Université d'Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Mémoire de fin d'étude

Pour l'obtention du diplôme de Master académique en Sciences de la Terre.

Option :

Géologie des Bassins Sédimentaires.

Thème :

Microfaciès et paléoenvironnements de la sédimentation mixte d'âge Oxfordien, Atlas Saharien centrale, Algérie.

Présenté et soutenu publiquement par :

Mr. Temmar Yaçine

Devant le jury composé de :

Mr. BENDELLA M.	Professeur. Université d'Oran 2	Président.
Mr. SADJI R.	MCB. Université d'Oran 2	Rapporteur.
Mr. BOUALEM N.	MCA. Université d'Oran 2	Examinateur.

ORAN 2025

AVANT-PROPOS

Ce travail de recherche marque l'aboutissement de mon parcours de master. Il n'aurait jamais pu être mené à bien sans, en premier lieu, l'aide de Dieu, Le Tout-Puissant, qui m'a accordé la force, la volonté et la patience nécessaires tout au long de ces années. Et aussi les soutiens, les conseils et l'encadrement de nombreuses personnes, que je tiens à remercier sincèrement.

Je tiens à adresser mes remerciements les plus sincères à **Mr. SADJI Radouane**, (Maître de Conférences B à l'Université d'Oran 2), pour la confiance qu'il m'a témoignée en me proposant ce sujet de mémoire. En soulignât la qualité de son encadrement dont il a fait preuve tout au long de cette étude. Malgré ses nombreuses charges, il a su m'accompagner efficacement, tout en me laissant une réelle autonomie dans la conduite de mon travail. Ses remarques pertinentes et ses orientations ont été déterminantes dans l'aboutissement de ce travail.

Je tiens également à exprimer toute ma considération et ma profonde gratitude à **Mr. BENDELLA Mohammed**, (Professeur à l'Université d'Oran 2), pour son soutien constant, la richesse de ses enseignements, et la rigueur scientifique et ses conseils avisés tout au long de ma formation. Je le remercie chaleureusement et l'honneur d'avoir accepté de présider le jury de ce mémoire.

Mes remerciements vont également à **Mr. BOUALEM Noureddine**, (Maître de Conférences A à l'Université d'Oran 2), pour avoir accepté d'examiner ce travail malgré ses nombreuses responsabilités. Je lui suis reconnaissant pour ses encouragements, ainsi que pour son accompagnement bienveillant au cours de mon cursus.

Mes remerciements vont aussi à **Mr. OUALI MEHADJI Aek** et **Mr. MANSOUR Bouhameur,** et aussi **Mr. BELKHEDIM Salim** et à tous les enseignants et leur contribution précieuse à ma formation tout au long de mon parcours universitaire.

Je n'oublie pas d'adresser mes remerciements à mes camarades et frère, **BENMOUSSA Mahmoud Abderrahmene**, pour son aide précieuse et son implication dans la réalisation de ce travail dans le terraine, ainsi que **OUNSA Fayçal** et **SELSELATI BOULAL Imed Eddine**, dont le soutien moral, les échanges scientifiques et l'esprit de camaraderie ont enrichi cette expérience durant les cinq années passées ensemble.

Un tout grand merci !

TEMMAR Yaçine

DÉDICACES

À mes parents, Qui m'ont transmis les valeurs du travail, de la persévérance et de l'humilité. Leur amour inconditionnel, leurs prières silencieuses et leur soutien ont été les piliers de mon parcours. Ce mémoire est, avant tout, le fruit de leurs sacrifices.

Et à mon frère aussi **Mohamed El-Amine**, pour sa présence rassurante, et c'est encouragements constants et sa foi en moi.

À mes enseignants, qui par leur savoir et leur engagement, ont éveillé en moi la passion pour la science et la recherche.

À mes amis proches et camarades, avec qui j'ai partagé les joies, les efforts et les défis de ces années universitaires.

Et enfin, à toutes celles et ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

RÉSUMÉ

La Formation de Theniet Et-Temar affleure dans le Djebel Amour, dans la région d'El-Bayadh. Elle est caractérisée par une dominance de dépôts carbonatés marquées par des alternances marno-calcaires, elle est intercalée par des corps détritiques (grès). Cette formation est datée de l'Oxfordien moyen (zone à *Transversarium*), cette datation repose sur un unique niveau de brachiopode à la base de la formation.

Cette formation a fait l'objet d'une étude détaillée de ses caractéristiques lithologiques et sédimentologiques. Elle est subdivisée en deux membres ; membre 1 correspond à une alternance de marnes et de grès, avec quelques intercalations de bancs calcaires. Tandis que le membre 2 consiste en une alternance marno-calcaire.

L'étude pétrographique a révélé des textures de types rudstone, floatstone, et crystalline, dominés par des organismes benthiques incluant des brachiopodes, bivalves, gastéropodes, échinodermes, et coraux. Les caractéristiques sédimentaires et paléontologiques indiquent que la sédimentation s'est produite dans un environnement marin peu profond, évoluant du domaine subtidal vers l'intertidal, la formation montre l'influence occasionnelle des tempêtes.

Mots-clés : Djebel Amour, El-Bayadh, Marno-Calcaires, Oxfordien moyen, tempête.

ABSTRACT

The Theniet Et-Temar Formation outcrops in Djebel Amour, within the El-Bayadh region. It is characterized by dominant carbonate deposits marked by marl-limestone alternations, interbedded with detrital bodies (sandstones). This formation is ascribed to the Middle Oxfordian (*Transversarium* Zone), based on a single brachiopod horizon at its base.

The formation has undergone detailed lithological and sedimentological study. It is subdivided into two members: Member 1: consists of alternating marls and sandstones with occasional limestone beds. Whereas, the member 2 comprises marl-limestone alternations.

Petrographic analysis revealed rudstone, floatstone, and crystalline textures, dominated by benthic organisms including brachiopods, bivalves, gastropods, echinoderms, and corals. Sedimentological and paleontological characteristics indicate deposition in a shallow marine environment, transitioning from subtidal to intertidal domains, with occasional storm influence recorded in the formation.

Keywords: Djebel Amour, El-Bayadh, marl-limestone, Middle Oxfordian, storm.

الملخص

تظهر تكشفات تكوين تَنيَة التّمر في جبل عمور، بمنطقة البيض .يتميز هذا التكوين بسيادة الترسبات الكربوناتية المتناوبة مع طبقات مارنية-كلسية، ويتخلله أجسام فتاتية (رملية). يُؤرخ هذا التكوين إلى الأوكسفوردي الأوسط (منطقة *Transversarium*)، بالاعتماد على وجود طبقة تحتوي على مستحاثات من الذراعيات الأرجل في قاعدة التكوين.

لقد خضع هذا التكوين لدراسة تفصيلية من حيث الخصائص الليثولوجية والرسوبية، وقُسِّم إلى عضوين ؛ العضو الأول يتمثل في تعاقب طبقات المارل والرمل، مع بعض التداخلات من الطبقات الكلسية؛ العضو الثاني يتكون من تعاقبات مارنية-كلسية منتظمة.

أظهرت الدراسة البتروغرافية وجود أنسجة من نوع رودستون (*Rudstone*) وفلوستون (*Floatstone*)، بالإضافة إلى أنسجة بلورية (*crystalline*) ، مع سيطرة واضحة للكائنات القاعية مثل الذراعيات الأرجل، والرخويات ذوات المصراعين والبطنقدميات، القنفذيات ، والمرجان. تشير الخصائص الرسوبية والحيوية إلى أن الترسيب تم في بيئة بحرية ضحلة، تطورت من النطاق تحت المدّي (*Subtidal*) إلى النطاق ما بين المدّ والجزر (*Intertidal*)، مع تسجيل تأثيرات عرضية لنشاطات عاصفية.

الكلمات المفتاحية :جبل عمور، البيض، تعاقبات مارنية-كلسية، الأوكسفوردي الأوسط، عواصف.

Sommaire

AVANT-PROPOS.

DÉDICACES.

RÉSUMÉ.

الملخص.

ABSTRACT.

SOMMAIRE.

Premier Chapitre : Généralités.

Introduction..... **01**

I. Cadre géographique..... **02**

a) Situation Géographique général..... **02**

b) Cadre géographique local..... **02**

II. Cadre géologique générale..... **02**

III. Cadre géologique locale..... **05**

IV. Cadre structural..... **09**

V. Historiques des travaux..... **11**

VI. Matériels, méthodes et objectifs..... **13**

a) Étude bibliographique..... **13**

b) Travail de terrain..... **13**

c) Travail du laboratoire..... **14**

Deuxième Chapitre : Lithostratigraphie.

I. Introduction..... **15**

II. Localisation des coupes..... **15**

III. Description lithostratigraphique..... **15**

a) La coupe 1..... **16**

b) La coupe 2..... **20**

IV. Corrélation..... **23**

Troisième Chapitre : Sédimentologie.

I. Introduction..... **27**

a) Laminations horizontale..... **27**

b) Laminations entrecroisées en mamelons..... **28**

c) Laminations obliques..... **29**

d) Laminations obliques en auge **30**

e) Laminations entrecroisées en feston..... **32**

f) Rides symétriques (*wave ripples*)..... **33**

III. Discussion..... **34**

Deuxième Chapitre : Microfaciès.

I. Introduction..... **36**

II. Classification des roches carbonatées..... **36**

III. Classification des roches silicoclastiques..... **36**

IV. Classification compositionnelle des grès.....**40**

V. Description microscopique……..... **41**

a) Description (Membre 1)..... **41**

b) Description (Membre 2)..... **44**

VI. Conclusion..... **48**

Conclusions générales.

Conclusions générales..... **49**

Références bibliographiques.

Références bibliographiques..... **51**

Listes des figures et Tableaux..... **61**

Premier Chapitre :

Généralités

Introduction

Cette étude vise à caractériser les processus sédimentologiques de la Formation Theniet Et-Temar, datée de l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium). Elle repose sur une analyse intégrée des microfaciès et sur les figures sédimentaires.

Le Mésozoïque est une ère fascinante des archives géologiques, s'étendant de 252 à 66 millions d'années et divisée en trois périodes : le Trias, le Jurassique et le Crétacé. Le climat de la période jurassique de l'océan Téthys attire l'attention de nombreux géologues.

La période jurassique (201–145 millions d'années) a connu la fragmentation de la Pangée, entraînant une forte concentration de CO_2. Elle a longtemps été considérée comme une époque de *GreenHouse* et sans glace, favorisant l'existence de vastes mers peu profondes, interrompues occasionnellement par des intervalles plus froids relativement courts (e.g., Dromart et *al*., 2003b). Le Jurassique supérieur a été une période d'intense activité tectonique dans la région étudiée (Benest 1985 ; Benest et *al*., 1991). La tectonique extensive le long de la marge nord-africaine a conduit à la restructuration de la plateforme carbonatée pré-oxfordienne.

La transition entre le Jurassique moyen et supérieur dans la Téthys occidentale a été marquée par d'importantes perturbations environnementales, reflétées par des changements dans la composition des sédiments. De nombreux auteurs ont proposé que cette transition corresponde à une période de refroidissement. Dromart et *al*. (2003b) ont considéré la transition Jurassique moyen-supérieur comme une phase glaciaire, accompagnée d'une baisse du niveau de la mer (40 à 80 m). Cependant, ces interprétations ont été remises en question par d'autres auteurs (e.g., Haq, 2018), qui considèrent plutôt la transition Callovien/Oxfordien comme une période de montée du niveau marin.

L'Oxfordien est connu comme une période de réchauffement et de production carbonatée après un déclin lors de la limite Callovien-Oxfordien. Dans ce travail, nous visons à étudier des coupes de l'Oxfordien moyen dans la région d'El Bayadh, en nous concentrant sur l'aspect lithostratigraphique basé sur l'analyse détaillée banc par banc de deux coupes, suivie d'une analyse sédimentologique prenant en compte les figures sédimentaires ainsi que l'aspect microscopique de ces dépôts. L'objectif final est de reconstituer l'environnement sédimentaire durant cette période.

I. Cadre géographique

a) Cadre Géographique général :

L'Atlas Saharien situé dans le nord de l'Afrique (Fig 1.1 ; A, B) appartient, au sens strict du terme, au domaine atlasique. Il constitue un ensemble de chaînes montagneuses intracontinentale incluant le Haut Atlas marocain, les Aurès, les Monts de Nemencha et l'Atlas tunisien. Orienté nord-est/sud-ouest, il s'étire sur plus de 1000 km, tandis que l'Atlas saharien proprement dit présente la même orientation, avec une longueur de 650 km et une largeur variant entre 90 et 140 km (Djebbar, 2000). Cet ensemble est constitué de terrains méso-cénozoïques, plissés lors de l'orogenèse alpine. L'Atlas Saharien forme un édifice plissé marqué par un alignement structural majeur. Ritter (1902) l'a subdivisé en trois faisceaux de plis : les Monts des Ouled Nails (l'Atlas saharien oriental) au sud-ouest, le Djebel Amour (Atlas saharien central), les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) au nord-est.

En Algérie, L'Atlas saharien occupe la partie centrale du domaine atlasique maghrébin. Il est délimité : au nord par les Hauts plateaux et Monts du Nador ; au sud par la faille sud-atlasique, qui sépare la plateforme saharienne du domaine atlasique ; à l'ouest par le Haut atlas marocaine, et à l'est par les Aurès et Atlas tunisien.

b) Cadre Géographique local :

Notre étude va se porter au niveau du faisceau du Djebel Amour occupant la partie centrale de l'Atlas saharien (Fig 1.3), cet immense édifice s'organise suivant une transversale Nord-Sud, et présente une succession de lignes de reliefs du Nord au Sud, il est située à 350 km au SE de la ville d'Oran et elle est limité au Nord par les Hautes plaines et les monts du Nador au Sud par la faille Sud atlasique et la plateforme saharienne au Nord-Ouest par les Monts de Ouled Nail et au Sud-Est par la terminaison orientale des Monts des Ksour.

II. Cadre géologique générale

L'Atlas saharien est caractérisé par des dépôts sédimentaires d'âge méso-cénozoïque (du Trias au Quaternaire) et d'une épaisseur dépassant les 10000 m (Djebbar, 2000). Ces dépôts résultent d'une histoire géodynamique complexe marquée par une phase de rifting triasique, liée à l'ouverture de l'Atlantique central (Aït Ouali, 1991 ; Meddah et *al*., 2007 ; 2017).

Ce processus, contrôlé par la réactivation de décrochements lors de l'orogenèse hercynienne (Mattauer et *al*., 1977), concerne un bassin interprété comme un sillon subsident (Elmi, 1978). Ce dernier est intercalé entre deux domaines stables: les Hautes Plaines oranaises

au nord et la plateforme saharienne au sud. Il a accumulé des dépôts marins et continentaux du Trias à l'Éocène (Fig 1.1 ; C).

Le Djebel Amour, qui suscite l'objet principal de notre étude, a été marqué par une phase tectonique hercynienne polyphasée. Cette orogenèse a profondément influencé les dynamiques sédimentaires et orienté les phases de déformation tout au long du Méso-Cénozoïque (Bettahar et *al*., 1996).

- Trias : Il correspond à des argiles gypseuses et salifères multicolores, associées à des roches vertes ophiolitiques, issues de phénomènes diapiriques. Dans l'Atlas saharien, le Trias est en position normale n'affleure qu'au Djebel Melah dans les Monts des Ksour. Tous les autres affleurements triasiques apparaissent en position anormale dans l'Atlas saharien dans des diapirs, au Niveau de Djebel Amour elle affleure à Sidi Tayfour et Kerakda.

- Jurassique inférieur (Lias) : le Jurassique inférieur est principalement représenté par des dépôts carbonatés. L'Hettangien est constitué de calcaires dolomitiques, correspondant à un environnement subtidal peu profond (Mekahli et *al*., 2004). Le Sinémurien-Pliensbachien est principalement constitué d'une alternance de calcaires et de marnes, sur une épaisseur de 140m (Ziouit, 2012), durant le Toarcien un évènement anoxique c'est produit (Jenkyns, 1988), il est constitué de Marno-calcaire de la Formation d'Aïn Rhezala (Mekahli, 1995).

- Jurassique moyen (Dogger) : est composé par des calcaires micritiques et de brèches à matériel calcaire oolithique d'Aalénien à Bajocien inférieur, il est représenté par la Formation des Brèches de Roknet el Kahla de 190 m (Mekahli, 1995, Mekahli et *al*., 2004). La Formation de Teniet el Klakh de 690 m (Bajocien moyen à supérieur), constituée par deux membres : argilo-gréseux et argilo-carbonaté, de dépôts allant de l'intertidale (Delfaud, 1975) à des dépôts de cône sous-marin (Ouali Mehadji et *al*., 1997). Le Bajocien supérieur - Bathonien inférieur sont représentés par la Formation de Tifkirt, comprend des récifs à coraux (Aïn Ouarka) passant latéralement à des calcaires oo-bioclastiques riches en ammonites et brachiopodes, (Alméras et *al*.,2007 ; Ouali Mehadji, 1995).

- Jurassique supérieur (Malm) : le Callovien–Oxfordien est représenté par la Formation du Djara, composée d'une alternance de dolomies, grès et d'argiles (Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1976). Le Tithonien débute par le membre inférieur de la Formation de Tiloula, composé de marnes et argiles versicolores, dolomies ferrugineuses, grès et quelques niveaux gypseux (Kacemi, 2013 ; Naimi et *al*., 2021b).

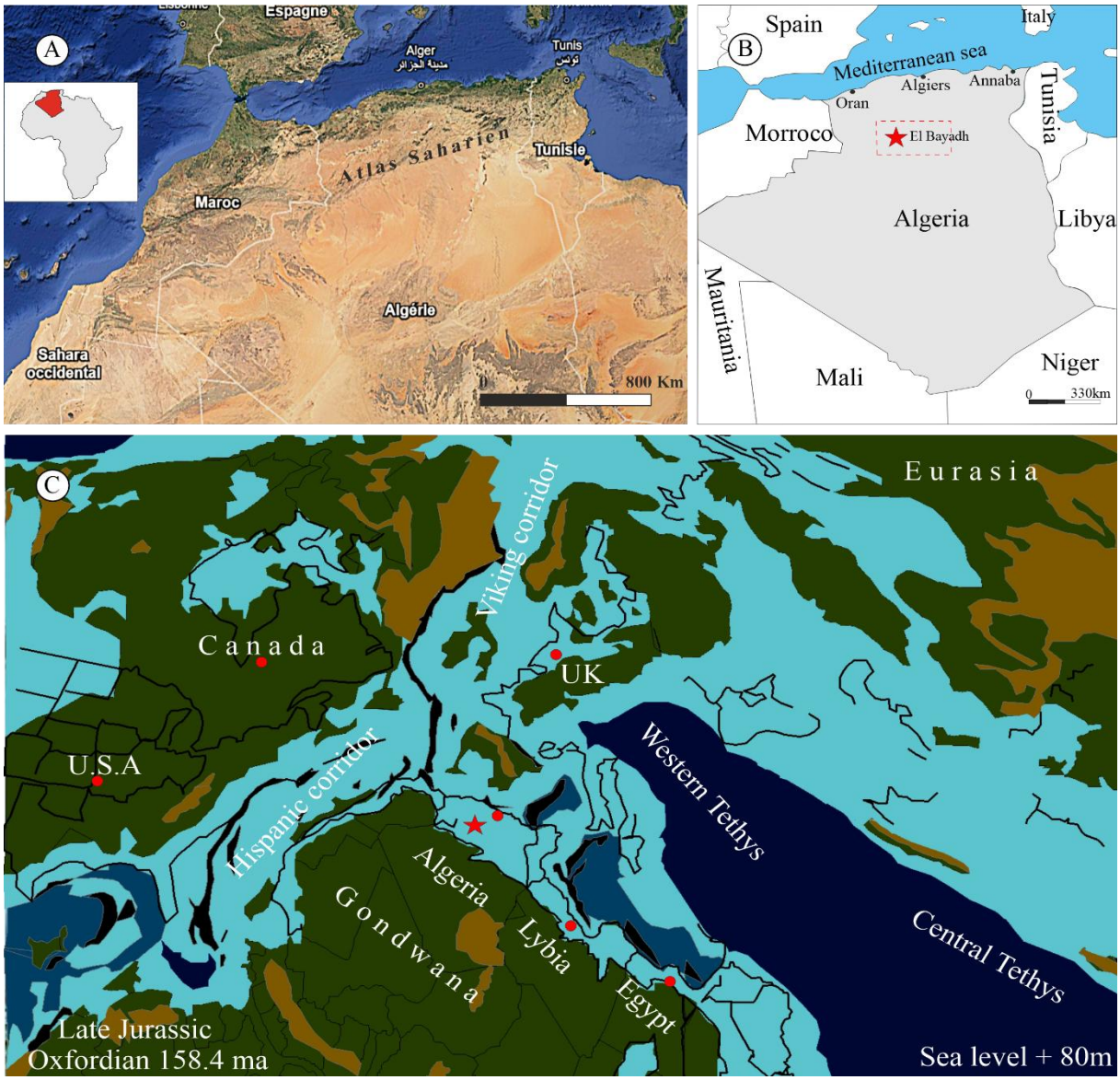


Fig 1.1: A: Situation géographique de la région d'étude dans l'Atlas saharien ; **B**: Carte géographique de l'Algérie ; **C**: Position paléogéographique de la région d'étude dans la Téthys pendant le Jurassique supérieur.

- Crétacé inférieur : dans l'Atlas occidental le Berriasien-Hauterivien affleure au membre supérieur de la Formation de Tiloula qui se compose d'argiles sableuses, de grès ferrugineux et de rares conglomérats (Kacemi, 2013), à Djebel Amour (Cornet, 1952) la Formation de Tiloula se distingue par deux étages : le Valanginien: série marno-calcaire épaisse de 500 m. Tandis que l'Hauterivien: 150 m de grès continentaux et marno-calcaire.

Le Barrémien – Albien est représenté par la Formation de Tiout (Bassoullet, 1973). Elle est subdivisée en trois membres (Naimi et *al.*, 2021b) essentiellement gréseux argileux. Dans le Djebel Amour une série Barrémo-Albo-Aptienne (Cornet, 1952) gréseuse épaisse jusqu'à 2300 m à l'ouest d'El Bayadh (Morizet, 1970).

- Crétacé supérieur : le Cénomano-Turonien est représenté dans les Monts des Ksour par trois formations (Benyoucef et *al*., 2017). Les Formations d'El Rhelida elle est carbonatée et de Medaouar marno-gypseuse, elles sont essentiellement silico-clastiques et carbonatées, datent du Cénomanien inférieur à moyen. Elles sont surmontées par la Formation de Rhoundjaïa (Cénomanien supérieur à Turonien moyen), constituée d'une alternance calcaires-marnes et enregistrant l'Événement Anoxique Océanique 2 (OAE-2) (Salhi et *al*., 2020). Dans le Djebel Amour, une succession similaire à celle des Monts des Ksour a été observée, présentant des faciès et une stratigraphie comparable, avec des ressemblances notables.

- Cénozoïque continental : les dépôts paléogènes les plus étudiés affleurent à El Kohol, sur le versant sud de l'Atlas saharien central. Cette formation se subdivise en quatre membres : -un Membre gypseux (70 m).

-un Membre détritique rouge inférieur (60 m).

-un Membre marno-calcaire (60 m).

-un Membre détritique rouge supérieur (400 m) (Mahboubi, 1983, 1995 ; Mebrouk, 1993, 2010 ; Mebrouk et *al*., 1997).

Les Formations des Gour sont caractérisées par des dépôts détritiques épaisses coiffée par des calcaire (lacustre) et caillouteux en buttes-témoins au niveau de Djebel Amour et dans les Monts des Ksour sud-orientaux (Douihasni, 1976), elles sont attribuées au Lutétien (Jodot, 1953).

- Néogène et Quaternaire : les dépôts néogènes et quaternaires de l'Atlas saharien sont principalement représentés par les hamadas, constitués par des séries argilo-gréseuses à niveaux gypsifères d'âge Mio-Pliocène en discordance sur les grès du Barrémo-Albo-Aptien (Douihasni, 1976).

III. Cadre géologique locale

La série stratigraphique du Djebel Amour, en dehors de quelques affleurements triasiques diapiriques et des dépôts continentaux tertiaires à quaternaires, est principalement constituée de dépôts mésozoïques. Sa morphologie est dominée par des anticlinaux et des synclinaux perchés, majoritairement d'âge cénomano-turonien, comme l'ont montré les travaux antérieurs (Cornet, 1952 ; Bassoullet, 1973 ; Abed, 1982). Des contributions récentes ont permis d'enrichir les

connaissances en décrivant de manière synthétique les unités lithostratigraphiques (Regagba, 2006). Enfin, une nouvelle nomenclature appliquée au

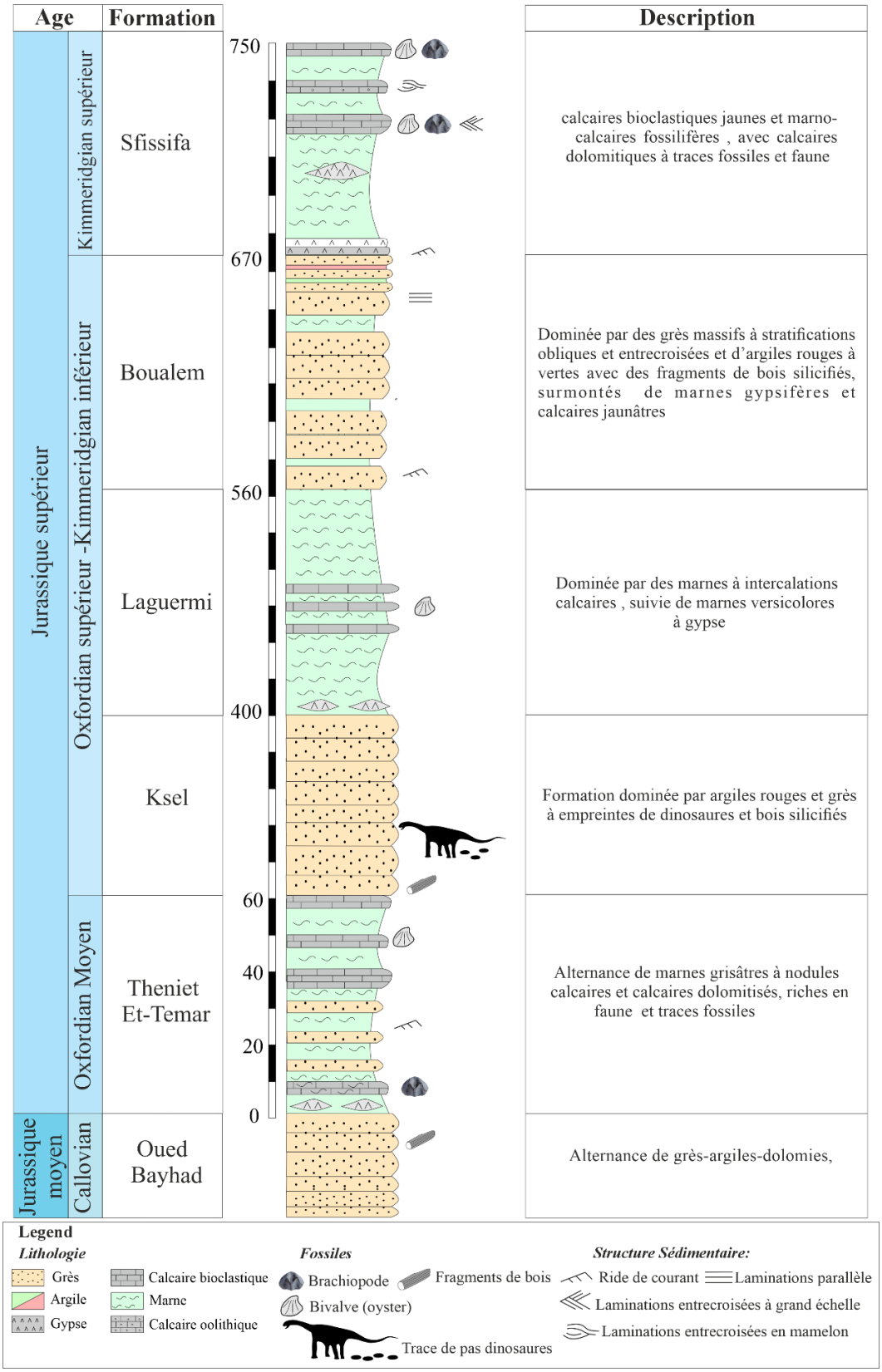


Fig 1.2: Colonne lithostratigraphique du Jurassique supérieur de l'Atlas saharien central, région d'El-Bayadh d'après (Sadji et *al*., 2025).

Jurassique supérieur a permis de subdiviser cette série en cinq formations distinctes, en combinant des lignes temporelles basées sur la faune récoltée et des repères lithologiques précis (Mahboubi et *al*., 2021a) la succession stratigraphique est la suivante (Fig 1.2) :

- Formation de l'Oued El-Bayadh (Callovien-Oxfordien inférieur) 300 m: Elle est caractérisée par une alternance de grès, d'argiles et de dolomies contenant des bivalves brisées, ou sous forme de moules internes, et traces d'activités biologiques, elle est subdivisée en deux membres :

- Membre inférieur 120 m**:** la série débute par des argiles vertes intercalées de grès et de dolomies. Vers le sommet, on observe une augmentation progressive des bancs gréseux et dolomitiques, accompagnées d'une réduction des argiles. Les grès, de couleur jaune clair à noirâtre, présentent des figures de courant variées (rides, stratifications croisées). Les dolomies, d'abord centimétriques à la base, devenant métriques au sommet, avec des teintes jaunes à marrons

- Membre supérieur 180 m**:** cette partie de la série montre une diminution des dolomies, ainsi que des grès moins épais, se présentant principalement sous forme de plaquettes blanchâtres ou de bancs métriques à rides (de courant ou de vague ?) et de la bioturbation. Elle culmine par une barre gréseuse massive rose 5 m d'épaisseur, chenalisée, témoignant d'un environnement de haute énergie. Les argiles, affleurant dans les combes, sont vertes devenant plus noires à la base.

- Formation de Teniet Et-Temar (Oxfordien moyen) 70 m**:** cette formation constitue l'objet principal de notre étude. Elle a été introduit par Regagba (2006), elle corresponde à une alternance de marnes grisâtres à nodules calcaires, avec localement des cristaux de gypse à la base. Les calcaires, partiellement dolomitisés, présentent des teintes bleues à noires et sont riches en fossiles : bivalves, gastéropodes, brachiopodes ainsi que traces fossiles *Thalassinoides*, *Rhizocorallium* (Mahboubi, 2021), dans les parties inférieure et médiane. La partie supérieure est caractérisée par un niveau à concentration de coraux branchus. La limite supérieure est marquée par une discontinuité lithologique, avec un changement des faciès argileux (noirâtres à grisâtres vers rougeâtres). Son épaisseur dépasse 100 mètres dans le secteur d'El Ghassoul, puis diminue progressivement vers l'Ouest jusqu'à disparaître au-delà d'Es-Somm. La présence du foraminifère *Alveosepta jaccardi* (Bassoullet, 1997 ; Bucur & Sasaran 2005), un marqueur biostratigraphique important, ainsi que *Moeschia alata*, permet de préciser

l'âge de cette formation comme étant Oxfordien moyen, correspondant aux zones sommitales Plicatilis et Transversarium (Mahboubi et *al*., 2021a).

- Formation de Ksel (**Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur ?)** 300 m: cette formation Cornet (1952) la nommée (grès massif) et l'a attribuée au Crétacé inférieur. Elle est caractérisée par des argiles rouges contenant des passées gréseuses rousses à la base, caractérisées des empreintes de dinosaures. Elle est surmontée par des grès stratocroissants chenalisés, à bois silicifiés et présentant des laminations obliques et horizontales avec rides de courant. La limite supérieure est marquée par un horizon d'argile en lie-de-vin de 5 à 7 mètres d'épaisseur. Regagba (2006) a adopté la nomenclature de Bassoulet (1973) en la nommant (Formation d'Aïssa) et en lui attribuant un âge Jurassique supérieur.

- Formation de Laguermi (Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur ?) (170 m): cette formation se compose de marnes à intercalations calcaires contenant des empreintes de dinosaures tridactyles et des ossements de crocodiles (Mahboubi et *al*., 2007 ; Bessedik et *al*., 2020), ainsi que des huîtres fragmentées. Elle est surmontée par 70 mètres de marnes versicolores à intercalations calcaires et horizons gypseux, puis par des grès massifs marquant la limite supérieure de la formation.

- Formation de Boualem (**Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur ?)** (120 m): elle est formée par des grès massifs à structures primaires (*flaser bedding*), et des stratifications et laminations obliques et entrecroisées. Les grès sont intercalés par des argiles rouges à vertes, avec des fragments de bois mal conservés. Il est surmonté par 50 m d'argiles verdâtres, à des passées de gypse stratifiés. La formation est limitée au sommet par des calcaires jaunâtres. Elle est équivalente aux (Grès chenalisés) de l'Hauterivien de Cornet (1952).

- Formation de Sfissifa (Kimméridgien supérieur) (40 m): Cette formation correspond aux argilo-calcaires (Hauterivien) de Cornet (1952) elle se caractérise par des calcaires bioclastiques jaunes à base irrégulière, constituant une alternance marno-calcaire fossilifère riche en bivalves, échinodermes, gastéropodes et brachiopodes. Dans sa partie supérieure, les calcaires deviennent plus dolomitiques et présentent des *Thalassinoides* (Mahboubi, 2021). Vers le sommet, les intercalations marneuses s'accentuent, alternant avec des calcaires gréseux à *Skolithos* et *Diplocraterion* (Mahboubi, 2021). L'ensemble transitionne progressivement vers les grès du Continental Intercalaire, marquant ainsi la limite du Jurassique supérieur. La découverte de *Xestosina arguta* dans cette formation a permis de l'attribuer au Kimméridgien supérieure (Mahboubi et *al*., 2021a).

IV. Cadre structural

L'Atlas saharien s'est développé sur un ancien bassin de subsidence orienté SW-NE, encadré par deux domaines stables : la plateforme saharienne au sud et les Hautes Plaines oranaises au nord (Fig 1.3). Ce bassin a connu une sédimentation mésozoïque intense avant d'être plissé et soulevé lors de l'orogenèse alpine.

Sur le plan structural, l'Atlas saharien est délimité au nord par l'Accident Nord-Atlasique (**ANA**) et au sud par l'Accident Sud-Atlasique (**ASA**). Ses déformations majeures résultent principalement de la phase atlasique, un événement tectonique clé survenu à la fin du Lutétien (Guillemot, 1972), synchrone avec les déformations alpines régionales. Cette phase a généré des plis serrés et des systèmes de fractures qui structurent la chaîne.

L'Atlas saharien se caractérise par trois accidents tectoniques majeurs d'extension variable, contrôlant ses domaines géodynamiques et son architecture actuelle.

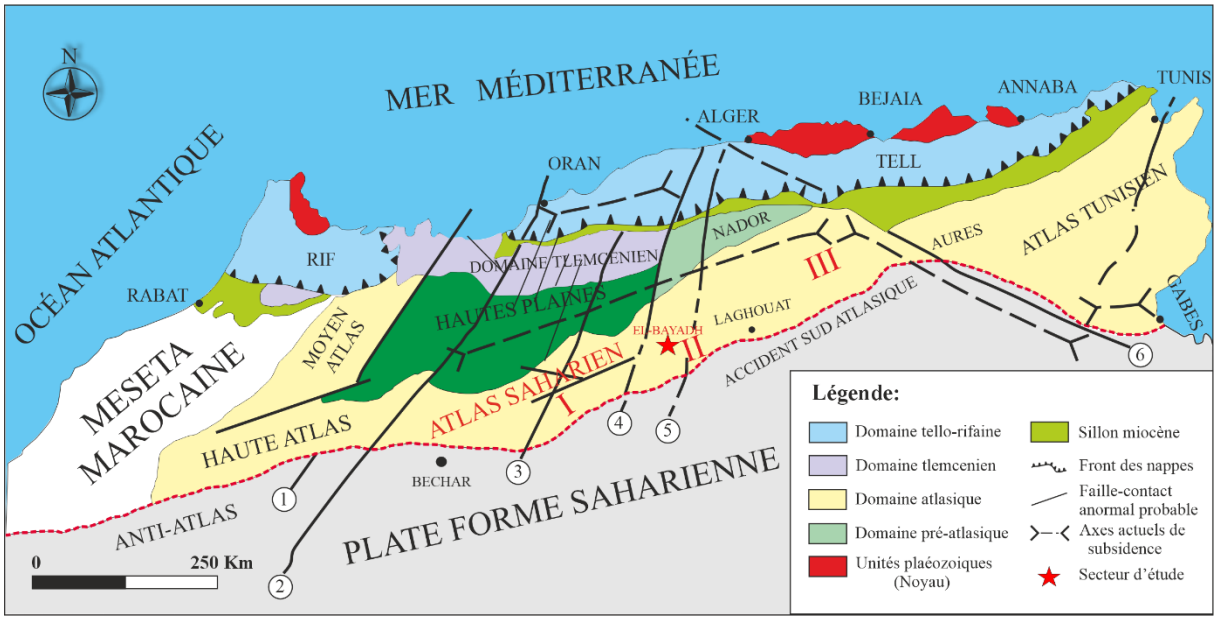


Fig 1.3: Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; modifiée) ; I: Monts des Ksour II: Monts de Amour III: Monts de Ouled Naïl ; 1. La transversale de Moulouya ; 2. La transversale de la Tafna-Magoura ; 3. La transversale d'Ain Séfra – Saida ; 4. La transversale d'El-Bayadh- Tiaret ; 5. La transversale de Teniet El Had ; 6. La transversale des Aurès – Hodna.

- **L'Accident Sud Atlasique:**

Cet ensemble structural, caractérisé par une succession de flexures orientées ENE-WSW, s'étend sur près de 2 000 km depuis Agadir (Maroc) jusqu'au golfe de Gabès (Tunisie).

Il représente une frontière géodynamique majeure entre le domaine saharien stable (au sud) et le domaine atlasique plissé (au nord), constituant une zone de transition tectonique marquée par la réactivation d'accidents crustiaux hérités (Kazi Tani, 1986).

- **L'Accident Nord Atlasique:**

Il constitue une frontière tectonique majeure séparant, au sud, le domaine atlasique intensément plissé du domaine préatlasique peu déformé au nord. Ce système discontinu - caractérisé par un changement de direction marqué (Galmier,1951) (généralement NE-SW, devenant E-W près de Bou Saada), elle s'étend sur près de 1 000 km entre Bou Arfa (Maroc) et Zahrez Chergui (Algérie). Dans l'Atlas saharien central, il se prolonge du nord-est d'El-Bayadh vers le nord d'Aflou, représentant une zone de transition structurale clé entre les déformations alpines et les plateformes stables.

- **Les failles transversales** (Fig 1.3)**:**

L'Atlas saharien est affecté par six grandes failles transversales orientées Ouest-Est (Elmi, 1978) :

1. La faille transversale de Moulouya.
2. La faille transversale Tafna-Magoura.
3. La faille transversale Ain Séfra-Saïda.
4. La faille transversale El-Bayadh-Tiaret.
5. La faille transversale Teniet El Had.
6. La faille transversale Aurès-Hodna.

La chaîne atlasique présente un style structural contrasté :

- À l'ouest : un régime cassant dominé par des plis serrés et des failles inverses.

- À l'est : un comportement souple avec des plis lâches et des déformations continues.

Son architecture se caractérise par, des anticlinaux amygdaloïdes à flancs redressés et voûtes tabulaires (plis coffrés), de larges synclinaux intercalés, une organisation en « chenilles processionnaires » (Ritter, 1902 ; Delfaud et *al*., 1974), cette géométrie résulte d'une disharmonie socle-couverture, avec le Trias évaporitique jouant le rôle de niveau de décollement principal. Le système intègre : des diapirs triasiques associés à des failles inverses

ou décrochantes (Douihasni, 1976) ; un raccourcissement crustal modéré ; des alignements structuraux NE-SO (Flamand, 1911) ; des chevauchements profonds.

Les larges synclinaux correspondent à des bassins subsidents actifs. L'ensemble reflète une déformation polyphasée combinant :

- Une compression alpine cénozoïque.

- La réactivation d'héritages structuraux hercyniens.

V. Historiques des travaux

- **Évolution des Connaissances Géologiques dans l'Atlas Saharien: Synthèse Chronologique des Travaux du XIXe au XXe Siècle:**

Les premiers travaux géologiques dans la région d'étude remontent à Fournel (1852), qui a établit les premières cartes des provinces d'Alger et d'Oran, décrivant notamment les roches, les ressources minières et la Sebkha de Nâama. Entre 1857 et 1858, Colomb et le. Mares explorent le versant sud de l'Atlas saharien, ce dernier attribuant les grès d'El-Bayadh au Crétacé inférieur. Laville (1858) documente quant à lui les argiles et dépôts salifères du Djebel Melah.

Durant la période 1874-1883, Pouyanne et Perron identifient des formations crétacées près d'El-Bayadh, tandis que Tissot (1881) publie une carte géologique de la province constantinoise (incluant Bou Saada) avec des révisions stratigraphiques importantes. Péron (1883), dans son Essai sur la description géologique de l'Algérie, enrichit considérablement les connaissances paléontologiques et stratigraphiques du secteur de Bou Saada. Trois ans plus tard, Pouyanne (1886) attribue les dolomies du Djebel Antar au Dogger (Jurassique moyen), suivi par Welsch (1889) qui confirme cette datation au Djebel Melah grâce à la faune d'El Harchaïa (Nâama).

Au début du XX^{e} siècle, Ritter (1902) produit une carte au 1/800.000^{e} sans apport stratigraphique majeur, mais propose une division structurale originale de la chaîne atlasique en trois faisceaux. Flamand (1911), dans sa thèse sur l'Oranie sud-occidentale, établit les fondements stratigraphiques et structuraux du Lias et du Dogger dans les régions du Djebel Melah, Souiga et Chémarikh.

Les années 1931-1939 voient Savornin, Russo et Laffitte étendre les études stratigraphiques à l'ensemble de l'Atlas saharien et ses prolongements marocains et tunisiens. Entre 1950 et 1952, Cornet révise l'échelle stratigraphique de Flamand et publie une carte géologique au

1/500.000e, mettant en évidence la réduction d'épaisseur des séries jurassiques vers le nord-est et leur transition de faciès marin à gréseux.

Lasnier (1965) introduit une approche micropaléontologique dans l'étude du Jurassique (Djebel Melah, Chémarikh). Bassoullet (1966) identifie quant à lui le Sinémurien supérieur grâce à la découverte d'Asteroceras. L'année suivante, Lucas et Galmier (1967) décrivent la tectonique complexe du Djebel Kardacha, tandis que Bassoullet et Iliou documentent des fossiles remarquables (dinosaures, crocodiliens, poissons) dans l'Oued Boujihane.

- **Évolution des recherches géologiques dans l'Atlas Saharien (1970–à l'actuel): synthèse Chronologique des travaux en sédimentologie, stratigraphie et géodynamique:**

Les recherches débutent avec Galmier (1970) qui publie neuf cartes photo-géologiques (1/100 000e) des Monts des Ksour (région d'Aïn Sefra), identifiant 31 unités lithostratigraphiques. La même année, Kazi-Tani (1970) soutient sa thèse de 3e cycle sur le Djebel Fernane et les monts de Ben-Srour, analysant les séries sédimentaires et les structures des Ouled Naïl orientaux.

Bassoullet (1973) établit le cadre stratigraphique des Monts des Ksour en utilisant des ammonites pour dater le Sinémurien supérieur. Douihasni (1976), dans sa thèse sur la région Aïn Ouarka-Boussemghoun, réalise une analyse structurale détaillée.

Abed (1982) mène une étude approfondie des séries jurassiques du Djebel Amour. Kazi Tani (1986) propose ensuite une synthèse géodynamique de la bordure nord-africaine, identifiant un cycle transgressif-régressif à travers une approche mégaséquentielle.

Aït Ouali (1991) étudie le rifting triasique et la diagenèse des carbonates liasiques dans les Monts des Ksour, combinant analyse séquentielle et étude des processus diagénétiques.

Almeras et *al*. (1994) établissent une échelle biostratigraphique du Jurassique moyen basée sur les brachiopodes et ammonites. La même année, Ouali Mehadji (1995) travaille sur le Bajocien supérieur-Bathonien à l'aide des brachiopodes dans son mémoire de magister, tandis que Tlili (1995) analyse les récifs de la formation de Tifkirt pour une étude paléoécologique et paléogéographique.

Mekahli (1995) subdivise les Monts des Ksour en quatre secteurs (Aïn Benkhellil, Aïn Ouarka, Mékalis, Kerdacha) et définit les formations de l'Infra-Lias au Bajocien. Meddah (1998) se concentre sur les diapirs et le volcanisme triasique. Elmi et *al*. (1998) synthétisent l'ensemble des travaux antérieurs.

Kacemi (2005) analyse la dynamique sédimentaire du Dogger-Crétacé et produit une carte géologique du secteur ouest de l'Atlas saharien. Regagba (2006) étudie le Jurassique moyen-supérieur près d'El-Bayadh à travers une approche sédimentologique et stratigraphique. Boualem, N (2006) à réaliser un Mémoire de Magister sur la dynamique sédimentaire du Crétacé des Djebels Rhoundjaia et M'Daouer dans la région d'Aïn Ouarka, Monts des Ksour, Algérie).

Benyoucef (2012) a fait une Thèse de Doctorat au niveau du bassin crétacé du Guir (sud-ouest algérien) sur les caractérisations lithobiostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Puis, Kacemi (2013) soutient ça thèse sur l'évolution lithostructurale des Monts des Ksour au Trias-Jurassique, abordant notamment les aspects géodynamiques du bassin, puis Salhi et *al*., (2020) à étudier le passage Cénomanien-Turonien dans les Monts des Ksour en utilisant la biostratigraphie et la géochimie. Enfin, Mahboubi. (2021) présentent une thèse sur les indices de fluides et la diagenèse dans le Jurassique des régions d'Aïn-Ouarka et d'El-Bayadh, proposant une nouvelle subdivision lithostratigraphique du Jurassique supérieur dans l'Atlas saharien central.

VI. Matériels, méthodes et objectifs

Cette étude s’appuie sur une méthodologie en trois partite, intégrant :

a) Étude bibliographique:

Une recherche bibliographique systématique a été préalablement menée afin de recenser et d’analyser l’ensemble des travaux publiés (articles, thèses, ect…) sur le Jurassique Supérieur de la Formation de Theniet Et-Temar d’âge Oxfordien moyen (Abed, 1982 ; Regagba, 2006 ; Mahboubi et *al*., 2021a ; Mahboubi, 2021).

b) Travail de terrain:

Sur le terrain, deux sorties ont été menées, au cours desquelles nous avons réalisé le levé lithostratigraphique détaillé (banc par banc) de deux coupes. Cette approche a permis de

documenter précisément les caractéristiques sédimentaires de la formation, notamment les textures, les couleurs, les figures sédimentaires, le contenu fossilifère et traces fossiles. Des échantillons ont également été prélevés : des roches consolidées pour la confection des lames minces, ainsi que 350 g de matériaux meubles, répartis sur plusieurs niveaux stratigraphiques.

Parallèlement, un corpus photographique exhaustif a été établi, comportant des vues panoramiques des affleurements et des lithofaciès et biofaciès, ainsi que des détails des traces fossiles et des figures hydrodynamiques.

c) Travail du laboratoire:

Concernant le travail de laboratoire, il s'appuie sur deux démarches complémentaires : elle va être appuie sur deux démarches qui consiste dans un premier temps :

- **Préparation et analyse de lames minces**

35 lames minces supplémentaires, préparées et photographiées au Geozentrum Nordbayern (Erlangen, Allemagne) par M. SADJI, ont été intégrées à l'étude.

- **Traitement des échantillons**

Le lavage des matériaux meubles prélevées a été tamisé à l'aide d'un tamis de 60 µm pour une éventuelle présence de microfossiles.

Deuxième Chapitre :

Lithostratigraphie

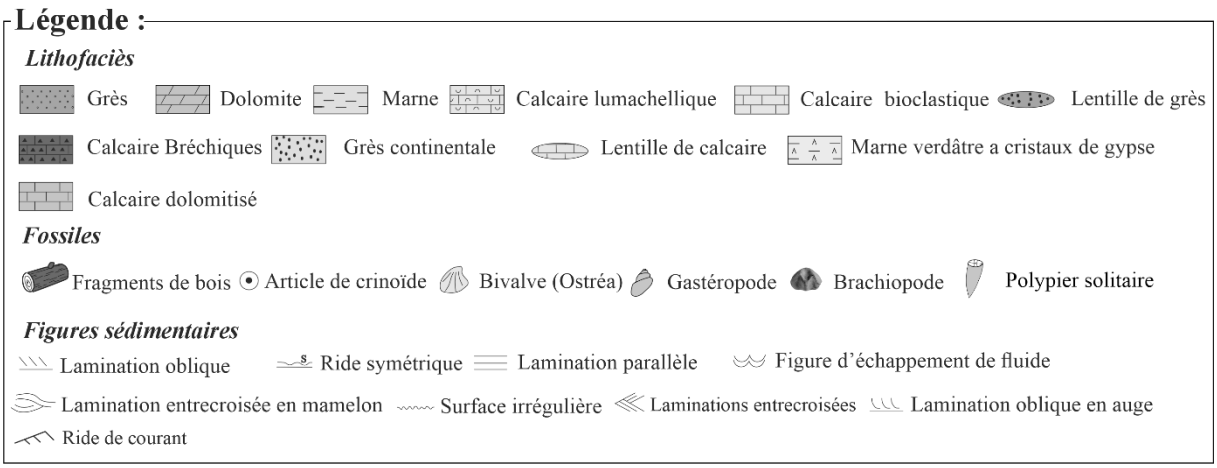


Fig 2.1: liste des figurées utilisés.

I. Introduction

La présente étude s'inscrit dans le cadre de deux missions de terrain réalisée dans la région de Djebel Amour (Atlas saharien central), et porte sur la Formation de Theniet Et-Temar au secteur d'El Ghassoul, elle est attribuée à l'Oxfordien moyen. Le terme « Theniet Et-Temar » a été introduit par Regagba (2006), elle affleure largement au S-SSE de la région El-Bayadh.

L'étude correspond à un levée de deux coupes détaillées lithostratigraphiques dans le même secteur (Ghassoul), permettant de caractériser les variations latérales des faciès (lithologie, géométrie, le contenu fossilifère etc.) et leur épaisseur, et des structures sédimentaires. Cette approche vise à mieux contraindre les processus de dépôt et reconstituer le paléoenvironnement dans la formation étudiée durant le jurassique supérieur à l'Oxfordien moyen.

II. Localisation des coupes

Dans la région d'El-Bayadh, La Formation de Theniet Et-Temar dans le secteur d'El Ghassoul se situe à environ 45km S-SSE de la ville d'El-Bayadh, est près de 8,2 km au Sud de la commune d'El Ghassoul. Cette formation est insérée entre Djebel Selim et Djebel Cherak, pour la première coupe va se levée près de la Route Nationale N107, la deuxième coupe est distante de plus de 400m de la première vers l'Est (Fig 2.2).

-Coordonnées GPS : **Coupe 1** { X :33°19'6.46"N ; Y : 1°15'27.05"E } **Coupe 2** { X :33°19'23"N ; Y :1°15'56"E }

III. Description lithostratigraphique

L'étude lithostratigraphique a permis de subdiviser la Formation de Theniet Et-Temar en deux membres district le découpage des membres c'est porter selon l'aspect lithologique. L'étude sera basée sur une description détailler des deux coupes levées dans la formation au niveau du

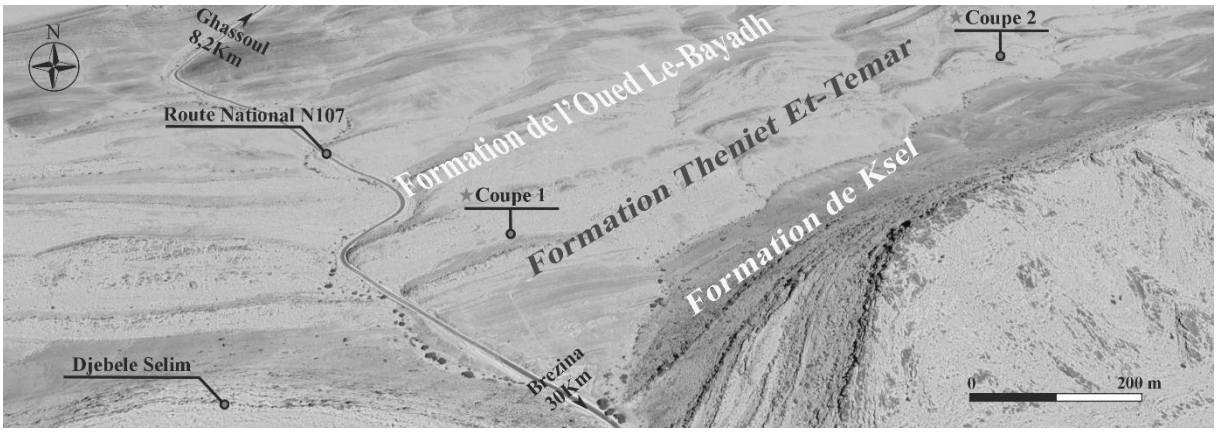


Fig 2.2: Image satellitaire montrant la localisation des coupes (Google Earth-2025).

même secteur (Ghassoul), le but de cette approche et de corréler entre les deux coupes levées et permettre par la suite de voire les variations latérales (facies, épaisseur des bancs et leur continuité latérale, structure sédimentaire, faune …ect.).

a) La Coupe 1 : (Fig 2.3 ; A)

- **Membre 1 (22 m)**

Ce membre correspond essentiellement à une alternance de grès et de marnes avec des bancs calcaires. L'épaisseur totale de ce membre est d'environ 22 m, avec une nette distinction entre deux grandes unités, les quinze premiers mètres, sont à dominance détritique, et les derniers mètres, sont à tendance plus carbonatée.

Les bancs de grès sont d'une épaisseur variable entre 0,15 m et 0,3 m, avec une granulométrie fine à moyenne. La couleur des grès est jaunâtre, parfois disposés en plaquettes (Fig 2.4 ; F). Ils présentent des figures sédimentaires bien développées, notamment des laminations horizontales (Fig 2.5 ; F), obliques (Fig 2.4 ; B) et en auge, ainsi que des structures d'échappement de fluides (Fig 2.4 ; A). Des laminations entrecroisées en mamelons sont également bien visibles dans les chenaux de grès et des rides symétriques (Fig 2.5 ; E) en épirelief du banc gréseux, et dans certains cas la semelle présente des surfaces irrégulières.

Les calcaires sont à dominance bioclastique (Fig 2.5 ; C), riches en fragments de bivalves (Ostréa). Certains niveaux sont partiellement dolomitisés, avec une épaisseur comprise entre 0,15 m et 0,5 m, et une teinte variant du grisâtre au bleuâtre, parfois jaunâtre. Les marnes sont peu représentées à la base du membre, mais leur épaisseur augmente progressivement vers le sommet, atteignant parfois les 3 mètres.

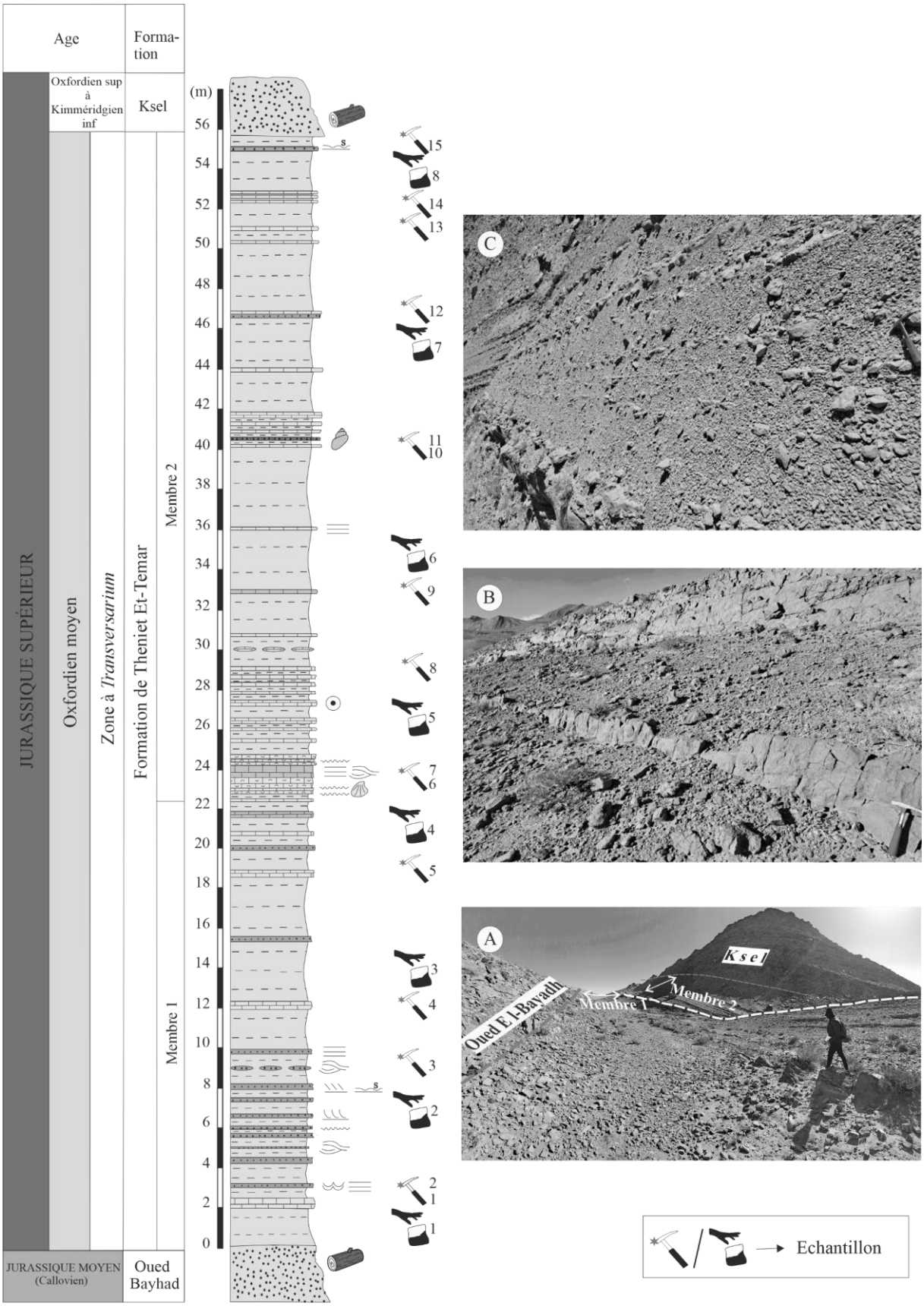


Fig 2.3: Colonne lithostratigraphique de la Formation de « Theniet Et-Temar » coupe 1 ; **A:** Illustration photographique de la coupe 1 ; **B:** aperçu du deuxième membre ; **C:** les derniers niveaux de la formation.

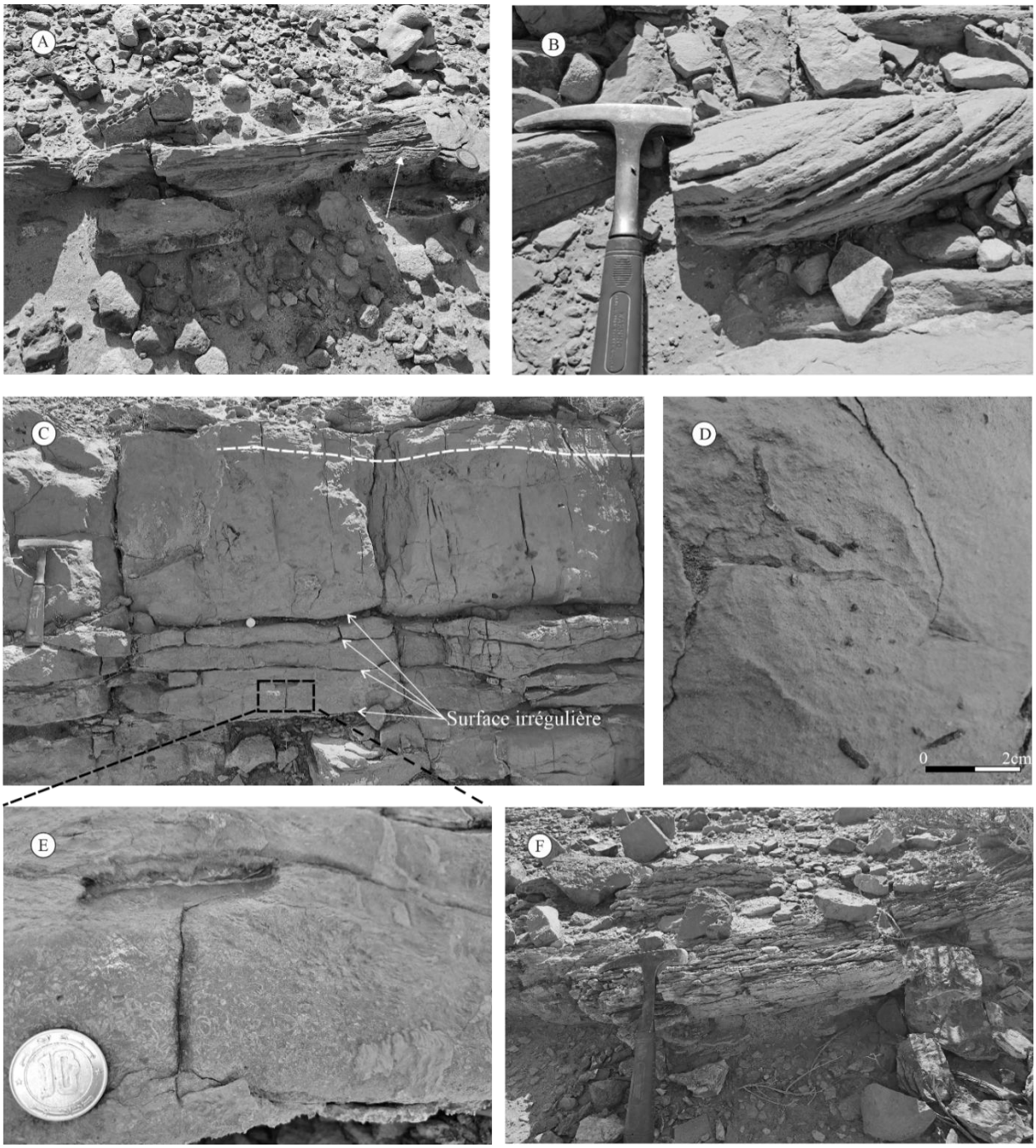


Fig 2.4: A: Laminations Horizontales passant a des figures d'échappement de fluide (flèche blanche) et le somment comporte délits de linéation ; **B:** Laminations obliques au premier membre ; **C:** La barre calcaire bien développée comportant des surfaces irrégulières ; **D:** articles et tiges de crinoïde ; **E:** calcaire lumachelique de la barre calcaire (C) ; **F:** Grès en plaquette.

- **Membre 2 (33m)**

Ce membre (Fig 2.3 ; B) est essentiellement carbonaté. Il débute par des marnes peu épaisses, interstratifiées avec une passée de calcaire bioclastique. L'ensemble est surmonté par une barre calcaire bien développée (Fig 2.4 ; C), d'une épaisseur totale de 1,55 m. Cette barre se compose, à sa base, comporte trois niveaux lumachelique séparer par des surface irrégulière (Fig 2.4 ; E) à bivalves (Ostréa) sur 0,55 m, suivie sur un banc bioclastique de 0,15 m. Ce

dernier devient progressivement massif, bien dolomitisé, et présente de rares bioclastes sur environ 0,45 m. Des laminations horizontales assez discretes y sont observées, évoluant latéralement en laminations entrecroisées en mamelons (Fig 2.5 ; A). Cette barre se prolonge par un niveau lumachellique de 0,25 m, dont la taille des éléments bioclastiques est croissante vers le sommet. Les différents bancs calcaires sont séparés par des surfaces irrégulières.

Cette barre est recouverte par une alternance de marne-calcaire, Les marnes varient en épaisseur (0,2 à 4 m), dominant progressivement vers le haut, et des calcaires bioclastiques (0,15 à 0,3 m), de teinte grisâtre à bleuâtre, présentant localement des laminations horizontales discontinues. Certains bancs calcaires sont de formes lenticulaires avec une épaisseur maximale de 0,1 m d'épaisseur, pouvant s'étendre latéralement sur 5 m. L'alternance est plus serrée dans les cinq premiers mètres puis s'atténue vers le sommet. La partie supérieure de la succession est marquée par un banc de brèche calcaire intraformationnelle (Fig 2.5 ; D) de 0,32 m, Les éléments sont de taille supérieure à 2 mm, ils sont anguleux à subanguleux, polygéniques et il referme même des gastéropodes (Fig 2.5 ; B). Le tout est emballé dans une matrice dominante (parabrèche). Ce niveau bréchique, s'étend sur 1,2 m de largeur, il passe latéralement vers des faciès calcaires. La succession est couronnée par plus d'une dizaine de mètres d'alternances de marno-calcaire incluent des bancs de grès fins à moyens (0,2 m), parfois en plaquettes. Les calcaires bioclastiques contiennent des articles et tiges de crinoïdes (Fig 2.4 ; D) près du sommet, tandis que les marnes atteignent 3,5 m d'épaisseur. Les grès au sommet présentent des rides symétriques, marquant la transition vers des grès continentaux de la Formation de Ksel et marquant la limite de la formation.

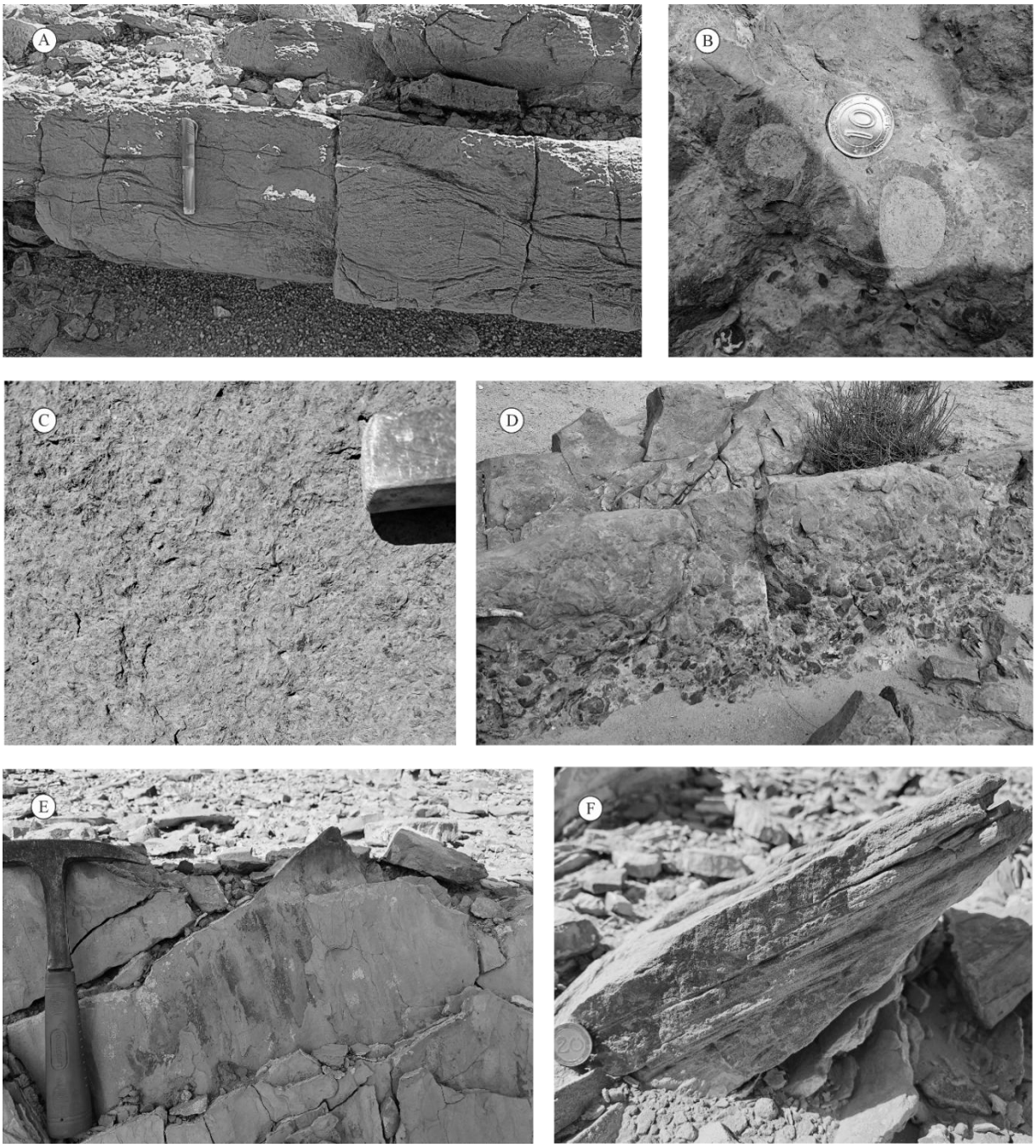


Fig 2.5: A: laminations entrecroisées en mamelons ; **B:** section transversale de gastéropode au niveau des brèches calcaires ; **C:** calcaires bioclastiques ; **D:** brèche calcaire intraformationnelle ; **E:** rides symétriques du deuxième membre ; **F:** laminations horizontales au premier membre.

b) La coupe 2 : (Fig 2.6 ; A)

- **Membre 1 (31m)**

Le premier membre débute par un niveau marneux verdâtre d'environ 2 mètres d'épaisseur, contenant des cristaux de gypse (Fig 2.7 ; A). Elle marque le contact direct avec la Formation de l'Oued El-Beyadh, Le premier membre de la formation se distingue par un contraste

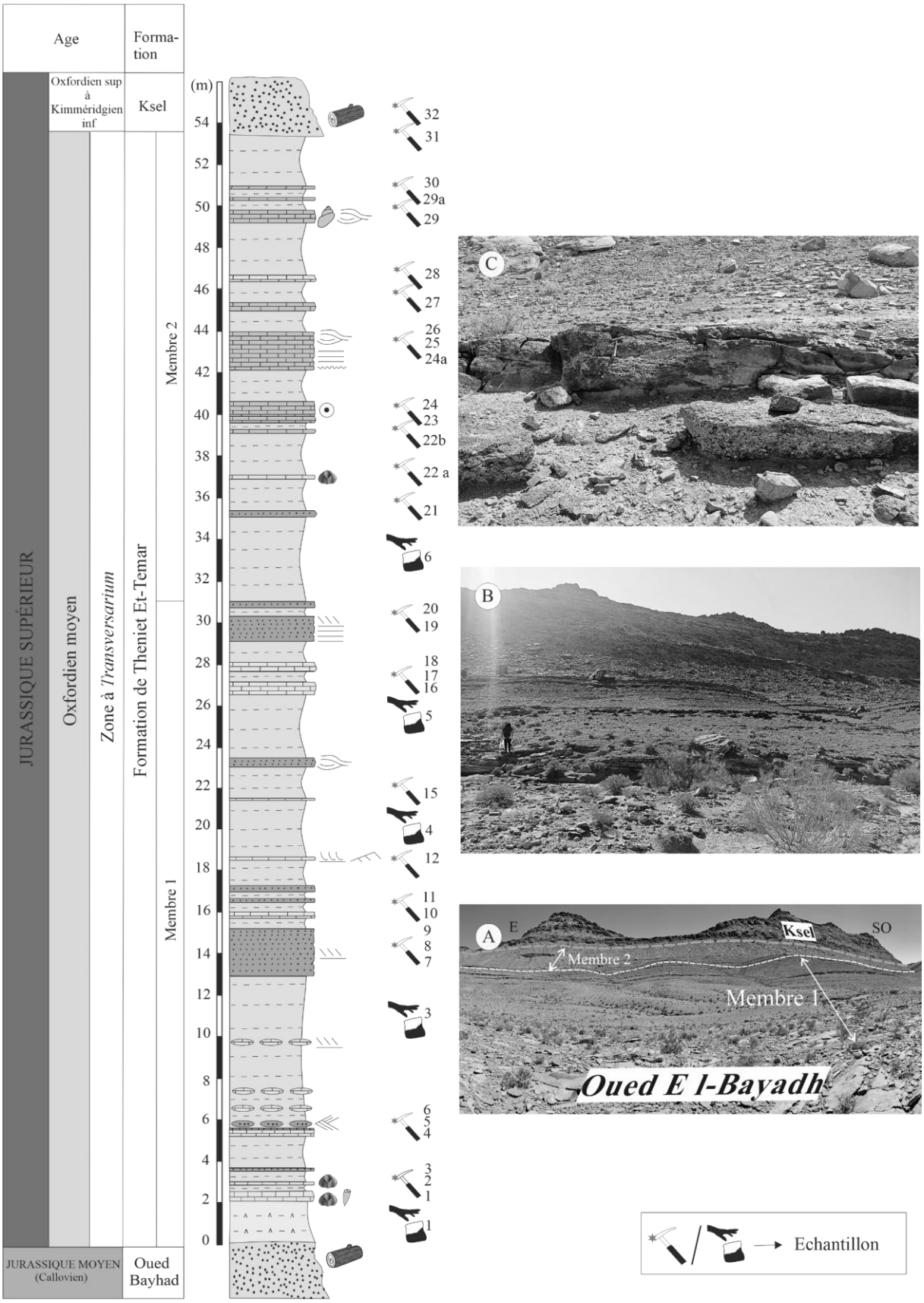


Fig 2.6: Colonne lithostratigraphique de la Formation de « Theniet Et-Temar » coupe 2 ; **A:**Illustration photographique de la coupe 2 ; **B:** aperçu du deuxième membre ; **C:** les grés bioturbés du continental du Ksel.

lithologique, il commence par de minces niveaux carbonatés à la base, évoluant progressivement vers des faciès détritiques plus marqués vers le sommet.

Les dix premiers mètres au-dessus des marnes verdâtres correspondent à une alternance de marnes et de calcaires bioclastiques, accompagnés de quelques intercalations gréseuses. Les bancs calcaires, d'épaisseur variable 0,15 m à 0,50 m, présentent une teinte jaunâtre à verdâtre et adoptent localement une forme lenticulaire. Ils renferment une faune bien conservée, notamment des brachiopodes (Fig 2.7 ; C) *Moeshia alata* (Rollet, 1972) (Fig 2.7 ; D) ainsi que quelques polypiers solitaires (Fig 2.7 ; E), principalement dans la partie inférieure. Les niveaux gréseux, d'épaisseur comprise entre 0,15 m et 0,50 m, affichent une teinte jaunâtre et présentent des structures sédimentaires typiques telles que lamination oblique et entrecroisée en feston.

La partie supérieure du membre les derniers mètres est dominée par une alternance de grès et de marne, accompagnées de quelques bancs calcaires bioclastiques dépourvus de faune visible. Les grès, sont de granulométrie fine à moyenne et d'épaisseur comprise entre 0,2 m et 1,75 m, présentent des laminations entrecroisées en mamelon, des laminations horizontales et obliques. Les calcaires associés, sont d'épaisseur variant de 0,1 à 0,6 mètre, montrent des structures en auge surmontées de rides de courant (Fig 2.7 ; B) au sein des mêmes bancs. Concernant les marnes leur épaisseur pouvant atteindre les 3m.

- **Membre 2 (22m)**

Le deuxième membre (Fig 2.6 ; B) de la Formation de Theniet Et-Temar est principalement carbonaté et se caractérise par une alternance de niveaux marno-calcaires avec quelques intercalations de grès jaunâtres à granulométrie fine à moyenne. Les calcaires sont majoritairement bioclastiques, devenant progressivement dolomitisés vers le sommet de la succession. Leur épaisseur varie généralement entre 0,2 m et 1,8 m. et ils présentent des structures sédimentaires telles que des laminations entrecroisées en mamelon (Fig 2.7 ; F), par ailleurs, des séquences tempêstite bien développées sont aussi détectés atteignant les 0,90 mètre.

La faune fossile est exclusivement marine, est représentée par des brachiopodes, des crinoïdes (des tiges et des articles), et quelques gastéropodes.

Vers le sommet de ce membre, on observe un niveau de dolomie, compacte et assez dure, d'environ 0,15 mètre d'épaisseur, qui est immédiatement surmonté par une épaisse unité marneuse de 2,5 m. Cette dernière est ensuite coiffée par les grès bioturbés (Fig 2.6 ; C)

continentaux de la Formation du Ksel, marquant ainsi la fin de la succession étudiée. Les niveaux marneux de ce dernier membre présentent une variabilité d'épaisseur notable, oscillant entre 0,5 m et 4 m.

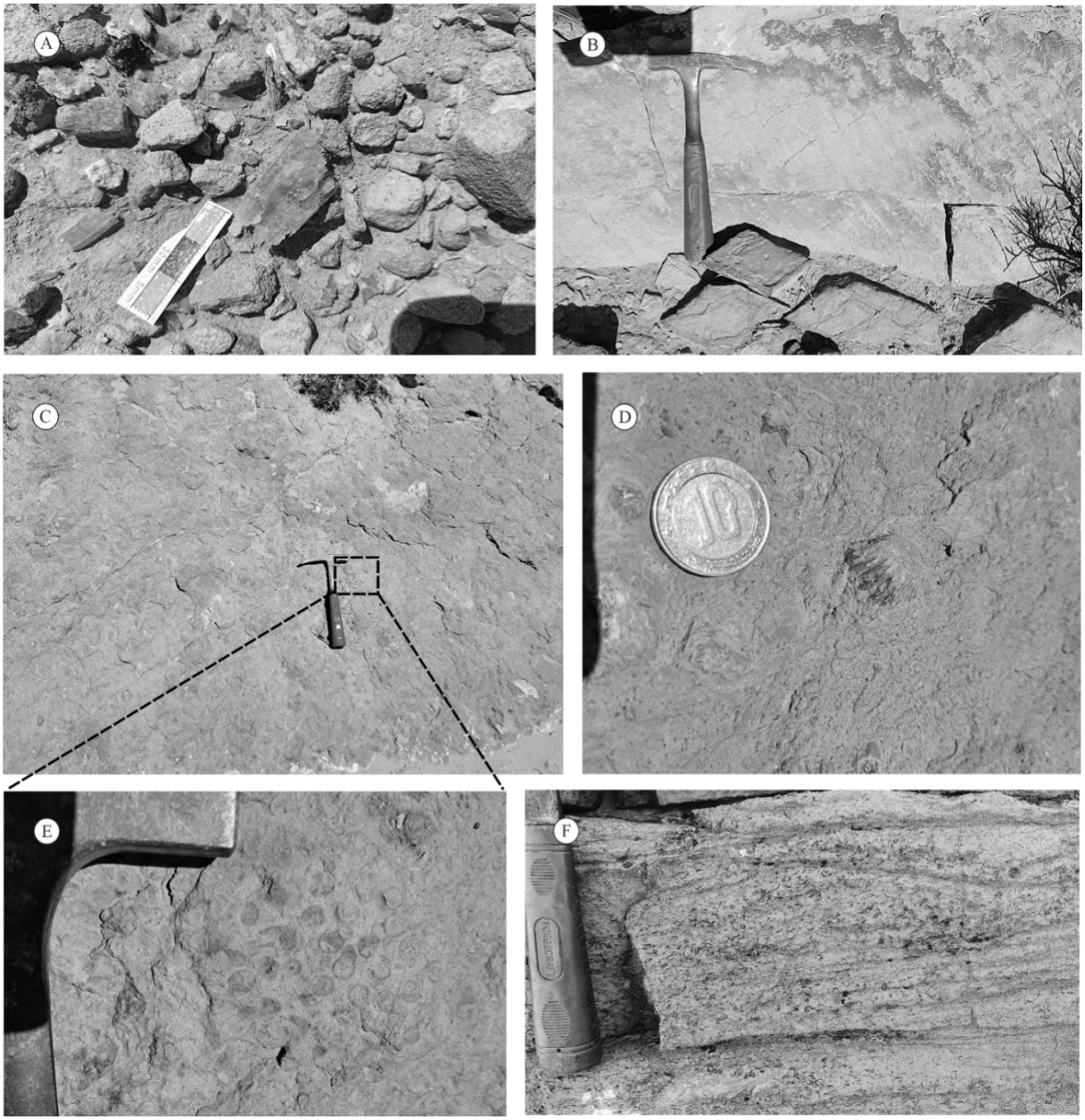


Fig 2.7: A: Marne a cristaux de gypse de de grand taille ; **B:** ride de courant ; **C:** premier niveau calcaire à brachiopode ; **D:** calcaire comportant des bioclastes de brachiopode au niveau de C ; **E:** polypier solitaire au niveau du C ; **F:** lamination entrecroisée en mamelon dans les calcaire (*Shell bed*).

IV. Corrélation (Fig. 2.8)

La Formation de Theniet Et-Temar, est caractérisée par une sédimentation carbonatée dominante marquée par des alternances marno-calcaires homogène bien que certaines variations latérales de faciès et d'épaisseur soient observées entre les deux secteurs, soulignant une réduction des unités identifiables. La Formation de Theniet Et-Temar a été nommé par

Regagba (2006), elle est attribuée à un âge Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*). Cette datation est basée sur un seul niveau de brachiopode à la base de la coupe Mahboubi et *al* (2021a). Elle repose directement sur la Formation de l'Oued El-Bayadh d'âge Callovien-Oxfordien inférieur (Mahboubi et *al*., 2021a), la limite supérieure de cette formation correspond à un changement lithologique, où on constate un passage d'une alternance marne et calcaire bioclastique et parfois dolomitisée à des grès massifs de la Formation de Ksel.

Dans les deux secteurs étudiés les faciès observés présentent une certaine similitude assez notable perturbé de temps à autre par l'arrivée d'un matériel silico-clastique représenté par des niveaux gréseux fréquemment observer dans le premier membre. Il est à noter que l'épaisseur est plus marquée dans le deuxième secteur pouvant atteindre les 1,75m. Les calcaires sont le plus souvent bioclastiques et parfois dolomitisées surtout au niveau du deuxième membre, le facies le plus dominant de la formation reste les marnes avec des épaisseurs pouvant atteindre les 4m. Malgré les similitudes, cette formation montre bien certaines différences en terme lithologique et parfois d'épaisseur des bancs, notamment avec la présence des calcaires lumacheliques et brèches calcaires intraformationnelles de 0,15m remarquable que dans la première coupe. La deuxième coupe montre aussi des différences avec la présence de marnes verdâtres à cristaux de gypse à 2 m vers de la base, et aussi le dernier niveau est représenté par des dolomies compacte de 0,15m.

Sur le plan paléontologique, la faune est globalement similaire dans les deux secteurs, elle est dominée par des bivalves (Ostréa) et parfois des brachiopodes notamment le premier niveau a *Moeshia alata* qui a permis de dater cette formation (Mahboubi et *al*., 2021a). Il faut signaler que le premier membre de la deuxième coupe, d'autres organismes sont également inventenriés, tels que les gastéropodes, les échinodermes et les crinoïdes. Alors que les polypiers solitaires sont observés uniquement dans la seconde coupe. Néanmoins, la faune elle est plus fréquente et mieux conservées dans la deuxième coupe.

Les figures sédimentaires présentent une variété commune, bien que quelques différences soient notables. Parmi les structures les plus fréquentes, figurent les laminations horizontales, les laminations entrecroisées en mamelons, les laminations obliques et obliques en auges, ainsi que des rides de courant. Les figures d'échappement de fluide et les rides symétriques ont été observées uniquement dans la première coupe, tandis que les laminations entrecroisées en festons sont caractéristiques de la seconde coupe. La deuxième coupe diffère également par la

présence des séquences de tempête bien développée et plus remarquable caractérisant le second membre.

L'analyse corrélative révèle une succession lithostratigraphique globalement homogène tant sur les plans lithologiques et paléontologique et aussi sur les figures sédimentaires, mais quelque des différences persistantes :

1- Des variations latérales d'épaisseur de bancs.

2- L'absence de certains faciès, localement, témoignant de discontinuités latérales.

3- la faune et les structure sédimentaire reste globalement similaires à quelques différences.

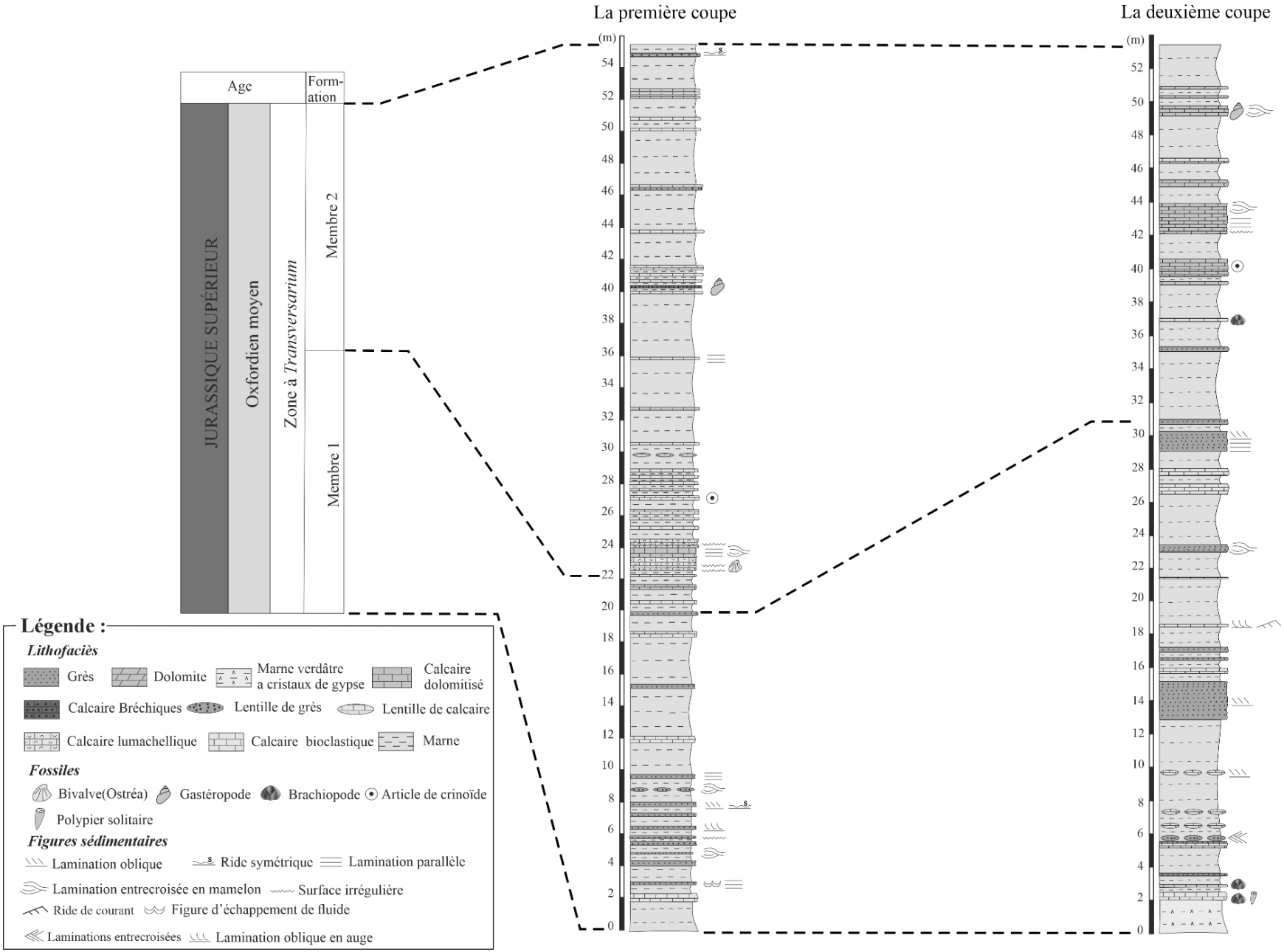


Fig 2.8: Corrélation lithostratigraphique des deux coupes étudiées de la Formation « Theniet Et-Temar ».

Troisième Chapitre :

Sédimentologie

I. Introduction

Dans ce chapitre nous allons traiter l'aspect sédimentologique de la Formation de Theniet Et-Temar, en se basant principalement sur les figures sédimentaires, et accessoirement sur les figures induites par la liquéfaction SSDS « soft-sediment deformation structures ».

Cette étude est basée sur la description et l'interprétation des différents faciès. L'analyse est basée principalement sur les caractéristiques lithologiques, granulométriques permettant l'interprétation des environnements de dépôt adéquats.

a) Laminations horizontale :

- **Description**

Les laminations horizontales sont des structures sédimentaires, elles sont caractérisées par des couches minces planes parallèles. Elles sont représentées dans les deux membres, elles sont observées dans les niveaux gréseux et calcaires (*shell beds*). Dans les grès les grains sont fin à moyen et les laminations planes et parallèles se présentent sous forme de mince lamelles millimétriques et continue (Fig 3.1.C, D). Les surfaces des niveaux gréseux présentent également des délits de linéation (*parting lineation*).

Concernant les calcaires, les laminations horizontales sont assez discrète (Fig 3.1. E, F), surtout dans le deuxième membre (Fig 3.1.A, B)

- **Interprétation**

La formations des laminations horizontales résulte typiquement de conditions de régime d'écoulement supérieur (*upper flow regime*) (Cheel, 1990 ; Paola, 1989), où la vitesse du courant est élevée, la turbulence est forte, et les particules sont transportés par le courant en abondance et d'une manière continue à l'interface fond/eau (Chamley & Deconinck. 2000). Ces figures se développent préférentiellement lorsque, le sable présente une granulométrie moyenne à fine, la teneur en mica est faible (Collinson & Mountney. 2019). Leur dépôt, souvent rapidement, et associé à un événement hydrodynamique, tel que : l'action oscillatoire des vagues (swash-backwash) ; le transport par un écoulement régulier ; l'avalanche de sable sur une face de dune ; ou la migration de rides laissant un résidu de minéraux lourds (Prothero & Schwab, 2014).

Ces figures permettent de déterminer la direction des paléocourants, mais ne renseignent pas sur le sens de l'écoulement. Les laminations horizontales se forment dans divers environnements, elles sont souvent négligées car elles sont presque omniprésentes.

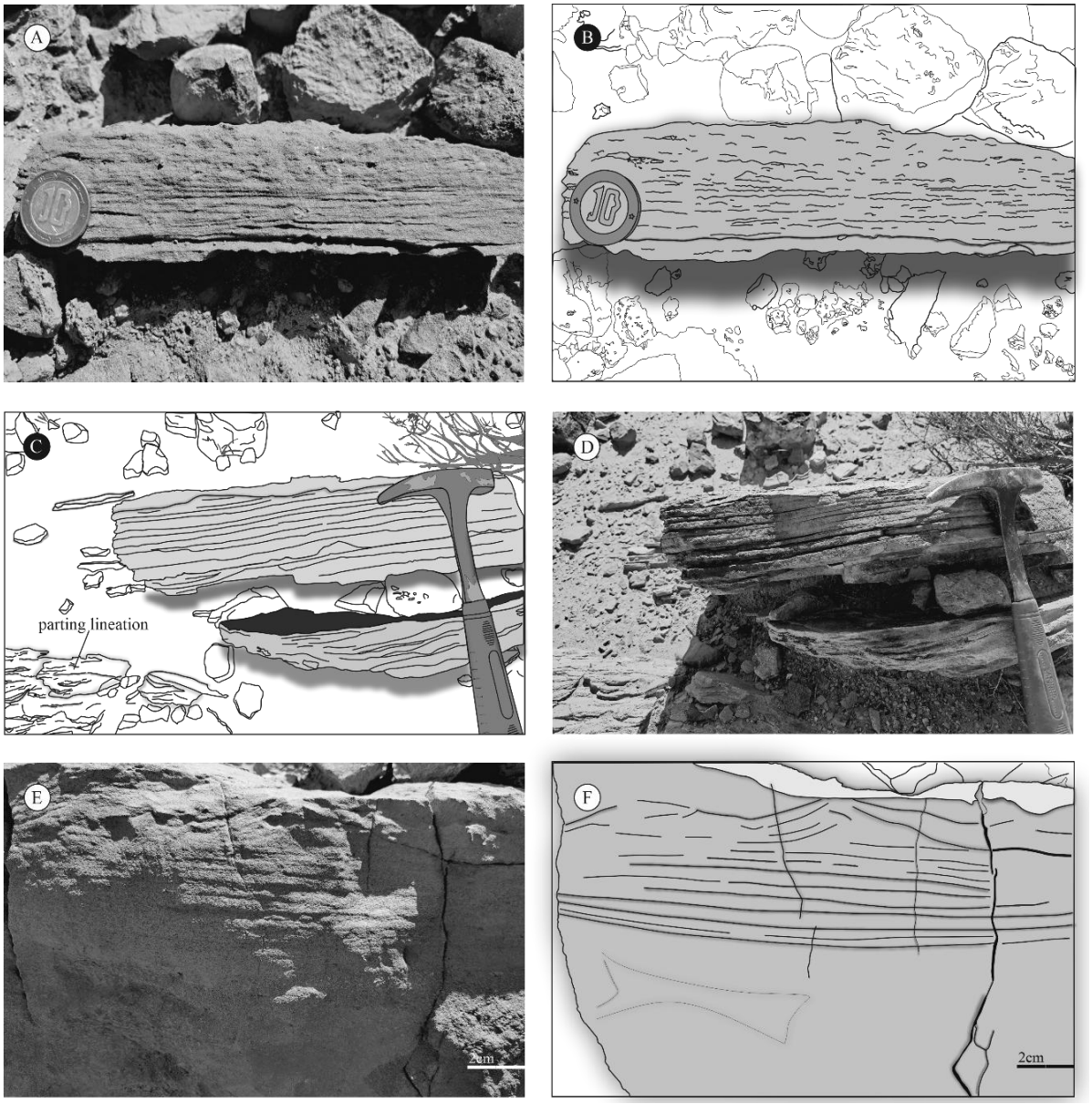


Fig 3.1: laminations horizontales ; **A et B:** laminations horizontales, les lamines sont discrètes et discontinues (deuxième membre) ; **C et D:** laminations horizontales montrant des lamines bien remarquable et continue et présence de *parting lineation* (premier membre) ; **E et F:** laminations planes et parallèles dans les calcaires (*shell-bed*).

b) Laminations entrecroisées en mamelons (Hummocky cross-stratification : **HCS) :**

- **Description**

Les laminations entrecroisées en mamelons (HCS) (Harms et *al.*,1975), est une structure constituée d'ensembles de laminations courbées avec une convexité orienter vers le haut. Elles

sont observées dans les deux membres de la Formation de Theniet Et-Temar. Dans le premier membre les chenaux de grès jaunâtres d'épaisseur centimétrique.. Tandis que les HCS dans les bancs calcaires (Fig 3.2.C, D) sont d'ordre centimétriques à décimétriques avec une extension latérale de 0.30 m passant à des laminations parallèles le plus souvent grisâtre (Fig 3.2.A, B). Cette structure montre en globale des épaisseurs allant de 0.07m a 0.20m. Les lamines internes présentent une inclinaison faible.

- **Interprétation**

Le mode de la formation des HCS dépend des conditions hydrodynamiques et du taux d'aggradations élevé. Elles se forment sous l'action de courants combinés oscillatoires et unidirectionnels générées par les tempêtes (Hunter & Clifton ,1982 ; Swift & Figueiredo, 1983). D'après Dumas & Arnott (2006), les HCS se forment dans des profondeurs d'eau comprises entre 13 et 50 m.

Ces structures ont été largement documentées au cours des dernières décennies traditionnellement interprétées comment des figures marines de tempête caractérisant les dépôts peu profonds.de type shoreface, ou d'une plateforme interne. Elles se forment entre la base des vagues de beau temps FWWB (*Fair Weather Wave Base*) et la base des vagues de tempête SWB (*Storm Wave Base*). Elles sont également documentés dont des environnements marins ouverts (Dott & Bourgeois, 1982), cependant elles ont été également été identifiés dans d'autres contextes, notamment en milieu fluviatile (Brian & Martin, 1990 ; Cotter & Graham, 1991), et au niveau du pied du talus dans certaine séquence turbiditique (Prave & Duke, 1990 ; Mulder et *al.*, 2009), Duke (1985) rapporte cette structure dans certains dépôts lacustres. Les HCS rencontrés dans la Formation de Theniet Et-Temar correspondent à des figures générées par les tempêtes.

c) Laminations obliques :

- **Description**

Cette structure est répandue dans les bancs de grès du membre supérieur (Fig 3.3.A, B). Ces grès sont jaunâtres, centimétriques et de granulométrie fines a moyennes, Les lamines, inclinées selon un angle constant de 30° à 32°, elles sont parfois continues et parfois discontinues, formant ainsi des plans de lamination nets et parallèles. Elles sont délimitées par des surfaces quasi horizontales et érosives (Fig 3.3.A, D).

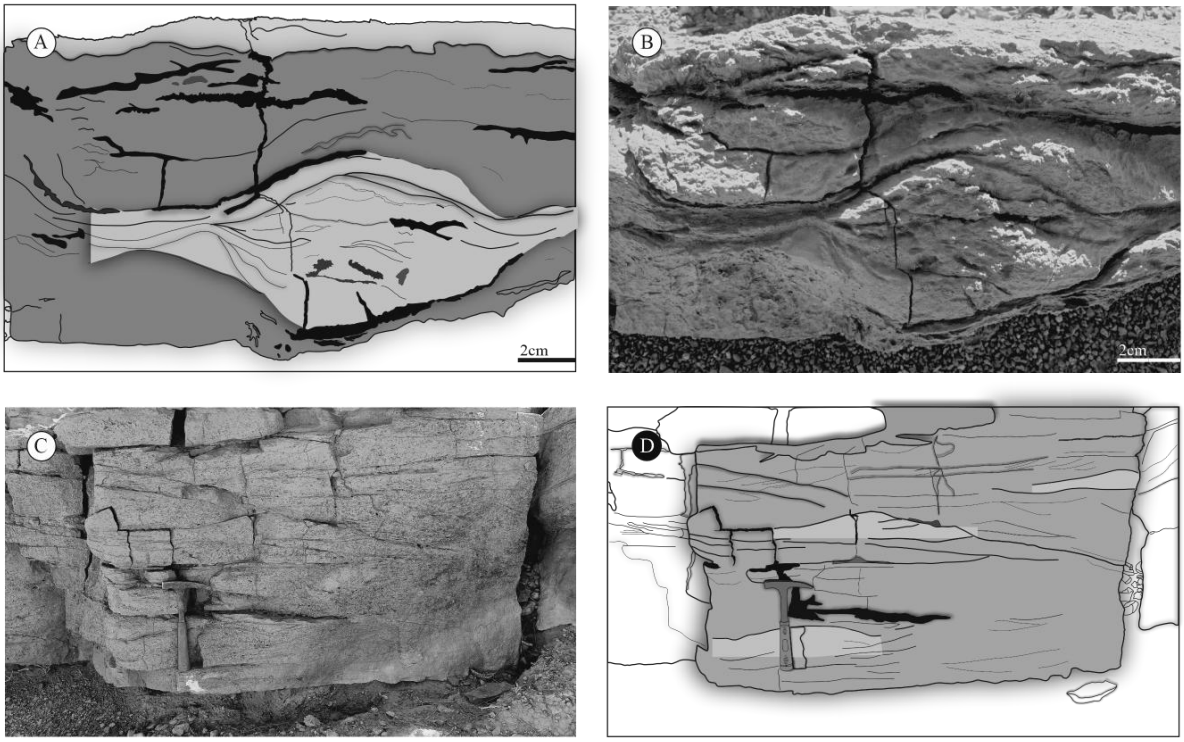


Fig 3.2: Laminations entrecroisées en mamelons ; **A et B:** Laminations entrecroisées en mamelons dans les bancs calcaires à la base du deuxième membre ; **C et D:** Plusieurs laminations entrecroisées en mamelon dans les calcaires du deuxième membre.

- **Interprétation**

Les laminations obliques se forment principalement par la migration de rides et de dunes à crêtes droites ou allongées. Elles résultent de processus hydrodynamiques sous un régime d'écoulement supérieur au régime inférieur, sous l'influence de courants unidirectionnels.

La stratification oblique, à la fois plane, constitue la principale structure directionnelle utilisée pour l'analyse des paléo-courants (Dasgupta, 2002), permettant ainsi de déterminer le sens de déplacement du courant.

Cette structure apparaît dans différents environnements de dépôt (système fluviaux, deltaïque et marins peu profonds) et traduit un déséquilibre entre la vitesse du courant et la taille des structures sédimentaires (Ferry, 2002).

d) Laminations obliques en auge :

- **Description**

Cette structure est observée dans des grès jaunâtres de granulométrie moyenne. Les lamines sont inclinées selon une géométrie concave vers le haut, avec des contacts

tangentiels à la base et sont parfois serrées (Fig 3.4.A, B). Les foresets montrent une inclinaison entre

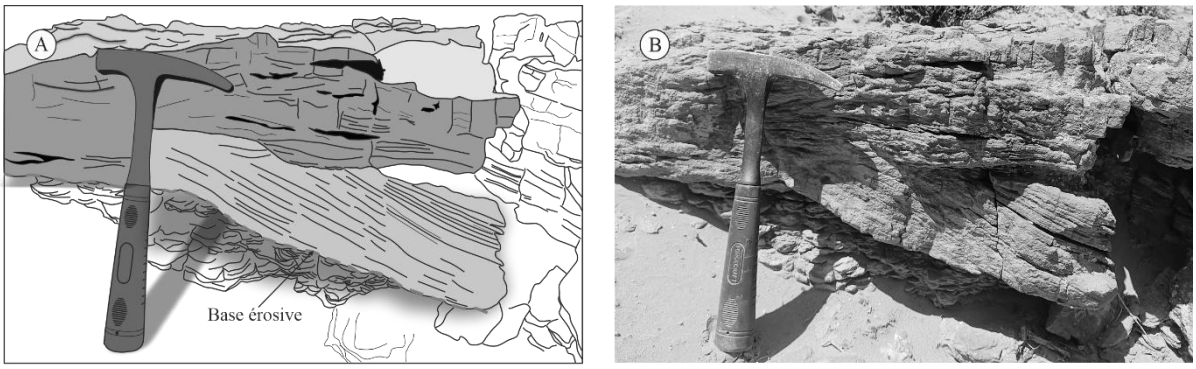


Fig 3.3: A et B: Laminations obliques comportant une surface érosive surmontée par une surface quasi horizontale.

20° à 30° dans la direction du paléocourant. On constate également des surfaces de réactivation (Fig 3.4.C, D), témoignant de variations du courant.

- **Interprétation**

Les laminations obliques en auge résultent de la migration de rides ou de dunes, à grande ou petite échelle, sous un régime de courant lent ou d'écoulement inférieur. Parmi les critères morphologiques distinctifs par rapport aux laminations obliques planes, on note la courbure des lamines. Cette courbure présente une relation étroite avec la surface basale foreset et associée à des dunes plus complexes ou à des rides en auge tel que les rides linguoïdes, caractérisés par des crêtes sinueuses.

Les surfaces de réactivation résultent, en milieu émergé : d'une réorganisation par l'action des vagues.

Dans les environnements intertidaux et subtidaux, ces discontinuités sédimentaires peuvent également être générées par l'influence des courants de marées secondaires (Collinson & Mountney, 2019). L'absence de rides de courant s'explique probablement par leur mauvaise préservation, un remaniement efficace par les vagues durant les périodes d'étale (Johnson, 1977). Ces caractéristiques constituent de bons indicateurs de paléocourants. Ces laminations sont particulièrement fréquentes dans les dépôts marins peu profonds et non-marins.

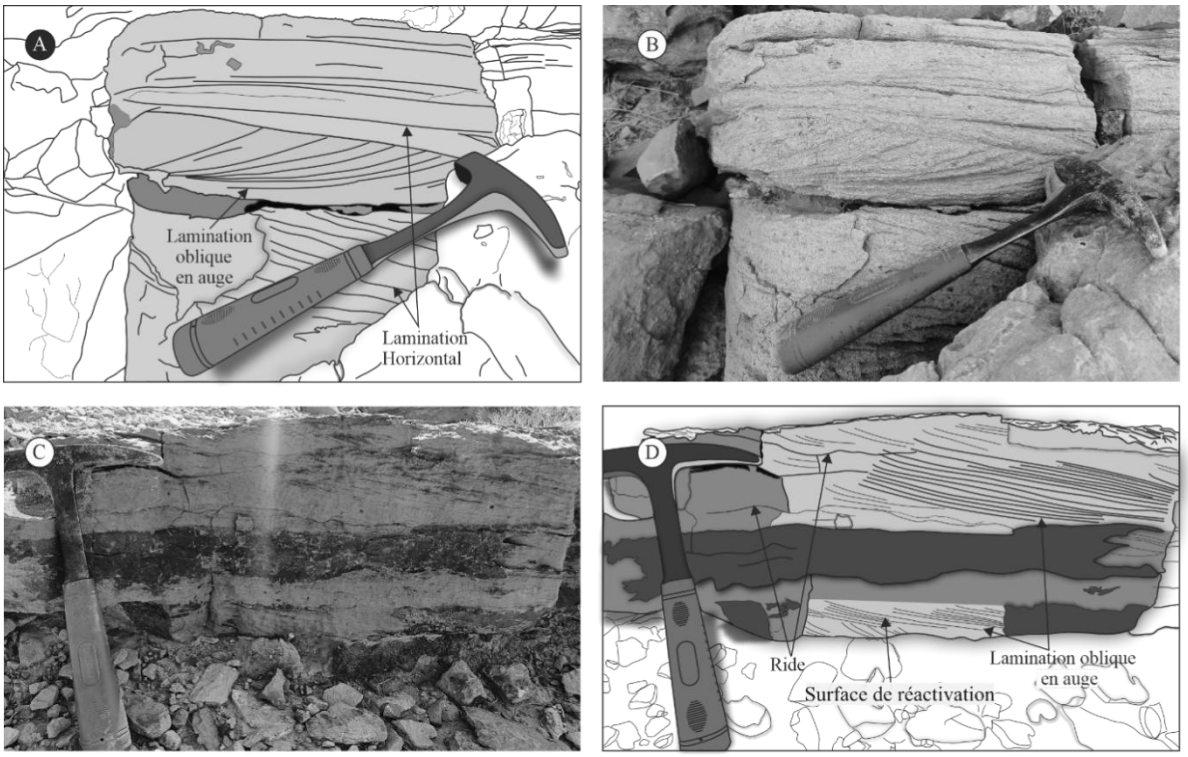


Fig 3.4: Laminations obliques en auge ; **A et B:** les lamines sont arquées, assez serrées comprises entre deux laminations horizontales légèrement inclinée ; **C et D:** les lamines ne sont pas assez courbées avec présence de petite ride et de surface de réactivation à la base.

e) Laminations entrecroisées en feston :

- **Description**

Ces figures se caractérisent par des laminations en demi-cercle concave vers le haut formant des motifs arqués successifs et emboîtés (Fig 3.5.A. B). Elles correspondent à des grès à granulométrie fines à moyennes au niveau du premier membre. Elles comportent une surface érosive à la base et les ensembles présentent une épaisseur d'une dizaine de centimètre et une extension latérale de 0.4 m et les foreset sont fines.

- **Interprétation**

Les laminations entrecroisées en feston se forment par migration et superposition de mégarides, avec ou sans phases intermédiaires d'érosion (surfaces de réactivation). Leur géométrie dépend de la direction d'observation (Ferry, 2002).

McKee & Weir (1953) les classent parmi les stratifications en auge (*trough cross-bedding*). Elles présentent des formes arquées ou en demi-cercle observées dans les stratifications entrecroisées résultent de l'érosion de cuvettes (*plunging troughs*) suivie par leur remplissage par des dépôts sédimentaires concaves (Peterson, 1958).

Ces figures sont associées à des environnements littoraux marins, tidaux, deltaïques et fluviaux.

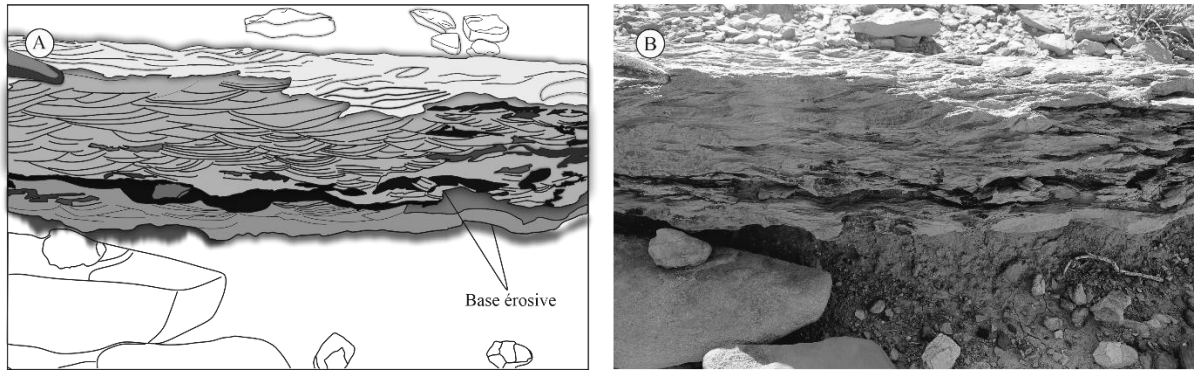


Fig 3.5: Laminations entrecroisées en feston **A et B:** les lamines sont festonnés avec une base érosive.

f) Rides symétriques (*wave ripples*) :

- **Description**

Ces figures s'exposent dans les deux membres au niveau des grès, les bancs sont jaunâtres à granulométrie fine à moyenne, avec une épaisseur centimétrique à décamétrique. Elles présentent une géométrie bilatérale du profil quasi symétrique, et les crêtes sont rectilignes et continues (Fig 3.6).

- **Interprétation**

Elle Les rides symétriques (*wave ripples*) sont souvent associées à l'action des vagues, elles sont générées par le mouvement oscillatoire des vagues (écoulement oscillatoire). Elles se forment à l'interface eau-sédiment jusqu'à une profondeur qui ne dépasse pas L/2 (Les mouvements de l'eau provoqués par les vagues ou la houle sont ressentis jusqu'à une profondeur inférieure à la demi-longueur d'onde) (Chamley & Deconinck, 2000). Elles sont documentées dans les dépôts silico-clastiques et carbonatés.

Les rides de vagues indiquent des conditions d'écoulement oscillatoire plus faibles et un apport sédimentaire réduit (Jelby et *al.*, 2019).

Cette structure est généralement associée à des environnements marins peu profonds**,** les rides de houle sont communes sur les plages et dans les petits fonds marins (Chamley & Deconinck, 2000).



Fig 3.6: ride symétrique au niveau du premier membre.

II. Discussion

L'étude sédimentologique de la Formation de Theniet Et-Temar, notamment à travers ses structures sédimentaires, reflet une sédimentation dans un environnement marin calme, sous influence occasionnelle des tempêtes. Cette formation témoigne d'un hydrodynamisme énergétique occasionnel, marquant une transition progressive d'un environnement subtidal relativement peu profond vers un domaine intertidal moins profond (*shallow-marine environment*).

Le premier membre présente des figures sédimentaires peu abondantes et de petite échelle, reflétant une énergie modérée. En revanche, le second membre montre des structures plus développées et de plus grande échelle, caractéristiques de dépôts de tempête à haute énergie (tempestites), avec des séquences pouvant atteindre un mètre d'épaisseur.

Ces dépôts comprennent notamment :

- Des laminations entrecroisées en mamelons (HCS), structure diagnostique des événements de haute énergie (Jelby et *al*., 2019).
- Des surfaces érosives à la base des bancs.
- Des stratifications obliques.
- Séquence de tempête bien développée.
- Rides symétriques.

Ces dépôts peuvent être interprétés comme des tempestites proximales

Les modèles actuels de faciès tempestitiques montrent une prédominance de structures sédimentaires produites par des courants oscillatoires en domaine proximal, tandis que les structures liées à des courants unidirectionnels deviennent plus fréquentes vers le distal. Cette transition reflète l'augmentation de la profondeur d'eau, qui atténue la vélocité orbitale des vagues près du fond (Dott & Bourgeois, 1982 ; Myrow et *al*., 2002), les changements des tempestites proximales à des tempestites distales se traduisent par, en domaine distal, la sédimentation est relativement discontinue, se produisant principalement au-delà de la SWB (storm wave base) sur un fond marin dominé par des dépôts fins accumulés pendant les périodes de calme. Cette zone se caractérise par :

1. Un apport sédimentaire et un taux d'aggradation réduits.
2. Une diminution de l'épaisseur moyenne des lits et de la granulométrie.
3. Une atténuation des vitesses des courants oscillatoires (vagues) et unidirectionnels (Noh & Fernando, 1992 ; Myrow & Southard, 1996).
4. L'absence générale de surfaces érosives dans les tempestites distales, avec une meilleure préservation des dépôts vers la SWB (Dumas & Arnott, 2006).
5. Une teneur réduite en bioclastes et intraclastes.
6. Un degré d'amalgamation des bancs plus faible.
7. Des variations dans les directions des paléocourants et les assemblages fauniques.

Les tempestites proximales présentent typiquement des faunes mélangées et partiellement transportées, tandis que les dépôts distaux contiennent principalement des assemblages parautochtones remaniés *in situ*, caractéristiques des accumulations coquillières formées par des tempêtes. Ces gradients proximité-distal, comparables à ceux observés dans les dépôts tempestitiques actuels (Aigner & Reineck, 1982), reflètent l'atténuation progressive des effets de tempête avec l'augmentation de la profondeur. Ils constituent ainsi des outils fiables pour les reconstitutions de faciès et les études paléobathymétriques.

Quatrième Chapitre :

Microfaciès

I. Introduction

Cette étude sera consacrée à l'analyse de la Formation de Theniet Et-Temar en adoptant une approche pétrographique. Elle s'appuie sur un seul axe méthodologique correspondant à l'analyse microscopique des échantillons représentatifs prélevés sur le terrain. Ces échantillons ont permis la confection des lames minces, essentielles pour une observation détaillée au microscope.

L'objectif principal est d'identifier la composition faunistique, minéralogique, et finalement la texture de la roche.

II. Classification des roches carbonatées

Les premières tentatives de classification des roches carbonatées remontent à 1904, avec le manuel classique de Grabau. Dans les décennies suivantes (1930-1950), des schémas génétiques ont dominé, recourant à des termes tels que « *calcaire de talus pré-récifal*" ou "*calcaire de basse énergie*" pour décrire les environnements de dépôt présumés (Ham & Pray, 1962). Cependant, ces approches négligeaient deux aspects essentiels : la distinction entre grains carbonatés et boue carbonatée, et la diversité des types de grains.

Le tournant survient en 1959 avec la classification pétrographique descriptive de Folk, marquant le début de l'ère moderne. Les classifications apparues ensuite, dont celle de Dunham (1962), ont renforcé la prise de conscience des constituants variés des calcaires et de leur signification environnementale. Cette évolution s'est poursuivie avec des extensions proposées par Embry & Klovan (1972).

Ces classifications reposent principalement sur : 1) l'abondance des éléments figurés ; 2) le rapport entre la micrite (boue carbonatée) et la sparite (ciment cristallin) ; 3) la disposition des grains (jointive ou non jointive), afin de déterminer la texture de la roche. Dans le cadre de notre étude, nous avons adopté la classification de Dunham (1962) complétée par Embry & Klovan, (1972), en raison de sa praticité et de son utilisation répandue dans la communauté scientifique.

III. Classification des roches silicoclastiques

La texture des roches sédimentaires englobe plusieurs caractéristiques, notamment ; la taille, la forme, le tri, l'arrondissement, la surface, l'orientation et l'emboîtement des grains. Ces propriétés permettent d'interpréter les processus de transport et de dépôt, et d'avoir des applications économiques (génie civil, exploration pétrolière, hydrogéologie). Dans le cadre de

cette étude, notre classification se basera uniquement sur des critères descriptifs plutôt que quantitatifs.

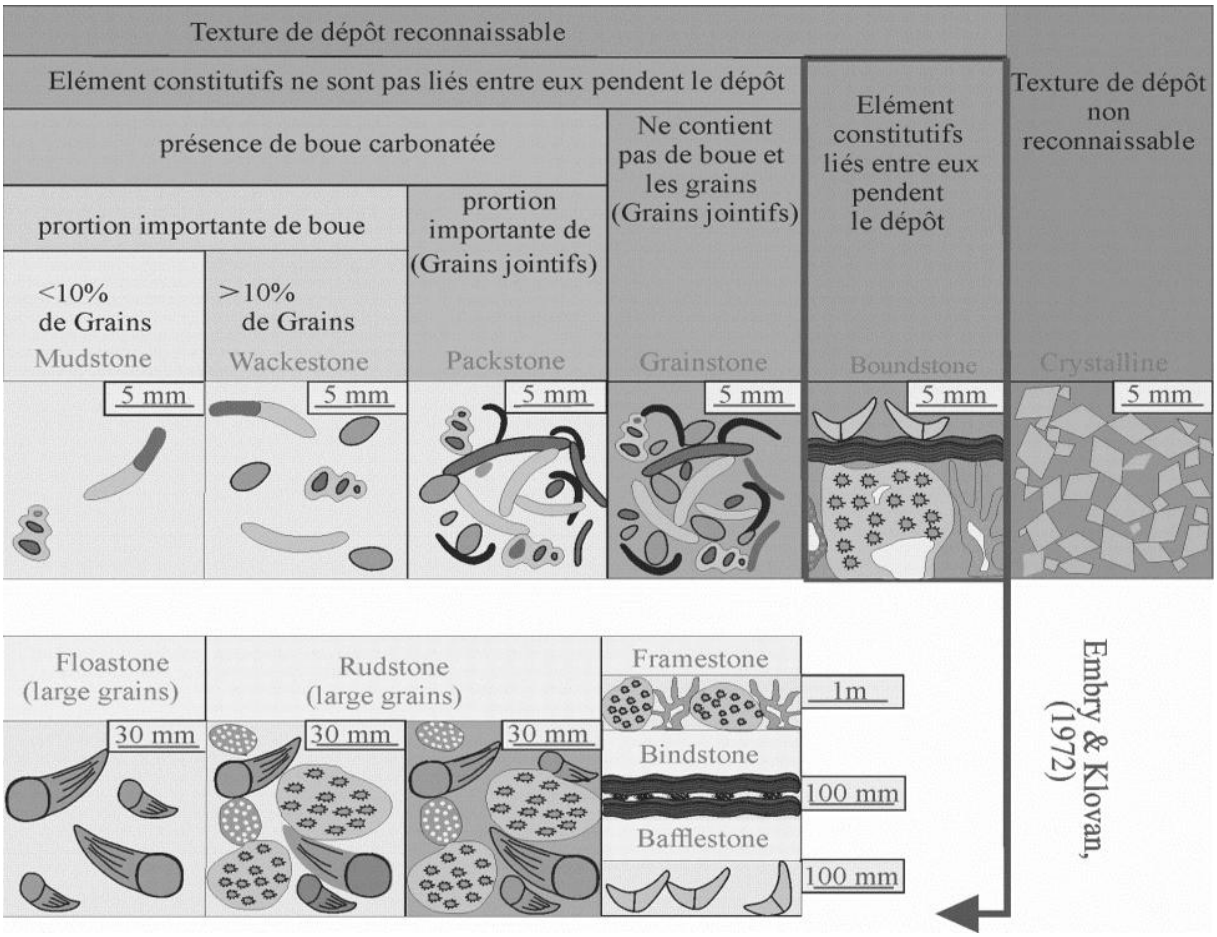


Fig 4.1: La classification des roches carbonatées de Dunham, (1962), complétée par, Embry & Klovan, (1972).

- **Granulométrie (Grain size) :**

La taille des grains des sédiments et des roches sédimentaires est classée selon l'échelle de Wentworth 1922 héritée des travaux Udden (1914), généralement exprimée en unités phi (φ) (φ = -log2 du diamètre en mm) (e.g. Krumbein, 1938). Cette classification, purement texturale, ne renseigne pas sur la composition des sédiments ou des roches. Une seconde classification, d'usage international, présente des seuils granulométriques différents. Les termes sont purement texturaux. Les mesures en lame mince nécessitent des corrections 2D/3D (Harrell & Eriksson, 1979). (Tab 4.1). Dans ce présent travail on a adopté la classification de Wentworth (1922)., qui est la classification la plus utilisée dans la communauté scientifique.

- **Le tri granulométrique (*Grain sorting*) :**

Le tri évalue la distribution granulométrique d'un sédiment ou d'une roche. Cette caractéristique peut être quantifiée ou décrite qualitativement. Elle reflète principalement les processus de transport et de dépôt. Pour les sédiments meubles, le degré de tri est déterminé par tamisage ou par des analyses statistiques. Dans le cas des lames minces, le tri est généralement estimé par comparaison visuelle à l'aide d'une charte de tri (de préférence adaptée à la différence entre vision 2D et réalité 3D). Un diagramme de référence est fourni (Fig. 4.2), intégrant :

- Les classifications texturales de Folk (1980 et travaux antérieurs)

- Les plages d'écart-type (σφ) exprimées en échelle phi (φ)"

Millimeters (mm)	Micrometers (µm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class		Rock name
4096		-12	Boulder	Gravel	Conglomerate
256		-8	Cobble		
64		-6	Pebble		
4		-2	Granule		
2.00		-1	Very coarse sand	Sand	Sandstone
1.00	1000	0	Coarse sand		
1/2 0.50	500	1	Medium sand		
1/4 0.25	250	2	Fine sand		
1/8 0.125	125	3	Very fine sand		
1/16 0.0625	62.5	4	Coarse silt	Silt	Siltstone
1/32 0.031	31	5	Medium silt		
1/64 0.0156	15.6	6	Fine silt		
1/128 0.0078	7.8	7	Very fine silt		
1/256 0.0039	3.9	8			
0.00006	0.06	14	Clay	Mud	Claystone

Tab 4.1: L'échelle granulométrique d'Udden-Wentworth pour les sédiments et roches détritiques terrigènes. Elle est basée sur les publications de Udden (1918) et Wentworth (1922), avec l'ajout de l'échelle phi (φ) introduite par Krumbein (1938).

- **Le rondement des grains (Grain rounding) :**

L'arrondi des grains évalue le degré d'abrasion subi lors des phases de transport et de dépôt. Ce paramètre permet d'estimer la durée de transport et la distance parcourue. Son évaluation s'effectue visuellement à l'aide de l'échelle de Powers, (1953) plutôt que par des méthodes mathématiques. Notons que, le degré d'arrondi varie selon la taille des grains (les particules grossières présentent généralement un arrondi plus marqué), et la nature minéralogique (Fig 4.3).

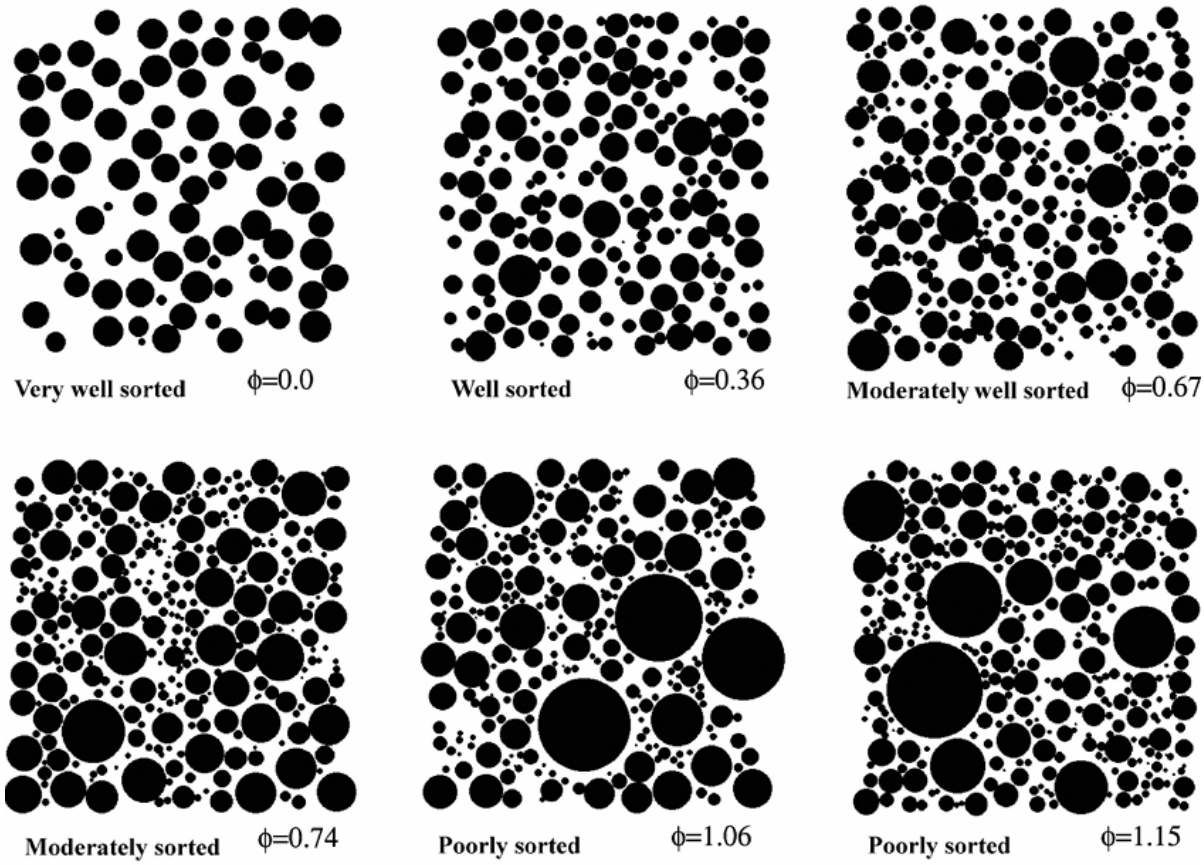


Fig 4.2: Six comparateurs texturaux pour évaluer le degré de tri en 2-D. Chaque comparateur est étiqueté selon sa description de tri (Folk, 1968), basée sur la véritable valeur de tri en 3-D. Adapté par Jerram (2001).

- **Maturité texturale (Textural maturity) :**

Le concept de maturité texturale (Folk, 1951 ; 1956 ; 1980) (Fig 4.4) décrit l'évolution des sédiments sous l'effet de l'énergie mécanique après leur dépôt final. Il distingue quatre stades évolutifs, depuis l'immature jusqu'au supermature, caractérisés par : 1) la réduction progressive de la matrice ; 2) l'amélioration du tri granulométrique et 3) l'augmentation de l'arrondi des grains (Fig 4.4).

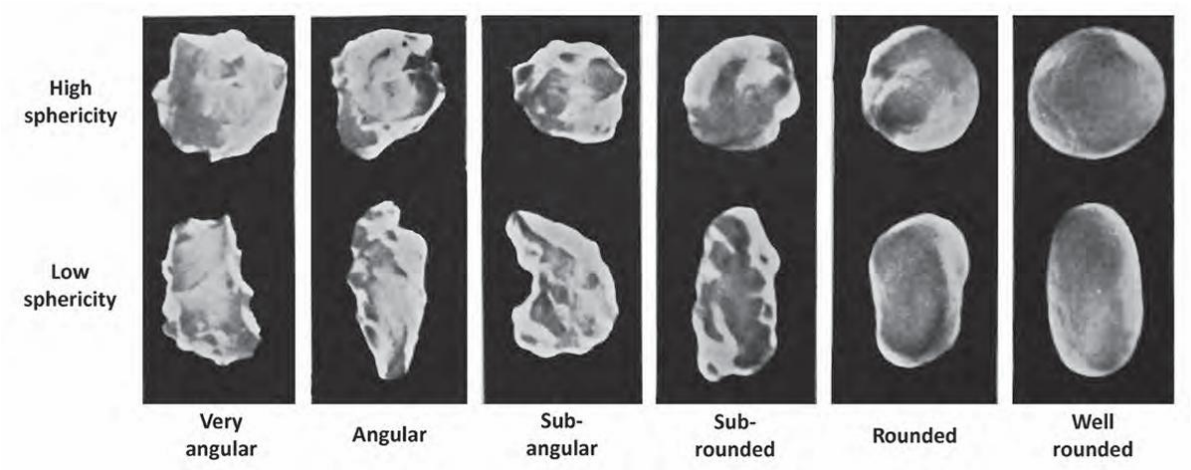


Fig 4.3: Comparateur visuel illustrant les niveaux d'émoussement (rounding) des grains de sable à haute et basse sphéricité d'après Powers (1953).

Initialement développé pour les sédiments moyens à grossiers, Ce concept, peut présenter des exceptions. Des inversions texturales sont en effet observables, généralement associées à des processus particuliers tels que la bioturbation ou le transport éolien et aussi au mélanges par tempêtes. Enfin, une distinction fondamentale doit être établie entre : les textures d'origine sédimentaire primaire, et des altérations diagénétiques.

IV. Classification compositionnelle des grès

Plus de cinquante classifications des grès ont été proposées, dans la littérature, se fondant principalement sur des critères texturaux, compositionnels ou une combinaison des deux paramètres. Parmi celles-ci, la classification de Folk (1980), aujourd'hui largement adoptée, elle repose sur un diagramme ternaire QFL (Quartz–Feldspath–Lithiques) comportant des subdivisions détaillées (ex. : quartzarenite, arkose, litharenite, etc.). Cette classification présente plusieurs avantages majeurs : elle établit une distinction distingue claire entre : les caractéristiques texturales (tri, arrondi, matrice), les propriétés compositionnelles. Elle permet une nomenclature à la fois précise et informative (ex : quartzarenite supermature). Son utilité est double ; à la fois descriptive et interprétative (Fig 4.4).

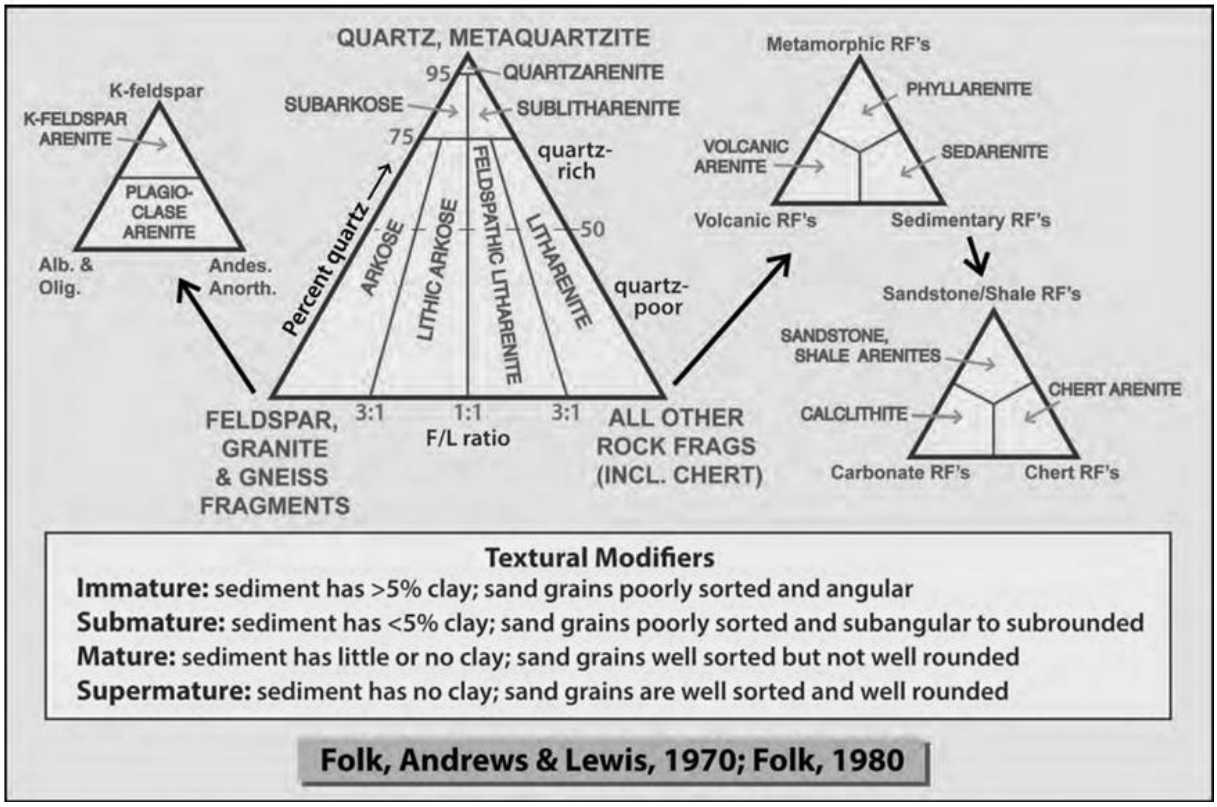


Fig 4.4: Classification de grès selon Folk (1980), modifiée d'après Folk et *al*. (1970).

- **Abréviation : Br:** Brachiopode ; **Mn:** microconchidés ; **Ech:** Radiole d'échinide ; **Qz:** Quartz ; **Gas:** Gastéropode ; **Pel:** Peloïde ; **PC:** Plaque de crinoïde ; **Bi:** Bivalve ; **Cl:** Corail ; **Os:** Ostracode ; **Cor:** Cortoïde ; **Fel:** Feldspath ; **Mi:** Mica ; **Ac:** Article de crinoïde ; **Oc:** Ossicule de crinoïde ; **Sbr:** spine de brachiopode ; **LP:** Lump.

V. Description microscopique

a) Description (Membre 1) :

Le premier membre se caractérise par une alternance de grès et de marnes, comportant des intercalations carbonatées bioclastiques. Ces derniers renferment une abondante faune benthique dominée par des bioclastes de bivalves (Ostréa) et de brachiopodes.

Le microfaciès révèle des textures majoritairement de type rudstone, associées à de floatstone, et plus rarement de bafflestone Les éléments bioclastiques sont essentiellement dominés par : des fragments de brachiopodes, des fragments de bivalves à microstructure prismatique, des radioles d'échinides et des plaques de crinoïdes (Fig 4.5 ; B), de gastéropodes la plupart en section transversale et rarement longitudinale (Fig 4.5 ; E) parmi les gastéropodes on cite des *Microconchidés* (Fig 4.5 ; A). On note également, des coquilles d'ostracodes, parfois complètes bien que fréquemment désarticulées, sont également observées. Les bioclastes, souvent d'origine aragonitique, montrent des signes de néomorphisme (inversion)

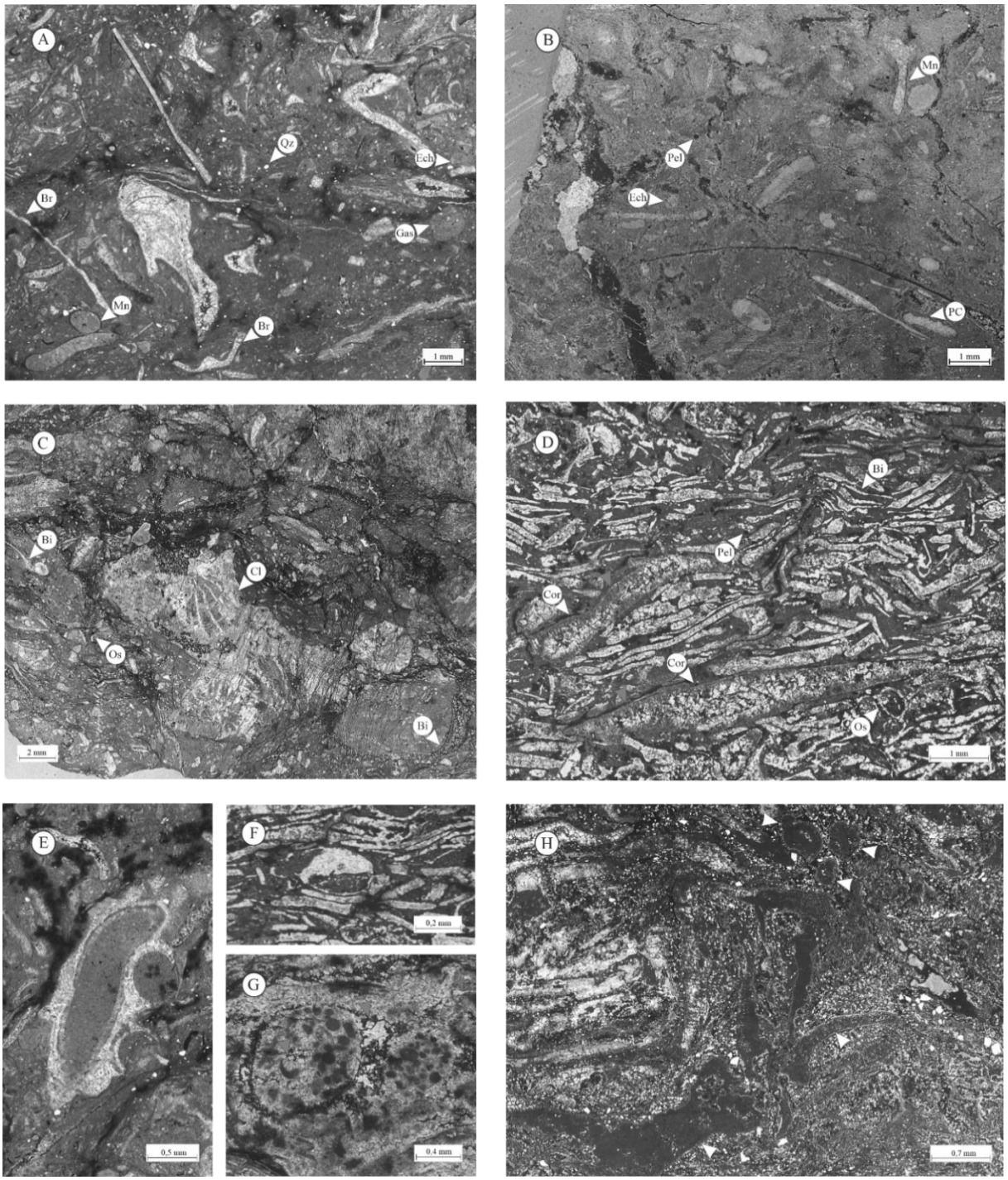


Fig.4.5: Photos microscopiques du membre 1 (A-H). **A:** rudstone à matrice micritique, contenant des fragments variés d'organismes benthiques, notamment des brachiopodes, gastéropodes, microconchidés et radioles d'échinides, ainsi que quelques grains de quartz.; **B:** Floatstone micritique enrichi en peloïdes, fragments de microconchidés, plaques d'échinodermes et radioles d'échinides; **C:** Baffelstone a corail de polypier solitaire avec fragment de bivalve et ostracode désarticuler, **D:** Rudestone micritique a fragment de bivalve poser de manière parallèle et montre des plissotement avec des cortoïdes la plus part subisse des microperforations et peloïde (flèche en jaune) et ostracode ;**E:** gastéropode partie longitudinal ;**F:** structure géopetal ;**G:** grains agrégats de type grainstone qui subit de la dolomitisation apparition des cristaux rhomboédrique de dolomie (flèche en jaune) ;**H:**Floatstone à matrice micritique comporte des extraclastes de grain de quartz et la bioturbation *meiofaunal* (flèche blanc).

aragonite-calcite), parfois on constate un remplacement par de la sparite (Folk, 1965).

Certains éléments montrent des signes de dolomitisation précoce, identifiés par la présence de cristaux de dolomie dispersés dans la matrice. La texture bafflestone contient localement des fragments de coraux branchus isolés (Fig 4.5 ; C).

Les composants non-squelettiques comprennent une proportion variable de peloïdes, cortoïdes (Fig 4.5 ; D), et localement des agrégats de type grapestone (Fig 4.5 ; G). Des extraclastes siliciques, principalement des grains de quartz, sont également présents. Le liant micritique est dominant dans la plupart des échantillons. Certaines lames présentent des signes de bioturbation (Fig 4.5 ; H), *meiofaunal* bioturbation sous forme de terriers inférieur à 1 mm de diamètre, on note aussi des microperforations (*microborings*) (Fig 4.5 ; D) affectant principalement les éléments bioclastiques (fragments de bivalves), par ailleurs, on note également la présence de quelques structures sédimentaires telles que le remplissage géopetal (Fig 4.5 ; G).

L'analyse microscopique des grès montre une dominance des grains de quartz occasionnellement anguleux à subanguleux (majoritairement), avec quelques grains subarrondis à sphéricité faible (le plus souvent). La taille granulométrique, s'étendant de 0,04 mm à 0,3 mm, correspond à des silts grossiers à sables moyens selon la classification (Wentworth ,1922). Le tri varie de modérément classé et le plus souvent mal classé. Les grains sont principalement monocristallins, bien que des occurrences polycristallines (Fig 4.6 ; C) montrant parfois des structures en mosaïques (Fig 4.6 ; D). La composition minéralogique comprend également quelques paillettes de mica (Fig 4.6 ; A) et de feldspath (Fig 4.6 ; B). Le tout est généralement inclus dans un ciment argileux. Dans la plus par des lames, la matrice dépasse les 5 % et occasionnellement moins (Fig 4.6 ; B, D), mais elle reste généralement supérieure à ce seuil et présentent un degré de maturité faible (immature et rarement submature). Selon la classification de Folk (1951, 1956, 1980), ces grès, correspondant à une quartzitearénite.

- **Interprétation**

Les caractéristiques pétrographiques suggèrent une sédimentation dans un environnement marin à dominance d'organismes benthiques tels que les bivalves (Ostréa) parfois associées à des processus de micritisation, brachiopodes, gastéropodes, ostracodes et échinodermes, et de bioturbation. Tout ces critères plaide en faveur d'un dépôt en milieu marin peu profond, compatible avec des conditions subtidales lagunaire restreint à la base allant

progresivement vers l'intertidales. La présence de *Microconchids*, initialement interprétés à tort comme des "vermétides" ou des vers spirorbides, renforce l'interprétation d'un environnement marin restreint à la base. Ces organismes tubulaires, à parois différenciées et parfois à enroulement hélicoïdal érigé (Dreesen & Jux, 1995), ont été observés principalement au sein des niveaux riches en brachiopodes. L'association de cristaux de gypse, et d'une proportion significative de peloïdes suggère un milieu péritidal à salinité variable, probablement de type lagunaire restreint schizohalin (Burchette & Riding, 1977). Par ailleurs, l'identification de calcaires bioclastiques de type rudstone (shell beds), combinée à la présence d'éléments silico-clastiques modérément classée a mal classé immature a submature, suggère un régime hydrodynamique relativement modéré. La présence de marne assez conséquente perturbé de temps à autre par les bancs silico-clastiques et les bancs calcaires s'explique par des phases de décantation et donc de faible énergie hydrodynamique interrompue par des périodes a haute énergie attesté par l'arrivée du matériel détritiques ou carbonatés. Tout cela témoigne d'un passage progressif d'un milieu lagunaire restreint à faible énergie (Gypse, *Microconchidés*…) vers un milieu plus énergétique (rudstone, figure de tempête, *Shell bed*…).

b) Description (Membre 2) :

Le deuxième membre est caractérisé par une alternance marno-calcaire, ponctuée par de rares niveaux silico-clastiques. Les carbonates présentent un état variable de dolomitisation, certains bancs montrent une dolomitisation partielle, tandis que d'autres sont entièrement dolomitisés. Cet ensemble contient une faune fossile diversifiée, composée majoritairement par des gastéropodes, des échinodermes, et des brachiopodes.

L'analyse pétrographique révèle principalement des textures de type rudstone, floatstone, et rarement crystalline (dolomies). Les bioclastes identifiés incluent des brachiopodes, ainsi que des spines de brachiopodes en section transversale (Fig 4.7 ; B). On observe également des radioles d'échinides et des ossicules et de plaques de crinoïdes bien conservées, parfois marquées par des traces de (*pitting*) (Fig 4.7 ; A), Les gastéropodes sont majoritairement représentés en section transversale (Fig 4.7 ; E).

Certains bioclastes carbonatés ainsi que les minéraux carbonatés primaires montrent une altération, étant remplacés par des cristaux de dolomie automorphes à faciès rhomboédrique (Adams et *al*., 1994), sont le plus souvent en structure de mosaïque sucrosiques finement à moyennement grenues leur taille et de 0,05 mm a 0,71 mm la forme des cristaux sont xenotropic inequigranulaire leur taille et de 0,05 mm à 0,71 mm (Fig 4.7 ; C) et parfois sont hypidiotopic

inequigranulaire leur taille et de 0,03 mm à 1,7 mm (Fig 4.7 ; F) (selon la classification Friedman ,1965). Des ostracodes sont également présents. Les éléments non squelettiques

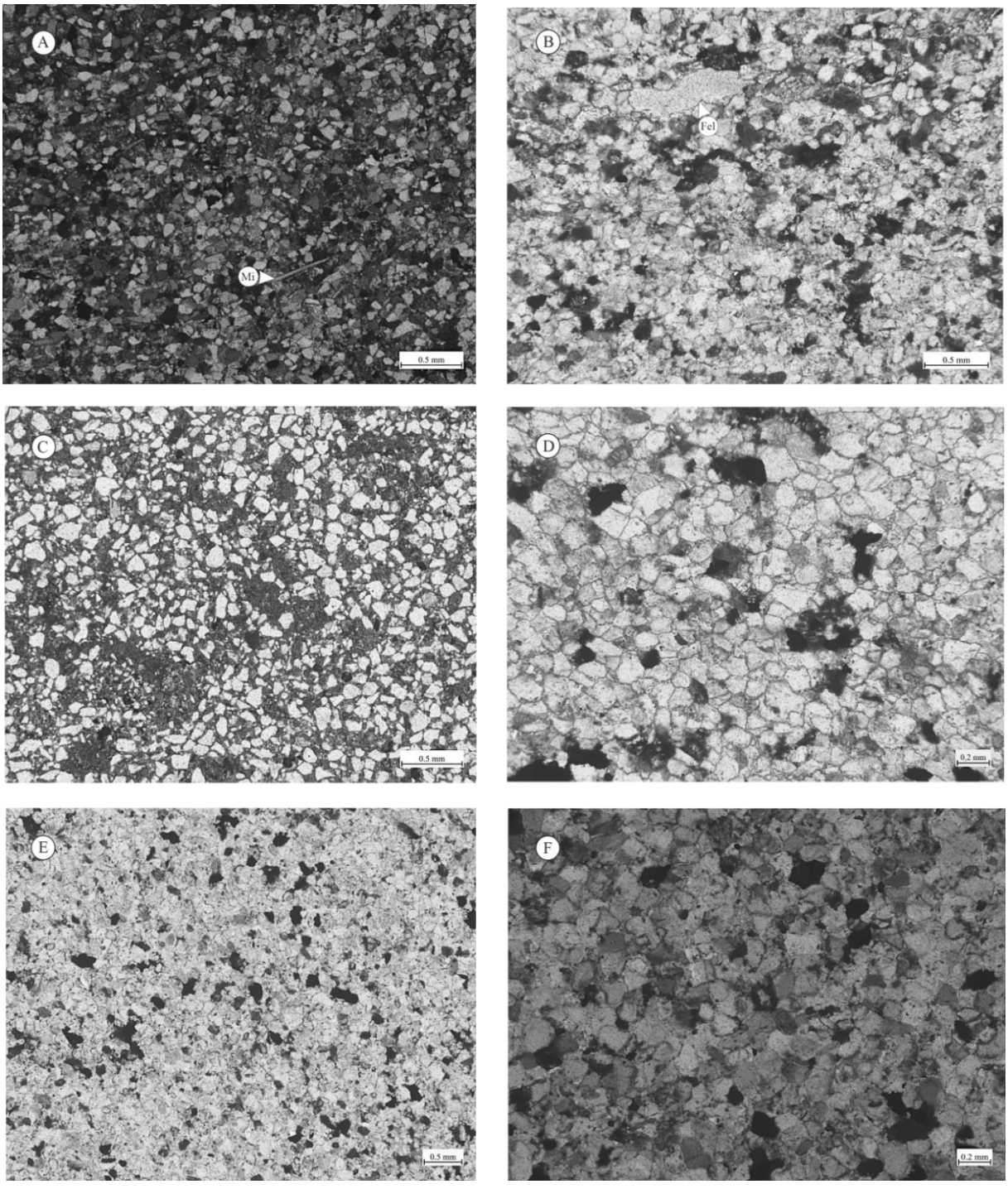


Fig.4.6: Photos microscopiques des deux membres silico-clastique (A-F). **A:** En LPA, l'échantillon révèle une dominance de grains de quartz monocristallins, accompagnés de quelques grains polycristallins ainsi que de fines paillettes de mica, le tout lié par une matrice argileuse supérieur à 5 % immature ; **B:** En LPNA, on observe une abondance de grains de quartz et quelques feldspaths rares. Les grains présentent des contacts d'emboîtement concaves-convexes bien marqués, et la matrice et argileuse ; **C:** en LPNA, les grains sont majoritairement des quartz monocristallins anguleux a

subanguleux sans emboîtement notable. Le ciment argileux y est bien développé, dépassant nettement les 5 % il est immature ; **D:** En LPNA, l'échantillon est exclusivement constitué de grains de quartz montrant un emboîtement en mosaïque, avec présence modérée de matrice argileuse aux alentours des 5 % il est submature ; **E:** En LPNA, les grains de quartz sont abondants, bien emboîtés, et quasiment exempts de matrice argileuse et faible, échantillon du membre 2 ; **F**: En LPA, les grains de quartz, de taille fine à moyenne, et le liant est presque totalement absent les éléments sont imbriquer en structure mosaïque avec des grain de quartz polycristallin et monocristallin.

comprennent une proportion notable de cortoïdes (Fig 4.7 ; F), de péloïdes, ainsi que des agrégats de type grapestone et lump (Fig 4.7 ; D). De plus, on retrouve des extraclastes essentiellement de quartz.

Les niveaux silico-clastiques sont composés d'une abondance de quartz, dont la granulométrie varie de 0,04 mm à 0,5 mm, correspondant à des silts grossiers à sables moyens selon la norme (Wentworth ,1922). Les grains sont accessoirement anguleux et en majeur partie subanguleux et parfois subarrondis, et modérément bien triés. Sur le plan textural, les grains de quartz sont monocristallins dans la plupart des cas, bien que quelques grains polycristallins soient également observés (Fig 4.6 ; E). Tous ces éléments sont emballés dans une matrice argileuse. Ces grès ont montré, un stade submature (Fig 4.6 ; F) ils correspondent à des quartzitearénite selon la classification de Folk (1951, 1956, 1980).

- **Interprétation**

La prédominance de faciès carbonatés, associée à une faune exclusivement benthique (brachiopode, bivalve, échinide…ect) et marque de (*pitting*) dans les ossicules de crinoïde indiquant un transport hydrodynamique, la faune est relativement abondante, à texture rudstone suggère un environnement marin peu profond, probablement soumis à une dynamique hydrodynamique très élevée. Cette configuration indique des milieux allant vers l'intertidal exposé à une forte énergie.

Par ailleurs, la présence de cristaux de dolomie, ainsi que la dolomitisation des bioclastes et le développement de textures cristallines, peuvent être interprétées comme des témoins de conditions diagenétiques spécifiques. Telles caractéristiques sont fréquemment observées dans des environnements péritidaux et les milieux marins, où l'infiltration lente d'eaux enrichies en ions Mg^{2+} et CO_3^{2-} favorise la précipitation de dolomite au sein des sédiments carbonatés (Machel, 2004 ; Warren, 2000).

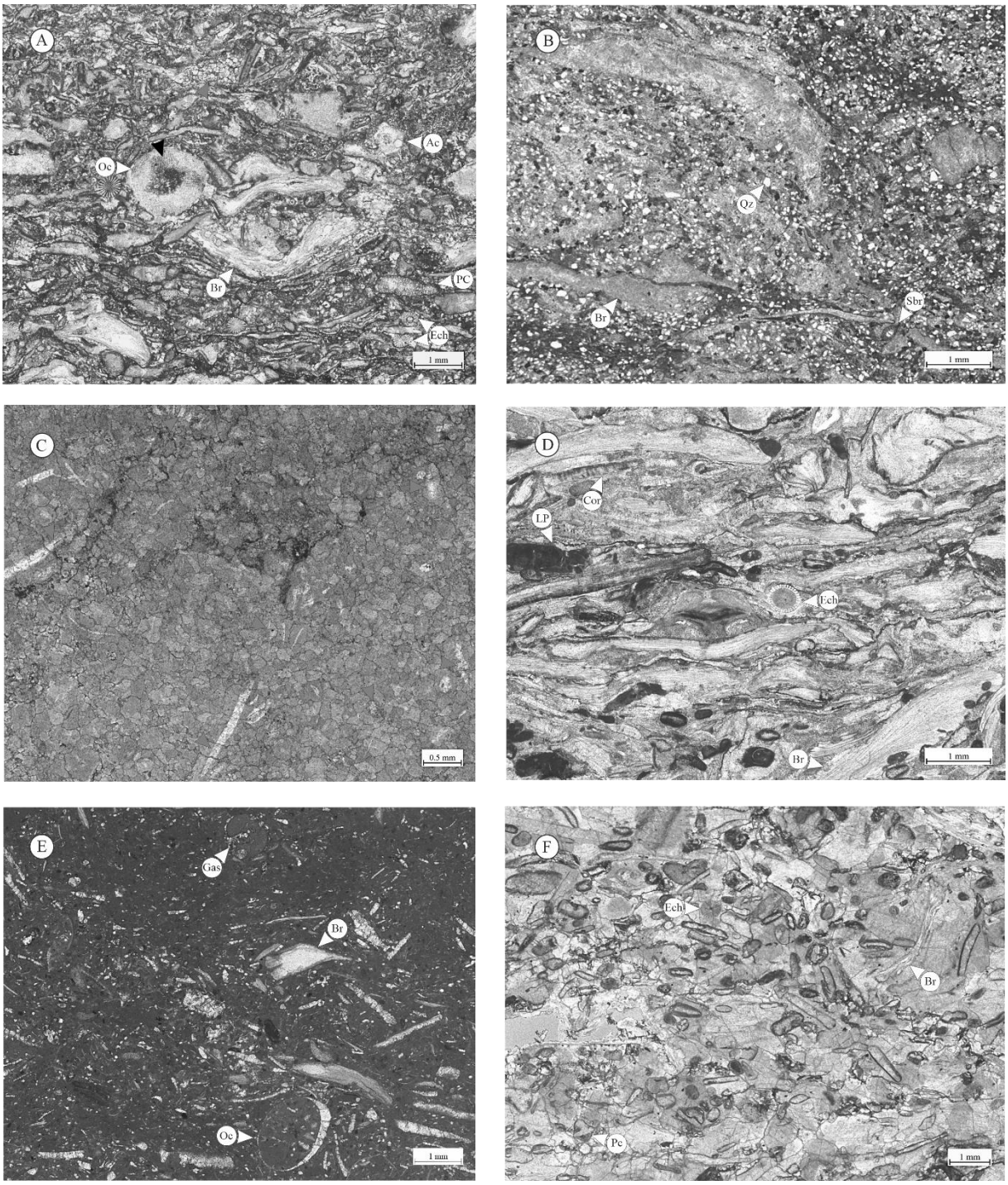


Fig.4.7: Photos microscopiques du membre 2 (A-F). **A:** rudstone à matrice micritique, riche en échinodermes. On y distingue nettement des plaques et ossicules de crinoïdes, des articles de tiges ainsi que des radioles d'échinides. Des fragments de brachiopodes à structure interne lamellaire sont également présents. Des traces de *pitting* d'éléments d'échinodermes sont indiquées (flèche noir). La précipitation de cristaux rhomboédriques de dolomie est visible (flèche jaune), témoignant d'un début de dolomitisation. ; **B:** floatstone, caractérisé par une matrice micritique contenant des fragments et épines de brachiopodes, et comporte une abondance de grains de quartz fin ; **C:** texture Crystalline dolomitisation presque total des bioclaste perd leur structures primaire par la dolomitisation (flèche jaune) les cristaux sous forme de mosaïque xenotropic inequigranulaire ;**D:** Rudstone matrice sparitique et un peu de micrite comporte des échinodermes plaque crinoïde et radilole d'échinide et fragments de

brachiopode à structure lamellaire et de cortoïdes et de lump ; **E:** Floatstone liant de nature micritique a fragments de brachiopode et gastéropode partie transverse et tige de crinoïde ;**F:** texture Crystalline de forme hypidiotopic inequigranulaire de taille moyen a grossier corresponde au premier phase de dolomitisation comporte des fragment de brachiopode et radiole de échinide et plaque de échinoderme et cortoïdes , peloïdes .

VI. Conclusion

L'étude pétrographique de la Formation de Theniet Et-Temar (Oxfordien moyen, Zone à *Transversarium*) révèle une sédimentation en milieu marin peu profond. La base de la formation est marquée par des dépôts lagunaires restreints, attestés par des marnes gypseuses, surmontés par des dépôts silico-clastiques de type quartzarénite. Ces derniers se caractérisent par :

- Une prédominance de grains de quartz
- Des paillètes de mica et feldspath rares

La présence de marnes épaisses témoigne de périodes calmes à faible hydrodynamisme, ponctuées d'épisodes énergétiques comme en attestent diverses figures sédimentaires (voir Chapitres 2 et 3). Cet ensemble reflète une tendance transgressive.

La présence de microconchides, de cristaux de gypse, de peloïdes et de dolomie suggère un environnement péritidal à salinité variable.

Le sommet du deuxième membre est dominé par des dépôts carbonatés, témoignant d'un environnement marin peu profond, comme en attestent les assemblages benthiques (brachiopodes, gastéropodes, bivalves, échinides, etc.).

La présence de marnes épaisses intercalées dans les bancs carbonatés reflète l'alternance de phases de haute et faible énergie, suivant le même mécanisme que celui observé dans le premier membre. La formation évolue progressivement vers des grès continentaux de la Formation de Ksel, marquant ainsi une tendance régressive

Conclusions

Générales

- **Conclusions générales**

Au terme de ce travail, l'étude de la Formation de « Theniet Et-Temar » d'âge Oxfordien moyen (Zone à *Transversarium*) dans la région d'El-Bayadh a fait appel à deux approches ; lithostratigraphique et sédimentologique.

1-Du point de vue lithostratigraphique: deux membres ont été individualisés, du bas vers le haut:

(a) Membre 1

Caractérisé par une alternance de marnes et de grès avec des intercalations de bancs calcaires. La seconde coupe présente un niveau marneux distinctif contenant des cristaux de gypse localisés, absent dans la première coupe.

(b) Membre 2

Composé d'une alternance marno-calcaire avec des intercalations gréseuses. Bien que les deux coupes partagent une lithologie similaire, des différences notables sont observées:

- La première coupe contient des calcaires lumachelliques et des brèches calcaires intraformationnelle.
- La seconde coupe présente des niveaux dolomitiques absents dans la première sans oublier l'absence des marnes à cristaux de gypse et le niveau calcaire a brachiopode.

La corrélation entre les deux coupes met en évidence des variations d'épaisseur ainsi que la présence ou l'absence de certains lithofaciès, traduisant une paléotopographie variable.

2- D'un point de vue paléoenvironnemental, les dépôts se sont formés dans un environnement marin peu profond de plateforme interne, comme en témoigne l'assemblage fossile caractéristique (brachiopodes, bivalves, échinodermes, gastéropodes et polypiers), indiquant une bathymétrie faible. Les analyses pétrographiques et sédimentologiques révèlent une sédimentation sous influence de tempêtes, marquée par :

- Des calcaires lumachelliques.
- Des séquences tempestitiques quasi-complètes.
- Des textures de type rudstone.
- Des figures sédimentaires de haute énergie.

L'évolution environnementale enregistre une transition d'un milieu lagunaire restreint (attesté par des *Microconchids* et des cristaux de gypse...) vers un environnement péritidal plus énergétique (caractérisé par des textures bafflestone/rudstone ...).

La formation présente également des SSDS interprétées comme des séismites. Ces structures comprennent des figures d'échappement de fluide, et des brèches calcaires synsédimentaires. Elles témoignent d'instabilités tectoniques ayant affecté le bassin durant l'Oxfordien.

Références Bibliographiques

A

- **Abed, S. (1982).** Lithostratigraphie et sédimentologie du jurassique moyen et supérieur du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). Thèse 3ème cycle, PAU, 242 p.

- **Adams, A.E., MacKenzie, W.S., Guilford, C., & Michel, J.P. (1994).** Atlas des roches sédimentaires, Masson, Paris,France, , 104 p., ref : 1/2 p, Illustration ISBN 2-225-84492-5.

- **Aït Ouali, R. (1991).** Le rifting des monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assisses carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse de Doctorat ès-Sciences, U.S.T.H.B. Alger : 298 p.

- **Alméras, Y., Elmi, S., Mekahli L., Ouali Mehadji, A., Sadki, D., & Tlili, M. (1994).** Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc Algérie). Contraintes environnementales et relation avec l'évolution verticale des peuplements d'ammonites. In: Cresta, S., Pavia, S. (Eds.), Proceedings of 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Marrakech, 25–31 May 1994. Miscellanea 5, Roma 219–241.

- **Alméras, Y., Fauré P., Elmi S., Enay R., & Mangold C. (2007).** Zonation des brachiopodes du Jurassique moyen sur la marge sud de la Téthys occidentale (Maroc, Algérie occidentale). Comparaison avec la marge nord-téthysienne française. Geobios, 40: 1 – 19.

B

- **Bassoullet, J.P. (1966).** Présence de Lotharingien daté par ammonites dans l'Atlas saharien sud oranais (Algérie). C. R. Som. Soc. Géol. France. Vol. 4. P : 157 158.

- **Bassoullet, J.P. (1973).** Contribution l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, France, 497 p.

- **Benest, M. (1985).** Évolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire.

- **Benest, M., Atrops, F., Almeras, Y., & Benosman, B. (1991).** D´ecouverte et dynamique d'une transgression au Callovien sur le socle tardi hercynien dans le domaine sud-tellien(Ouarsenis-Alg´erie). C. R. Acad. Sci. Paris 313 (13), 1555–1562.

- **Bettahar, A., Habani, H., & Medouari, M. (1996).** Analyse structurale d'un tronçon de l'accident sud atlasique, El Kohol (Brezina), Atlas Saharien Occidental. Bulletin du Service Géologique d'Algérie, vol. 8, n° 1, pp. 81-94.

- **Benyoucef, M. (2012).** Le bassin crétacé du Guir (sud-ouest algérien) : caractérisations lithobiostratigraphiques, sédimentologiques & paléogéographiques. Thése de Doctorat del'Université de. Tlemcen.Algérie, 220 p.

- **Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré B., Adaci, M., Bulot, L. G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, C., Ifrim, C., & Malti, F. –Z. (2017).** Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian–Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). Cretaceous Research, 78 : 34 – 55.

- **Bessedik, M., Mahboubi, M., Mammeri, C., & Belkebir, L. (2020).** Les restes de dinosaures et leurs traces en Algérie. Mém Bull Serv Géol Nat Algérie. 21 :19–28.

- **Boualem, N. (2006).** Dynamique sédimentaire du Crétacé des Djebels Rhoundjaia et M'Daouer (région d'Aïn Ouarka, Monts des Ksour, Algérie). Mémoire de Magister en Sciences de la Terre de l'Université d'Oran, 127 pp.

- **Brian, R. R., & Martin, R. G. (1990).** Three-dimensional antidunes as HCS mimics in a fluvial sandstone; the Pennsylvanian South Bar Formation near Sydney, Nova Scotia; V, VOL. 60, No. 4, P. 540-548.

- **Burchette, T.P. & Riding, R. (1977).** Attached vermiform gastropods in Carboni-ferous marginal marine stromatolites and biostromes. – Lethaia Oslo, 10: 17-28.

C

- **Chamley, H. (2000).** Base de Sédimentologie. Coll Géoscience (2er édit), Paris (France).

- **Cheel, R.J. (1990).** Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow regime conditions. Sedimentary Geology, 67(1–2), 23–31.

- **Collinson, J. D., & Mountney, N. P. (2019).** Sedimentary structures (4th ed.). Dunedin Academic Press.

- **Cornet, A. (1952).** L'Atlas Saharien sud-oranais. Publication du XIXe Congrès Géologique International, Alger., Monographies régionales, 1 (12) : 52 p.

- **Cotter, E., & Graham, J. R. (1991).** Coastal plain sedimentation in the Late Devonian of southern Ireland: Hummocky cross-stratification in fluvial deposits? Sedimentary Geology, 76(3–4), 201–224.

D

- **Dasgupta, P. (2002).** Determination of paleocurrent direction from oblique sections of trough cross-stratification—A precise approach. Journal of Sedimentary Research, 72(1), 217–224.

- **Delfaud, J., Douihasni, M. & Rolet, J. (1974).** Mise en évidence de tectoniques superposées dans la région d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). C. R. Académie des Sciences, 278 : 1817 – 1820.

- **Delfaud, J. (1975).** La sédimentation deltaique ancienne – exemples nord-sahariens. Bulletin du Centre de Recherche de Pau – SNPA, 8 (1) : 241 – 262.

- **Djebbar, T. (2000).** Structural evolution of the Algerian Saharan Atlas. Thèse de Doctorat, Royal Holloway University of London : 373 p.

- **Douihasni, M. (1976).** Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka Boussemghoun (partie centrale des monts des Ksour) – analyse structurale –. Thèse de Doctorat 3e cycle, Université d'Oran : 272 p.

- **Dott, R. H., Jr., & Bourgeois, J. (1982).** Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences. Geol. Soc. Am. Bull., 93, 663–680.

- **Dreesen, R., & Jux, U. (1995).** Microconchid buildups from Late Famennian peritidal-lagoonal settings (Evieux Formation, Ourthe Valley, Belgium). Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 198, 107–121.

- **Dromart, G., Garcia, J.P., Picard, S., Atrops, F., Lecuyer C., & Sheppard S.M.F. (2003).** Ice age at the Middle–Late Jurassic transition? Earth and Planetary Science Letters 213, 205–220.

- **Dunham, R.J. (1962).** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W.E. Ham (editor), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 108-12.

- **Duke, W. (1985).** Hummocky cross-stratification, tropi cal hurricanes and intense winter storms: Sedimentol ogy, v. 32, p. 167-194.

- **Dumas, S., & Arnott, R.W.C. (2006).** Origin of hummocky and swaley cross-stratification—The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. Geology, 34, 1073–1076.

E

- **Elmi, S. (1978).** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). Annales de la Société géologique du Nord, 97 (1 – 4) : 315 – 323.

- **Embry, A.F., & Klovan, J.E. (1971).** Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT : Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 19, no. 4 ; p. 730-781.

F

- **Ferry, S. (2002).** Sédimentologie des faciès.univ.Géol de Lyon, France.

- **Flamand, G.B.M. (1911).** Recherches géologiques et géographiques sur le « Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud). Thèse Sci. Lyon, n°47 et A. Rey (edit)., Lyon. 1001p, 157 Figure, 6 cartes et dpt, 16pl.

- **Folk, R.L. (1959).** Practical petrographic classification of limestones. Bulletin American Association of Petroleum Geologists, v. 43, p. 1-38.

- **Folk, R.L. (1965).** Some aspects of recrystallization in ancient limestones, in L. C. Pray, and R. S. Murray, eds., Dolomitization and Limestone Diagenesis: Tulsa, OK, SEPM Special Publication No. 13, p. 14-48.

- **Folk, R.L. (1980).** Petrology of Sedimentary Rocks: Austin, TX, Hemphill's Book Store, 184 p.

- **Friedman, G.M. (1965).** Terminology of recrystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. – J. Sed. Petrol., 35, 643-655.

G

- **Galmier, D. (1951).** Sur l'existence d'un accident nord atlasique dans la région de Fortassa (Dept. d'Oran). CR Acad. Sci., Paris, 32(10).

- **Galmier, D. (1970).** Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Paris, 320 p., 9 cartes h.t. ronéot.

H

- **Ham, W. E., & Pray. L. C. (1962)**. Modern concepts and classifications of carbonate rocks, in Ham, W. E. (ed.), Classification of carbonate rocks: Am. Assoc. Petrole um Geologists Mem. 1, p. 2-19.

- **Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R., & Walker, R. G. (1975).** Depositional environments as interpreted from primary sedimentary and stratigraphic sequences (Short Course Notes No. 2). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM).

- **Harrell, J. A., & Eriksson. K. A. (1979).** Empirical conversion equations for thin-section and sieve derived size distribution parameters: Journal of Sedimentary Research, v. 49, p. 273-280, doi: 10.1306/212F7711-2B24 11D7-8648000102C1865D.

- **Haq, B.U. (2018).** Jurassic sea-level variations : a reappraisal. Geological Society of America 28, 4-10.

- **Hunter, R. E., & Clifton, H. E. (1982).** Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. Journal of Sedimentary Petrology, 52(1), 127–143.

J

- **Jelby, M. E., Grundvåg, S.-A., Helland-Hansen, W., Olaussen, S., & Stemmerik, L. (2019).** Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. Sedimentology, 67(2), 742–781.

- **Jenkyns, H.C. (1988).** The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. American Journal of Science, 288: 101 – 151.

- **Jerram, D.A. (2001).** Visual comparators for degree of grain-size sorting in two and three-dimensions: Computers & Geosciences, v. 27, p. 485-492, doi: 10.1016/S0098-3004(00)00077-7.

- **Jodot, P. (1953).** Les Pseudoceratodes du Nummulitique continental circum-saharien. Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie, 17 : 1 – 124.

- **Johnson, H.D. (1977).** Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. Sedimentology, 24, 389–411.

K

- **Kacemi, A. (2005).** Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara - Rhoundjaia) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie).Mém. Magister,Univ. Oran, 212 p., 49 fig., 15 pl.

- **Kacemi, A. (2013).** Évolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique : Géodynamique, Typologie du bassin et Télédétection (Thèse de Doctorat ès Sciences). Université de Tlemcen, 249 p.

- **Kazi-Tani, N. (1970).** Contribution l'étude géologique du Djebel Fernane et des monts de Ben-Srour (Etude sédimentologique et structurale). Thèse de Doctorat 3e cycle, Faculté des Sciences d'Alger : 143 p.

- **Kazi-Tani, N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine. Le domaine inlra-plaque Nord Algérie. Approche mégaséquentielle. Thèse Es Sciences, Univ.Pau. 2 Vol., 870p.

- **Krumbein, W. C. (1938).** Size frequency distributions of sediments and the normal phi curve. Journal of Sedimentary Research, 8(1), 84–90.

L

- **Laffitte, R. (1939).** Étude géologique de l'Aurès (Thèse ès sciences, 2 tomes). Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, n° 46, t. I, 217 p. ; t. II, 281 p. Paris.

- **Lasnier, B. (1965).** Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Jurassique des Hautes Plaines algériennes (Aïn Séfra, Mécheria, Nador, Hodna). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 171p.

M

- **Machel, H. G. (2004).** Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal. In C. Braithwaite, G. Rizzi, & G. Darke (Eds.), The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs (Geological Society, London, Special Publications, 235, pp. 7–63).

- **Mahboubi, M. (1983).** Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas Saharien central, Algérie). Thèse de 3e cycle, Université d'Oran, Algeria, 114 p.

- **Mahboubi, M. (1995).** Etude stratigraphique et paléontologique des formations continentales paléocènes et éocènes de l'Algérie. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran : 169 p.

- **Mahboubi, M., Bessedik, M., Belkebir, L., Adaci, M., Hebib, H., Bensalah, M., Mammeri, C., Mansour, B., & Mansouri M.H. (2007).** Première découverte d'empreintes de pas de dinosaures dans le Crétacé inférieur de la région d'El-Bayadh (Algérie). Mém. Bull. Serv. Géol., National, Algérie, 18, 2, pp. 127-139.

- **Mahboubi, C. Y., Radulovic, B. V., Ouali Mehadji, A., Ayoub-Hannaa, W., & Munnecke, A. (2021a).** Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El-Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria) : biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology. Historical Biology 1–21.

- **Mahboubi, C.Y. (2021).** Les indices de fluides et diagenèse précoce dans les terrains du Jurassique de la région d'Aïn Ouarka et d'El Bayadh (Atlas Saharien, Algérie) (Thèse de Doctorat d'État, Université Oran 2).

- **Mattauer, M., Tapponnier, P., & Proust, F. (1977).** Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales. L'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. Bulletin de la Société géologique de France, 19 : 521 – 526.

- **McKee, E. D., & Weir, G. W. (1953).** Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks: Geol. Soc. Am. Bull., v. 64, p. 381-390.

- **Mebrouk, F. (1993).** Charophytes du Tertiaire continental de l'Algérie. Systématique et biostratigraphie. Mémoire de Magister, Université d'Oran : 173 p.

- **Mebrouk, F. (2010).** Les charophytes du Maghreb. Systématique, biostratigraphie et environnements Crétacés–Paléogènes. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran : 167 p.

- **Mebrouk, F., Mahboubi, M., Bessedik, M., & Feist, M. (1997).** L'apport des charophytes {la stratigraphie des formations continentales paléogènes de l'Algérie. Geobios, 30 : 171 – 177.

- **Meddah, A., Bertrand, H., & Elmi, S. (2007).** La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). C. R. Geosciences, 339: 24 – 30.

- **Meddah, A., Bertrand, H., Seddiki, A., & Tabeliouna, M. (2017).** The Triassic–Liassic volcanic sequence and rift evolution in the Saharan Atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the Central Atlantic magmatic province. Geologica Acta, 15 (1): 11 – 23.

- **Mekahli, L. (1995).** Hettangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran : 358 p.

- **Mekahli, L., Elmi, S., & Benhamou, M. (2004).** Biostratigraphy, sedimentology and tectono-eustatic events of the Lower and Middle Jurassic of the Ksour Mountains (Western Saharan Atlas, Southern Algeria). 32nd International Geological Congress, Florence, 5 : 37 – 54.

- **Morizet, M. (1970).** Contribution {l'étude géologique de la carte 1/200.000 de Brézina (Algérie) : secteur Nord – Nord-est. Mémoire de D. E. A., Université de Paris : 84 p.

- **Mulder, T., Razin, P., & Faugeres, J.C. (2009).** Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). Sedimentology, 56(4), 997–1015.

N

- **Naimi, M.N. (2021).** Analyse ichnologique et reconstitution paléoenvironnementale de la série Albien-Turonien des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien oriental, Algérie), Doctorat 3ème cycle « L.M.D. ».

- **Naimi, M. N., Mahboubi, C. Y., & Cherif, A. (2021).** Lithostratigraphy and evolution of the Lower Cretaceous Basins, in Western Saharan Atlas, Algeria: A comment. Journal of African Earth Sciences, 183: 104304.

O

- **Ouali Mehadji, A. (1995).** Les brachiopodes bajociens supérieurs – bathoniens inférieurs des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental, Algérie). Mémoire de Magister, Université d'Oran : 220 p.

- **Ouali Mehadji, A., Mekahli, L., Elmi, S., Alméras, Y., Benhamou, M., & Bouterfa, B. (1997).** Le cône détritique sous-marin du Dogger des Monts des Ksours–dynamique sédimentaire. Séminaire de géologie pétrolière, Boumerdès : p. 43.

P

- **Paola, C., Wiele, S. M., & Reinhart, M. A. (1989).** Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low amplitude bedforms. Sedimentology, 36, 47–59.

- **Péron, A. (1883).** Essai d'une description géologique de l'Algérie. Editions Masson, Paris : 202 p.

- **Peterson, R. T. (1958).** Cross-bedding (Thèse de baccalauréat, Département de Géologie, University of North Dakota), 58 p.

-**Powers, M. C. (1953).** A new roundness scale for sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 23(2), 117-119.

- **Prave, A. R., & Duke, W. L. (1990).** Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites: A form of antidune stratification? Sedimentology, 37, 531–539.

- **Prothero, D. R., & Schwab, F. (2014).** Sedimentary geology: An introduction to sedimentary rocks and stratigraphy (3rd ed.). New York: W. H. Freeman/Macmillan.

R

- **Regagba, A. (2006).** Etude sédimentologique et stratigraphique de la série du Jurassique moyen et supérieur de la région d'El Bayadh (Atlas saharien central, Algérie). Algérie : Mém magistère univ Oran ; p. 113.

- **Ritter, E. (1902).** Le Djebel Amour et les Monts des Oulad-Nayl. Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie, 2 : 1 – 97.

- **Rollet, A. (1972).** Terebratula rollieri : Validité de l'espèce dans le Jura ; définition d'une espèce nouvelle (Brachiopode–Oxfordien). Annales Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, Série 3, 17, 21–39.

S

- **Salhi, A., Atrops F. & Benhamou, M. (2020).** Le passage Cénomanien-Turonien dans les Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental, Algérie) : biostratigraphie, géochimie et milieux de dépôt. Estudios Geológicos, 76 (2): e135.

- **Swift, D. J. P., & Figueiredo, A. G. J. (1983).** Hummocky cross-stratification and megaripples: A geological double standard? Journal of Sedimentary Petrology, 53(4), 1295–1317.

T

- **Tissot, J. (1881).** Texte explicatif de la carte géologique provisoire du 800.000e de la province de Constantine et du cercle de Bou-Saada. Edition L. Jourdan, Alger : 1 – 112.

- **Tilili, M. (1995).** Le phénomène récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l'Atlas saharien occidental (secteur d'Aïn Ouarka). - Mém. Magister, Univ., Oran, Algérie, 154 p., 48 fig., 9 pl.

U

- **Udden, J. A. (1914).** Mechanical composition of clastic sediments. Bulletin of the Geological Society of America, 25, 655–744.

W

- **Warren, J. (2000).** Dolomite : Occurrence, evolution and economically important associations. Earth-Science Reviews, 52(1–3), 1–81.

- **Welsch, J. (1889).** Sur les terrains jurassiques des environs de Tiaret (Dépt. D'Oran) ; C.R.A.C. Sc, Paris.

- **Wentworth, C. K. (1922).** A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, *30*(4), 377-392.

Z

- **Ziouit, K. (2012).** Étude statistique des peuplements de foraminifères liasiques des Monts des Ksour (Mémoire de Magister). Université d'Oran, 85 p.

Listes des figures et Tableaux.

Premier Chapitre :

- **Fig 1.1: A**: Situation géographique de la région d'étude dans l'Atlas saharien ; **B**: Carte géographique de l'Algérie ; **C**: Position paléogéographique de la région d'étude dans la Téthys pendant le Jurassique supérieur.
- **Fig 1.2:** Colonne lithostratigraphique du Jurassique supérieur de l'Atlas du Sahara central, région d'El-Bayadh d'après (Sadji et al., 2025).
- **Fig 1.3:** Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; modifiée) ; I: Monts des Ksour II: Monts de Amour III: Monts de Ouled Naïl ; 1. La transversale de Moulouya ; 2. La transversale de la Tafna-Magoura ; 3. La transversale d'Ain Séfra – Saida ; 4. La transversale d'El-Bayadh- Tiaret ; 5. La transversale de Teniet El Had ; 6. La transversale des Aurès – Hodna.

Deuxième Chapitre :

- **Fig 2.1:** liste des figurées utilisés.
- **Fig 2.2:** Image satellitaire montrant la localisation des coupes (Google Earth-2025).
- **Fig 2.3:** : Colonne lithostratigraphique de la Formation de « Theniet Et-Temar » coupe 1 ; **A:** Illustration photographique de la coupe 1 ; **B:** aperçu du deuxième membre ; **C:** les derniers niveaux de la formation.
- **Fig 2.4: A:** Laminations Horizontales passant a des figures d'échappement de fluide (flèche blanche) et le somment comporte délits de linéation ; **B:** Laminations obliques au premier membre ; **C:** La barre calcaire bien développée comportant des surfaces irrégulières ; **D:** articles et tiges de crinoïde ; **E:** calcaire lumachelique de la barre calcaire (C) ; **F:** Grès en plaquette.
- **Fig 2.5: A:** laminations entrecroisées en mamelons ; **B:** section transversale de gastéropode au niveau des brèches calcaires ; **C:** calcaires bioclastiques ; **D:** brèche calcaire intraformationnelle ; **E:** rides symétriques du deuxième membre ; **F:** laminations horizontales au premier membre.
- **Fig 2.6:** : Colonne lithostratigraphique de la Formation de « Theniet Et-Temar » coupe 2 ; **A:** Illustration photographique de la coupe 2 ; **B:** aperçu du deuxième membre ; **C:** les grés bioturbés du continental du Ksel.
- **Fig 2.7: A:** Marne a cristaux de gypse de de grand taille ; **B:** ride de courant ; **C:** premier niveau calcaire à brachiopode ; **D:** calcaire comportant des bioclastes de brachiopode au

niveau de C ; **E:** polypier solitaire au niveau du C ; **F:** lamination entrecroisée en mamelon dans les calcaire (*Shell bed*).

- **Fig 2.8:** Corrélation lithostratigraphique des deux coupes étudiées de la Formation « Theniet Et-Temar ».

Troisième Chapitre :

- **Fig 3.1:** laminations horizontales ; **A et B:** laminations horizontales, les lamines sont discrètes et discontinues (deuxième membre) ; **C et D:** laminations horizontales montrant des lamines bien remarquable et continue et présence de *parting lineation* (premier membre) ; **E et F:** laminations planes et parallèles dans les calcaires (*shell-bed*).
- **Fig 3.2:** Laminations entrecroisées en mamelons **; A et B:** Laminations entrecroisées en mamelons dans les bancs calcaires à la base du deuxième membre ; **C et D:** Plusieurs laminations entrecroisées en mamelon dans les calcaires du deuxième membre.
- **Fig 3.3: A et B:** Laminations obliques comportant une surface érosive surmontée par une surface quasi horizontale.
- **Fig 3.4:** Laminations obliques en auge ; **A et B:** les lamines sont arquées, assez serrées comprises entre deux laminations horizontales légèrement inclinée ; **C et D:** les lamines ne sont pas assez courbées avec présence de petite ride et de surface de réactivation à la base.
- **Fig 3.5:** Laminations entrecroisées en feston **A et B:** les lamines sont festonnés avec une base érosive.
- **Fig 3.6:** ride symétrique au niveau du premier membre.

Quatrième Chapitre :

- **Fig 4.1:** La classification des roches carbonatées de Dunham, (1962), complétée par, Embry & Klovan, (1972).
- **Fig 4.2:** Six comparateurs texturaux pour évaluer le degré de tri en 2-D. Chaque comparateur est étiqueté selon sa description de tri (Folk, 1968), basée sur la véritable valeur de tri en 3-D. Adapté par Jerram (2001).
- **Fig 4.3:** Comparateur visuel illustrant les niveaux d'émoussement (rounding) des grains de sable à haute et basse sphéricité d'après Powers (1953).
- **Fig 4.4:** Classification de grès selon Folk (1980), modifiée d'après Folk et al. (1970).
- **Fig.4.5:** Photos microscopiques du membre 1 (A-H). **A**: rudstone à matrice micritique, contenant des fragments variés d'organismes benthiques, notamment des brachiopodes, gastéropodes, microconchidés et radioles d'échinides, ainsi que quelques grains de quartz.;

B: Floatstone micritique enrichi en peloïdes, fragments de microconchidés, plaques d'échinodermes et radioles d'échinides; **C**: Baffelstone a corail de polypier solitaire avec fragment de bivalve et ostracode désarticuler, **D**: Rudestone micritique a fragment de bivalve poser de manière parallèle et montre des plissotement avec des cortoïdes la plus part subisse des microperforations et peloide (flèche en jaune) et ostracode ;**E**: gastéropode partie longitudinal ;**F**: structure géopetal ;**G**: grains agrégats de type grainstone qui subit de la dolomitisation apparition des cristaux rhomboédrique de dolomie (flèche en jaune) ;**H**:Floatstone à matrice micritique comporte des extraclastes de grain de quartz et la bioturbation *meiofaunal* (flèche blanc).

- **Fig.4.6:** Photos microscopiques des deux membres silico-clastique (A-F). **A**: En LPA, l'échantillon révèle une dominance de grains de quartz monocristallins, accompagnés de quelques grains polycristallins ainsi que de fines paillettes de mica, le tout lié par une matrice argileuse supérieur à 5 % immature ; **B**: En LPNA, on observe une abondance de grains de quartz et quelques feldspaths rares. Les grains présentent des contacts d'emboîtement concaves-convexes bien marqués, et la matrice et argileuse ; **C**: en LPNA, les grains sont majoritairement des quartz monocristallins anguleux a subanguleux sans emboîtement notable. Le ciment argileux y est bien développé, dépassant nettement les 5 % il est immature ; **D**: En LPNA, l'échantillon est exclusivement constitué de grains de quartz montrant un emboîtement en mosaïque, avec présence modérée de matrice argileuse aux alentours des 5 % il est submature ; **E**: En LPNA, les grains de quartz sont abondants, bien emboîtés, et quasiment exempts de matrice argileuse et faible, échantillon du membre 2 ; **F**: En LPA, les grains de quartz, de taille fine à moyenne, et le liant est presque totalement absent les éléments sont imbriquer en structure mosaïque avec des grain de quartz polycristallin et monocristallin.
- **Fig.4.7:** Photos microscopiques du membre 2 (A-F). **A**: rudstone à matrice micritique, riche en échinodermes. On y distingue nettement des plaques et ossicules de crinoïdes, des articles de tiges ainsi que des radioles d'échinides. Des fragments de brachiopodes à structure interne lamellaire sont également présents. Des traces de *pitting* d'éléments d'échinodermes sont indiquées (flèche noir). La précipitation de cristaux rhomboédriques de dolomie est visible (flèche jaune), témoignant d'un début de dolomitisation. ; **B**: floatstone, caractérisé par une matrice micritique contenant des fragments et épines de brachiopodes, et comporte une abondance de grains de quartz fin ; **C**: texture Crystalline dolomitisation presque total des bioclaste perd leur structures primaire par la dolomitisation (flèche jaune) les cristaux sous forme de mosaïque xenotropic inequigranulaire ;**D:**

Rudstone matrice sparitique et un peu de micrite comporte des échinodermes plaque crinoïde et radilole d'échinide et fragments de brachiopode à structure lamellaire et de cortoïdes et de lump ; **E**: Floatstone liant de nature micritique a fragments de brachiopode et gastéropode partie transverse et tige de crinoïde ;**F**: texture Crystalline de forme hypidiotopic inequigranulaire de taille moyen a grossier corresponde au premier phase de dolomitisation comporte des fragment de brachiopode et radiole de échinide et plaque de échinoderme et cortoïdes , peloïdes .

Liste des tableaux :

❖ **Tab 4.1:** L'échelle granulométrique d'Udden-Wentworth pour les sédiments et roches détritiques terrigènes. Elle est basée sur les publications de Udden (1918) et Wentworth (1922), avec l'ajout de l'échelle phi (φ) introduite par Krumbein (1938).