud Coated grain », ou enveloppe micritiques. Il s'agit de grain ou de particules qui possèdent une mince enveloppe micritique entourant un cœur de calcite sparitique. Plusieurs processus sont à l'origine de leur formation :

- Micritisation de bioclastes

- Contrôle de filme organique (LOREAU, 1970).
- Dissolution sélective des coquilles
- Précipitation de calcite micritique sur des filaments algaires exolihiques.
- Décomposition de la matière organique des particules.
- GRAINSTONES (DUNHAM, 1962 ; EMBRY et KLOVAN, 1971).

Sédiment composés de grains jointifs soudés ensemble par une ou plusieurs phases de cimentation calcitiques (ou aragonitique).

- INTRACLASTES (FOLK, 1959, 1962 ; PREAT, 1984).

Fragment de sédiments carbonatés péni-contemporains, souvent micritique, généralement peu ou pas consolidés qui ont été arrachés au fond de la mer et redéposés ailleurs pour former un nouveau sédiment. Ils sont de formes irrégulières et de tailles supérieures à 150 µm. on les rencontre dans les domaines très divers supratidal, intertidal et Subtidal.

- LITHOTOPE (ILLING, 1954).

Aires de sédimentation uniformes ou lieu des points de même faciès.

- LUMPS (ILLING, 1954).

Grains composites de formes généralement irrégulières, de la taille d'un sable grossier ou parfois d'un gravier et constitué d'agrégat de péloïdes, de bioclastes ou d'Ooïdes soudés ensemble par un ciment micritique.

- MICRITE (FOLK, 1959).

Calcite microcristalline (1 à 4 µm) constituant la matrice des calcaires ; synonyme de « boue carbonatée ».

- MICROSPARITE (folk, 1959 ; FLÜGEL, 1982, p.108).

Calcite microcristalline (5 à 10 µm), généralement résultant de la croissance d'un matrice.

- MUDSTONE (DUNHAM, 1962 ; EMBRY et KLOVAN, 1971).

Sédiments à matrice micritique dans lesquels les éléments figurés ne représentent pas qu'une proportion négligeable, inférieur à 10%.

- NERITIQUE (FOUCAULT et RAOULT, 1984, p. 219).

Zone marine située entre la zone littorale et le rebord du plateau continental (200m de profondeur).

- OOIDES (PURSER, 1930, P.13-23).

Grains carbonates non squelettiques possédant un nucléus. Ils se composent d'un noyau et d'un cortex, ce dernier représentant les conditions de formation du grain. Selon leur degré de sphéricité, ils se subdivisent en deux groupes:

- les Ooïdes: à morphologie externe régulière et plutôt convexe par rapport au nucléus.
- les Encoïdes (V. Encoïde).

Les Ooïdes sont des grains ovoïdes inférieurs à **2 mm**. Elles sont appelées ***pisolithes***, quand elles sont de *taille-* supérieure à **2mm**. Elles se subdivisent en trois sous-groupes selon la microstructure du cortex:

- a) les *oolithes* se caractérisent par la prédominance de laminations corticales concentriques d'origine primaire. Ce sous-groupe est lui-même subdivisé en trois sous-types selon la nature des laminations corticales (oolithes type alpha, bêta et gamma).
- b) les *Bahamites*: possèdent un cortex sans structure ou très vaguement laminaire. La nature homogène peut-être primaire ou secondaire. On utilise également le terme "pseudo-oolithes".
- c) les *Sphérulites*: montrent une structure radiaire dominante et se forment généralement en milieu marin.

- ONCOIDES (PURSER, 1980, p.13).

Elles forment l'un des deux groupes de grains non squelettiques à nucléus. Leur morphologie externe est irrégulière et souvent concave par rapport au nucléus. Ils sont de taille supérieure à 2mm. Le cortex est vaguement laminé constitué de micrite ou d'un feutrage d'algues.

Les Encoïdes d'origine algaires semblent les plus abondantes. Appelées "*oncolithi*" par PIA (1926), on leur réserve le terme *Oncolithe*. Ces dernières sont formées par plusieurs types de végétaux dans des milieux assez divers; celles formées par les cyanophycées (algues bleues-vertes) sont les plus abondantes. Le pourrissement des algues provoque souvent la disparition de la matière organique et l'oncolithe prend alors l'aspect d'une boule de boue carbonatée (micrite) vaguement laminée, parfois sans structure organique reconnaissable.

- PACKSTONE (DUNHAM, 1962; EMBRY et KLOVAN, 1971).

Sédiments essentiellement granulaire dans lesquels les éléments figurés sont jointifs. Les espaces inter granulaires sont remplis par de la micrite.

- PELAGIQUE (FLUGEL, 1982, p.38-39).

Se dit d'un dépôt sédimentaire à biogènes en grains fins avec une prédominance de particules planctoniques et dont les éléments sont soit d'origine chimique et/ ou biochimique (silice-calcite), soit détritique mais très fins (argiles). Généralement, caractéristiques des dépôts de mer profonde.

- PELITE (FOUCAULT et RAOULT, 1984, p.240). Toute roche sédimentaire à grains très fins (inférieurs à 10 μm). Elles contiennent des minéraux argileux (30 à 75% environ), du quartz, des feldspaths (rares), des micas assez nombreux, de fins débris de tests, et sont parfois calcareuses. On les trouve en abondance dans les formations détritiques.

- PELOIDES (PURSER, 1980, pp.39-45).

Particules de silt (HARDIE, 1977), de sable et de gravier composées de carbonate cryptocristallin sans structure interne. Les trois modes de formation sont les suivants :

a- pelotes fécales.

b- micritisation d'autres types de grains.

c- agglutination de particules de boue.

- PLATEFORME CARBONATEE (SHELF) (LEES, 1973, p.178; PREAT, 1984, p. 252) ; Géométriquement, la plateforme, forme une région marine comprise entre la côte et une profondeur de l'ordre de 200m.
- PSEUDO-Oolithes V. Ooïdes.
- SPARITE (FOUCAULT et RAOULT, 1984, p.302) ; Calcite spathique de taille supérieure à 10 μm (terme descriptif).
- TERRIGENE (WHITTEN et BROOKS, 1972, p. 442) ; Adjectif appliqué à la fois aux sédiments continentaux et aux sédiments d'origine continentale incorporés dans les sédiments marins.
- UNIMODAL (SIBLEY and GREGG, 1937); Ce terme a été aussi proposé par SIBLEY et GREGG (1987), dans la classification des dolomites. Il correspond à une seule population de taille des cristaux.

- WACKESTONE (DUNIHAM, 1962; EMBRY et KLOVAN, 1971).

Sédiments proches des Mudstone dont ils se différencient par la proportion plus élevée, supérieure à 10%, de grains carbonates que contient la matrice carbonatée.

2.2. Description pétrographique des échantillons et au microscope Binoculaire.

Profiles Fedj (description Binoculaire).

2.2.1. Coupe TK (échantillons et Binoculaire).

N° Ech	Description macroscopique des échantillons
TK 1.1	<p>Calcaire grisâtre à granulométrie homogène, fin d'ordre millimétrique, structure arrondie sous forme d'oolithe, Orbitolines, lamellibranche, coquille ayant une légère direction préférentielle de stratigraphie.</p> <p>Les dépôts de lamellibranche sont légèrement aplatis, communicant.</p> <p>Texture microsparitiques. Présence de phase minérale mineure brillante.</p> <p>La roche est une Calcaire microsparitiques grisâtre dense à oolithe à ciment calcaireux.</p>
TK 1.2	<p>Calcaire gris sombre à grisâtre dense microsparitiques riche en débris de lamellibranche quelque, oolithes, pellètes.</p> <p>Granulométrie ; légèrement grossière. Les joints sont remplis de calcites et d'oxyde de fer.</p> <p>Distribution homogène de débris de lamellibranches. Présence de phénomène de micritisation.</p>
TK 1.3	<p>Calcaire sain non fissuré, gris sombre légèrement dense cristallin jointifs poreux ayant une cimentation de même nature que la roche à granulométrie fin, présence de débris de lamellibranche, d'oolithe (phénomène de micritisation est moins abondant), quelque ostracode.</p>
TK 1.4	<p>Calcaire légèrement dolomitique, gris sombre dense à texture moyennement sparitique, constitué à 90% par des oolithes, le ciment est claire sur une partie de la section, recristallisé légèrement et ferrugineux. Présence de quelque débris de lamellibranches coquilles.</p> <p>Distribution homogènes des oolithes sur toute la section.</p>
TK 1.5	<p>Calcaire gris sombre, dense, à texture micritique.</p> <p>Présence de foraminifères sous forme lenticulaires en section concentrée au centre de la section. Présence de quelques éléments arrondis.</p>
TK 1.6	<p>Calcaire gris claire à oolithes, lamellibranche, dense à texture microsparitiques, ciment calcaireux ferrugineux. présence de débris de lamellibranches.</p> <p>Le processus de micritisation est abondant sur toute la section. La plus part des lamellibranches sont aplatis.</p>

TK 1.7	Calcaire gris claire moyennement dense à matrice micritique, le ciment est ferrugineux avec la présence de figure de pression dissolution. Les pelletes sont de formes sphérique, jointif, très fine à distribution homogène.
TK 1.8	Calcaire gris claire, moyennement dense à texture micritique, présence d'une rythmicité de micro microfossiles (oolithe, lamellibranches) à ciment calcaireux micritique. La micritisation est moins abondantes. Quelque tache ferrugineuse présentée sur la section.
TK 1.9	Calcaire gris sombre dense à texture micritique. La micritisation est moins abondantes rempli d'éléments ferrugineux. Quelque tache ferrugineuse présentée sur la section.
TK 1.4.b	Calcaire gris sombre dense à texture micritique. Présence de microfaune, ostracodes, foraminifères, coquillé micritisés. Distribution des microfossiles est diffuse.

2.2.2. Description des sections au Binoculaire, profil N°.TK

N° Ech	Description au Binoculaire
TK 1.1	Les minéraux à éclat métallique pourraient être de la blende ou de la pyrite. <u>Eléments organique et non organique ;</u> Ooïdes constitués par un cortex radiale (Sphérulites Bahamites Mud Coated graines, lumps "éléments agglutinés"). Bioclastes débris de crinoïdes, Miliolles.
TK 1.2	Les minéraux à éclat métallique pourraient être de la blende ou de la pyrite, présence de quelques Ooïdes remplis de pyrite ou chalcopyrites. <u>Eléments organique et non organique ;</u> Lumps (grains agglutinés), Mud Coated graine, Ooïdes micritisés remplissage d'argile, débris de lamellibranches section Orbitolines. Couleur jaunâtre présence de microfissure remplis de calcite <u>Structure</u> : Présence de processus de micritisation, fractures remplis de calcite recristallisée légèrement ferrugineuse perforé.

Calcaire Grainstones à Encoïdes à bioclastes.

TK Elément métallique ; minéraux granulaire à éclat résineux.

1.3

Eléments organique et non organique ;

Ooïdes, Bahamites, Mud Coated grains, débris de lamellibranches épigénies, entroque d'échinodermes

Matrice remplis de calcite recristallisation, exoclastes de calcaire blanchâtre, calcaire grisâtre à ovoïde.

TK Présence de minéraux à éclat résineux qui pourrait être de la blende ou la galène.

1.4

Eléments organique et non organique ;

Ooïdes dominance de bahamite quelque oolite, débris de lamellibranches, lumps, Mud Coated grains. La matrice est constituée par de légères calcites recristallisées ferrugineuse, légèrement poreux ± 10%.

Calcaire Grainstones à oolithes.

TK Eléments organique et non organique ;

1.5

Présence de foraminifères, Miliolles, lamellibranches, Mud Coated grains < à 10%.

présence de structure de bioturbation (cavité remplis de foraminifère).

Calcaire gris sombre micritique à bioclastes.

TK Présence de minéraux à éclat résineux, blende ou galène ?

1.7

Eléments organique et non organique ;

Ooïdes (bahamite, oolite, Mud Coated grains) bahamite dominante.

Grains non jointifs à ciment ferrugineux non recristallisé légèrement microfissure totalement micritisés.

Les grains sont totalement micritisés (bivalves, entroque d'échinodermes, bisérié gastéropode, lumps) présence de quelques grains remplis par une minéralisation.

Calcaire grisâtre micritisés.

<p>TK <u>Eléments organique et non organique</u> ;</p> <p>1.8 Remplissage d'oxydation < à 10%.</p> <p><u>Eléments organique et non organique</u> ; Lumps, section de coquilles de gastéropodes micritisés, Mud Coated grains, oolithe unisérié, débris de bivalves micritisés granoclassés.</p> <p>Calcaire grisâtre micritique à bioclastes.</p>
<p>TK Remplissage d'oxydation < à 10%.</p> <p>1.9 <u>Eléments organique et non organique</u> ;</p> <p>Présence des Ooïdes inférieurs à 10 p100. Calcaire micritique à Ooïdes.</p>

2.2.3. Coupe N°.Fedj

N° Ech	Description en Binoculaire
<p>Fedj Présence d'éléments à extinction roulant à éclat métallique</p> <p>1.3 <u>Les éléments organiques / inorganiques</u> :</p> <p>Milioles pluriloculaires, section de coquilles, Orbitolines, entroque de crinoïdes, sections de gastéropodes, MCG, Lumps, quelque oolithe, débris de lamellibranches.</p> <p>Matrice ; sparitique ferrugineuse, légèrement poreuse. Présence d'un processus de micritisation, dense</p> <p>Calcaire à texture sparitique, à bioclastes, gris sombre.</p>	
<p>Fedj <u>Les éléments organiques / inorganiques</u> :</p> <p>1.4 MCG, entroque de crinoïdes, Lumps, Orbitolines, quelque oolithe légèrement ferrugineux, dense.</p> <p>Calcaire à texture micritique, à bioclastes, gris sombre.</p>	
<p>Fedj Présence d'éléments à extinction roulant à éclat métallique.</p> <p>1.6 Présence de concrétion ferrugineuse,</p> <p><u>Les éléments organiques / inorganiques</u> :</p> <p>Les microfaunes est moins abondantes inférieur à 10 p 100. MCG, Orbitolines</p>	

micritisés, Miliolles, foraminifères, bivalves, dense.

Quelque Ooïdes inférieurs à 10 p100.

Calcaire à texture sparitique, à bioclastes, gris sombre.

Fedj Présence d'éléments à extinction roulant à éclat métallique.

1.8

Les éléments organiques / inorganiques : Néant.

Dolomie à ciment carbonaté sparitique, légèrement siliceuse, légèrement poreuse.

BIBLIOGRAPHIE

- ANNE-CHRISTINE DA SILVA, (2004):** Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. Thèse de doctorat. Univ de Liège.234p.
- ARIS Y., (1994):** Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à Plio-quadernaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.
- AUBOIN J., BROSSE R. et LEHMAN J. P. (1978) -** Précis de géologie. Paléontologie, Stratigraphie, t.2, 697p.
- BADIOZAMANI, K., 1973.** The Dorag dolomitization model - Application to the Middle Ordovician of the Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43, 965-984.
- 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.
- BELFAR F., (2000) :** géométrie et dynamique des bassins triasiques de l'Atlas Saharien Occidental et des plateaux (Algérie). Mémoire magister.IST.USTHB.
- BELLION Y. J., (1972) –** étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris 6, 186p.
- BENTAALLA S., (2008)-** Étude du bassin du sud est constantinois (stratigraphie – géologie structurale paléogéographie et occurrences minérales), mémoire de magister, ENP Harrach Alger, 99p.
- BERTRANEU J., (1955)-** Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna :1) le massif du Bou Taleb. Thèse ès-sciences Alger. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull. n° 4, 190p. 4 pl. h. t, Alger.
- BLAYAC J., (1912) -** l'âge triasique de la montagne de sel d'El Outaya « Les Oursins infra-triasique.
- 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.
- 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. (1992) -** La répartition des affleurements de la Dorsale Kabyle : héritage d'une segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 315 ? Série II.
- BOULVAIN, F (2011) ;** Identification microscopique des principaux constituants des roches sédimentaires (Notes des travaux pratiques), Université de liège.
- BUREAU D., (1975) –** Figures et structures sédimentaires du Crétacé inférieur des Monts du Bellezma (Algérie). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S., n° 45, pp. 93-98, Alger.

BUREAU D., (1986) – Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-ouest constantinois et Aurès, Algérie). Thèse Doct. ès sci., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 1re partie 441 p., 1 pl. h.t., Annexe 338 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., (1970) – Principaux traits de la structure des Monts du Belezma (Algérie). B.S.G.F., 2,

CHACHA A., (2012) : Géodynamique des bassins Triasiques de l'Atlas Saharien Oriental et implication pétrolière, mémoire de magister, UMBB, 138p.

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

CHADI M., (2005): Cadre géologique et structural des séries créacées néritiques du Constantinois (Est-algérien). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Constantine, 229p.

CHARLES POMEROL & YVES LAGABRIELLE & MAURICE RENARD, 2005 : éléments de géologie. 13eme édition Dunod. 762p.

CHEBBAH M., (2007) «Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie) ». Thèse de Doctorat, Université de Constantine, 496p.

CHOQUETTE, P.W. et Pray, L.C. (1970): Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. AAPG Bulletin, Vol.54, n°2, p. 207-244.

CLARK, H.-M.-W. AND KEIJ, A.-J., (1973): Organism as producers of carbonate sediment and indicators of environment in Southern Persian Gulf: 33-56. In: Purser, B.-H. (Editor), The Persian Gulf. Springer Verlag, Berlin, 471p.

CLARKE ET KEIJ (1973) : Répartition des principaux foraminifères benthiques dans le Golfe Persique. D'après Hughes

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.

COJAN, I. & RENARD, M., (2006). Sédimentologie. Dunod, Paris, 418 pp.

COQUAND H., (1862)- Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. Mém. Soc. Emul. Province, II, 341p.

DELTEIL J. ET TURKI M. M., (1986) : les structures méridionales des chaînes alpines de l'atlas oriental, déformation transformante en compression (Tunisie et Algérie oriental).

DJAIZ F., (2011) : le bassin néogène de Timgad : Etude sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat, UM 1.

DONZE ; (1973-1974) – L'introduction des Ostracodes dans la stratigraphie du sud-ouest constantinois

DUBOURDIEU G., (1956): Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro tunisien). Thèse Sc. Paris. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, M.S, Bull n°10, 659 p.

DUNHAM R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In : Classification of carbonate rocks. A symp. Ammer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, n° 1.

DURAND DELGA M. (1980) - Considérations sur les flyschs du Crétacé inférieur dans les chaînes alpines d'Europe. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XXII, n°1.

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

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

ELF-AQUITAINE (1975) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. 1 : Elément d'analyse. Technip éd., 172 p.

ELF-AQUITAINE (1977) : Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2 : Elément d'interprétation. Technip éd., 231 p.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E., (1972): Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. Geologische Rundschau, 61: 672-686.

EMBRY, A.F., KLOVAN, J.E., (1971): A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island. N.W.T. - Bull. Canadian Petrol. Geol., 19, 730-781.

ENOS, P., (1983). Shelf. In: Scholle, P.-A.; Bebout, D.-G. and Moore, C.-H., Carbonate Depositional Environments. Am. Ass. Petrol. Geologists Mem. N°33, p. 267-296, Tulsa.

FICHEUR E. (1897) – sur les formations oligocènes de l'Aurès et en particulier dans la région d'El Kantara. C. R. 25e Congrès Ass. Fr. Avan. Sc. Tunis 1896, Paris, 1897, p. 161

FLAMAND G.M.B., (1911) : recherche géologique et géographiques sur les Hauts pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). Thèse doctorat d'état ; Univ. Lyon, 1001 p.

FLÜGEL, E. (2004). MICROFACIÈS of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. *Springer-Verlag*, 976 pp.

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

FOURNEL., (1849) : Etude stratigraphique des Aurès

FOURNIER F., (2003): Evolution de l'édifice carbonaté du champ de gaz de Malampaya, Tertiaire, offshore Palawan, Philippines. Implications pour la caractérisation du réservoir. Thèse de doctorat. Univ de Provence. 193p.

FRANÇOIS FOURNIER, 2003: Evolution de l'édifice carbonaté du champ de gaz de Malampaya, Tertiaire, offshore Palawan, Philippines. Implications pour la caractérisation du réservoir. Thèse de doctorat. Univ de Provence. 193p.

FREY, R.W. (1978): Behavioral and ecological implications of trace fossils. In: Trace fossil concepts (Ed P.B. Basan), 5, S.E.P.M. Short Course, Oklahoma City, 49-76.

GELARD J. P. (1969) : Les flyschs Kabyles dans le Djurdjura et le col de Chellata.

GHANDRICHE H., (1991) : Modalités de la superposition de structures de plissement – chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). Thèse de l'Univ. De Paris-Sud, centre d'Orsay, 189 p., 68 fig., 6 pl. h. –t.

GHODBANE M, (2009) : Etude de la contamination des eaux souterraines de la zone nord de CHMOURA par les Nitrates-Est Algérie, Thèse magister, Univ-Batna.

GLANGEAUD L. (1932) : Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse Sciences Paris. Bull. Serv. Carte géol. Algérie 2e série, n°8, 608 p., 11 fig., 28 pl. photos, 5 pl. h. t

GLANGEAUD L., (1951) : Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. B.S.G.F., 6, t. 1, pp. 735-762.

GUELLAL S MM., (1977) P E., et VILA J M. : *Carte géologique de Ain El KSAR (Ex-El MADHER) au 1/50.000 feuille N°173.*

GUELLAL S. et MEGARTSI M., (1972) : Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000 de Khenchela. Pub. Serv. Géol. de l'Algérie.

GUELLAL. S ET J-M. VILA., (1973) : la carte géologique SONATRACH au 1/200.000 du permis "Ain Beida".

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, 270.p.

GUIRAUD R. (1977): Sur la néotectonique des régions Ouest-Constantinoises. Bull. Soc. Géol. France, (7), XIX, p. 645-650, Fig. 3.

GUIRAUD R. (1990) : 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. Mémoire 3, Service Géologique de l'Algérie, Alger 271 p.

GUIRAUD R., (1975) : 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. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phy., (2), 17, 4, p. 427-446.

HAMON Y., (2004) : Morphologie, évolution latérale et signification géodynamique des Discontinuités sédimentaires. Exemple du Lias de la marge Ouest du Bassin du Sud-est (France). Thèse de doctorat, Univ Montpellier II. 294p.

HERKAT. M., (1999) : la sédimentation de haut niveau marin du crétacé supérieur de l'atlas saharien oriental et des Aurès : stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. Thèse de Doctorat de l'Université d'U.S.T.H.B, 773p.

ILLING, L.V. (1954): Bahamian calcareous sand. A.A.P.G. Bulletin, 38, 1-95.

ISABELLE. C & MAURICE. R., (1999) : Sédimentologie. Édition DUNOD.418p.

JANIAK S, 1951: Etude géologique de la région d'Ain Yaghout et du Djebel Bou Arif. Rapports inédits B.R.M.A.

JEAN-PIERRE MICHEL & MICHAEL S.N.CARPENTER & RHODES W.FAIRBRIDGE, 2004 : Dictionnaire des sciences de la terre.4^{ème} édition DUNOD .486p.

KAZI-TANI N., (1986) : Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine, le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thèse Sciences, Univ. Pau, 871p. 2t.

KILLIAN (1931): L'étude stratigraphique de l'Aurès.

LACASSAGNE A. et MAGNE J. (1954) : Coupes dans les monts de Batna. Rapport interne SN REPAL.

LAFFITE R. (1934) : Sur la présence de l'Albien dans l'Aurès. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 198, n° 2, p. 191-193

LAFFITE R. (1936) : Subsidence et mouvements orogéniques dans l'Aurès (Algérie). C. R. Soc. Géol. Fr., 5, p. 77-79.

LAFFITE R., (1939) : Etude géologique de l'Aurès. Bull. Serv. Carte géol. Algérie (2), Bull, N° 15,484p.

LAHONDER J. C. (1987) : les séries ultra-telliennes de Oued Znati.

LOREAU, J. - P. & PURSER, B.H. (1973): Distribution and ultra structure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: The Persian Gulf (Ed B.H. Purser), Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 279-328.

LOREAU, J.-P. (1982): Pétrographie des calcaires fins au microscope Electroniquea balayage: introduction *B* une classification des 'mic rites'. - Comptes Rendhes, Acad. Sci. Paris, **274**, 810-813

LUCAS G & GROS P & LANG J., (1976) : Étude microscopique des roches meubles et consolidées. Édition DOIN.502.

Madher) (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila) . Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.).

MARCELLE K. BOUDAGHER-F., (2008): evolution and geological significance of larger benthic foraminifera, Edi ELSEVIER, 571 P.

MARMI et Guiraud (2006): End cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the "Mole Constantinois" and foreland (NE Algeria).

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.

MASSE J P et THIEULLOY J P., (1979): Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Fr. (7), XXI. n°1. pp1-104.

MASSE J P et THIEULLOY J P., 1979 : Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. Bull. Soc. Fr. (7), XXI. n°1. pp1-104.

MATTIEU. R. AL., (2011) : Manuel de micropaléontologie, p 125.

MAUPIN C. (1982) - Nouvelles données stratigraphiques et micropaléontologiques sur la couverture jurassico-crétacée du Dj. Toumbaït (région d'Aïn Yagout, NE algérien). Bull. Inst. Sc. Terre, Univers. Constantine, inédit, ronéot., p. 54-61.

MOORE, C.H., (2001): Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. Developments in Sedimentology, 55. Elsevier, 444 p.

MOUNTJOY, E.W. & KREBS, W. (1983): Diagenesis of Devonian reefs and buildups, Western Canada and Europe - a Comparison. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 134: 5-60.

NEWELL, N-D., PURDY, E.-G., and IMBRIE,J., (1960): Bahamian oolithe sand. J. Geol. n° 68, 481-497p.

NEZZAL F., (1989) : étude Sédimentologique et paléo-environnement de l'Albo-Aptien des hauts-plaines Constantinois (est-Algérien) : contrôle paléogéographique de la dolomitisation tardive et des minéralisations PB-ZN Strataboubd, mémoire de magistère, Univ-Constantine.

PERON A., (1883) : Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française. Ann. Soc géol., t. 14, 202 p., Paris.

PERVINQUIERE L. (1902) : Sur l'Eocène d'Algérie et de Tunisie et l'âge des dépôts à phosphates de chaux. Bull. Soc. Géol. France, vol 4, n° II, p, 40-42.

PURSER B. H. (1983) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Les domaines de sédimentation carbonatée néritiques récents. Application aux calcaires anciens. Technip ed., 389 p.

PURSER, B.H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tome 1 : les éléments de la sédimentation et de la diagenèse, Ed. Technip, Paris, 367 pp.

RAOULT J F., (1969) : Nouvelles données sur les flysch 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, fig. 2.

RAOULT J F., 1974 : Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord - Constantinois, Algérie). Mémo. Soc. Géol. Fr., N.S., t. LIII, n°121, 164 p., 62 fig., 11 pl. h. t. segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne? C. R. Acad. Sc. Paris, t. 315, Série II, p.1127-1132.

ROUSEL., J. (1973) : L'activité sismique en Algérie de 1951 à 1970 inclus. Bull. Soc. Nat. Afr. Nord. T. 64, 364, pp. 185-210.

S. PIÉRARD, C. PIÉRARD-FRANCHIMONT ET G.E. PIÉRARD : Les rudistes de la Mésogée. 1ère partie - Anatomie et biotope. Article, 2003.

SAVORNIN J. (1920) : Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2e série, n° 7, 502 p., 94 fig., 1 carte 1/800 000.

SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. (EDS., 1983): Carbonate depositional environments. - Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., 33,708 pp.

TAYLOR, A. & GOLDRING, R., (1996): Short course in trace fossil analysis: interpretation and application. Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau, 221 p.

TAYLOR, A., GOLDRING, R. & GOWLAND, S., (2003): Analysis and application of ichnofabrics. Earth-Science Reviews, 60, 227-259.

TROUCHETTI. G., (1981) : Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien Santonien).système, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. Thèse de Doctorat université de Provence.

TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1992): Carbonate Sedimentology. Blackwell scientific publications, Oxford, 482 p.

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., (1977): Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), Pub. comm. Serv. Carte Géol., Algérie/SONATRACH.

VILA J M., (1980): La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro- tunisiens .Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p.

VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 173, Aïn el Ksar, (El-Madher) (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila) . Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.).

VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 174, Boulhilet, (Luthau) (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal et J.-M. Vila). Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.).

VILA J.-M. (1977) - Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, feuille n° 175, Garet et Tarf (1ère édition) avec notice explicative détaillée (levés de S. Guellal). Serv. Carte géol. Algérie / SONATRACH, (Div. Hydrocarbures, Dir. Explor.).

VILA, J.M., (1993) : Comportement des terrains triasiques des confins algéro-tunisiens. Livret guide de l'excursion du Colloque sur le Trias, Alger. Doc. SONATRACH-CRD, 38 p., inéd., Boumerdès.

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 stratigraphique et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. dyn. Et Géogr. Phys., n° sp., n°24, n° 3, 201-298 p.

WILSON J.E., (1975): Carbonate facies in geologic history. Springer. 471 p.

WRIGHT, V.P., TUCKER, M.E. (EDS., 1992): Calcretes. -International Association of Sedimentologists, Reprint Series, 2, 352 p.

XAVIER, Dr Devleeschouwer, Roches carbonatées composants et ciment.

YAHIAOUI A., (1990): La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur à Coniacien inférieur, entre Batna et El Kantara). Algérie orientale : Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie. Thèse de Doctorat, Univ. Nancy I, 207p.

(<http://www2.ulg.ac.be/geolsed/fb.html>).