



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Faculté des Sciences de la Terre & de l'Univers
Université d'Oran 2
Département des Sciences de la Terre

Mémoire de fin d'étude

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

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

**Analyse microfaciologique et sédimentologique de la transition
Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur dans les Monts de
l'Ouarsenis : implications sur les perturbations de la sédimentation
carbonatée.**

Présenté par :
Houari Zin Eddine

Soutenu le 28/06/2026 devant la commission d'examen :

- **Président : M. BOUALEM N. (MCA)**
- **Encadrant : M. BELKHEDIM S. (MCA)**
- **Examineur : M. BOUTERFA B (MAA)**

Année universitaire : 2025/2026

DEDICACES

Je dédie ce travail, fruit de mes années d'efforts et de persévérance, à mes **chers parents**, dont l'amour, les sacrifices et le soutien indéfectible ont été la lumière qui m'a guidé tout au long de mon parcours. Sans eux, rien de tout cela n'aurait été possible.

À mon frère **Brahim** et à ma sœur **Bouchra Hanaa**, pour leur présence, leur encouragement et leur affection qui m'ont toujours donné la force d'avancer, même dans les moments difficiles.

À **ma grand-mère**, dont les prières et la tendresse ont accompagné chacun de mes pas vers la réussite. à ma compagne de route dans mon parcours académique, **Badia nourelhouda**, qui a été bien plus qu'un soutien : une véritable source de motivation, de patience et de partage. Sa présence à mes côtés a rendu ce chemin plus lumineux, plus fort et inoubliable.

Et enfin, À tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont soutenu, encouragé et aidé à devenir la personne que je suis aujourd'hui.

À tous, je vous dis **merci** du fond du cœur

AVANT-PROPOS

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à l'ensemble des enseignants et encadrants qui ont, d'une manière ou d'une autre, contribué à la réalisation de ce travail et accompagné mon parcours universitaire.

Mes remerciements les plus sincères vont à **Monsieur S. Belkhedim**, mon encadrant, pour sa disponibilité, ses conseils avisés, son accompagnement attentif.

Je remercie également **Monsieur N. Boualem** pour avoir accepté de président le jury et l'honneur qu'il m'a fait en acceptant d'évaluer ce travail.

Ma reconnaissance s'adresse aussi à dont l'enseignement, **Monsieur B. Bouterfa** a toujours été pour moi une source de motivation et d'intérêt. Je suis contente de le voir parmi le membre de mon jury.

Je tiens à adresser mes remerciements au personnel administratif pour leur accueil chaleureux et leur assistance précieuse.

SOMMAIRE

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.....	1
II- CADRE GEOLOGIQUE	3
III-CADRE STRUCTURALE... ..	8
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES.....	10
V- MATERIELS, METHODES ET OBJECTIFS	12

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I- INTRODUCTION	14
II- LOCALISATION DE LA COUPE... ..	14
III- DESCRIPTION DE LA COUPE.....	15
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE	27

CHAPITRE III: SEDIMENTOLOGIE

I- INTRODUCTION	29
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES... ..	29
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION.....	29
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	34
V- DEFINITION DE LA LIMITE SINEMURIEN SUPERIEUR-PLIENSBACHIE NFERIEUR	37
VI -PERTURBATIONS DE LA PRODUCTION CARBONATÉE DURANT L'ÉVÉNEMENT SINÉMURIEN–PLIENSBACHIE (S–P).....	38
CONCLUSION GENERALE... ..	42
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	44

RÉSUMÉ

Dans la présente étude, une coupe géologique a été étudiée dans le secteur du Grand Pic, au sein du massif de l'Ouarsenis (Nord-Ouest de l'Algérie). L'analyse lithostratigraphique a permis d'identifier deux formations principales d'âge Jurassique inférieur (Sinémurien supérieur –Pliensbachien inférieur_moyen). L'étude sédimentologique, macrofaciologique et microfaciologique a permis de mettre en évidence plusieurs faciès sédimentaires, regroupés en différentes associations de faciès. Ces faciès traduisent une évolution des environnements de dépôt allant de milieux continentaux vers des milieux subtidaux internes, puis vers des environnements plus ouverts. Les calcaires péloïdales à fenestrées indiquent des conditions très peu profondes, tandis que les calcaires oolithiques et bioclastiques traduisent des milieux marins peu profonds à énergie modérée à forte. Les alternances marno-calcaires correspondent à des environnements plus distaux et calmes. La présence d'une surface karstifiée à remplissage micritique rouge, ainsi que les conglomérats continentaux constitue une discontinuité stratigraphique majeure, liée à une phase d'émersion subaérienne contrôlée principalement par les variations tectono-eustatiques du niveau marin. La perturbation de la production carbonatée associée à cette phase est probablement liée à l'événement Sinémurien–Pliensbachien.

Mots clés : Grand Pic, Ouarsenis, Jurassique inférieur, macrofaciès, microfaciès, plateforme carbonatée, perturbation carbonatée, l'événement Sinémurien–Pliensbachien.

ABSTRACT

In the present study, a geological section was investigated in the Grand Pic area, within the Ouarsenis Massif (northwestern Algeria). Lithostratigraphic analysis allowed the identification of two main Lower Jurassic formations, ranging in age from the Upper Sinemurian to the Lower–Middle Pliensbachian. Sedimentological, macrofacies, and microfacies analyses revealed several sedimentary facies grouped into different facies associations. These facies reflect an evolution of depositional environments from continental settings to inner subtidal environments, followed by more open marine conditions. Peloidal limestones with fenestral structures indicate very shallow-water conditions, whereas oolitic and bioclastic limestones record shallow marine environments characterized by moderate to high hydrodynamic energy. Marl–limestone alternations correspond to more distal and low-energy depositional settings. The occurrence of a karstified surface filled with red micrite, together with continental conglomerates, constitutes a major stratigraphic discontinuity related to a phase of subaerial exposure, mainly controlled by tectono-eustatic sea-level fluctuations. The perturbation of carbonate production associated with this phase was probably linked to the Sinemurian–Pliensbachian event.

Keywords: Grand Pic, Ouarsenis, Lower Jurassic, macrofacies, microfacies, carbonate platform, carbonate perturbation; Sinemurian–Pliensbachian event.

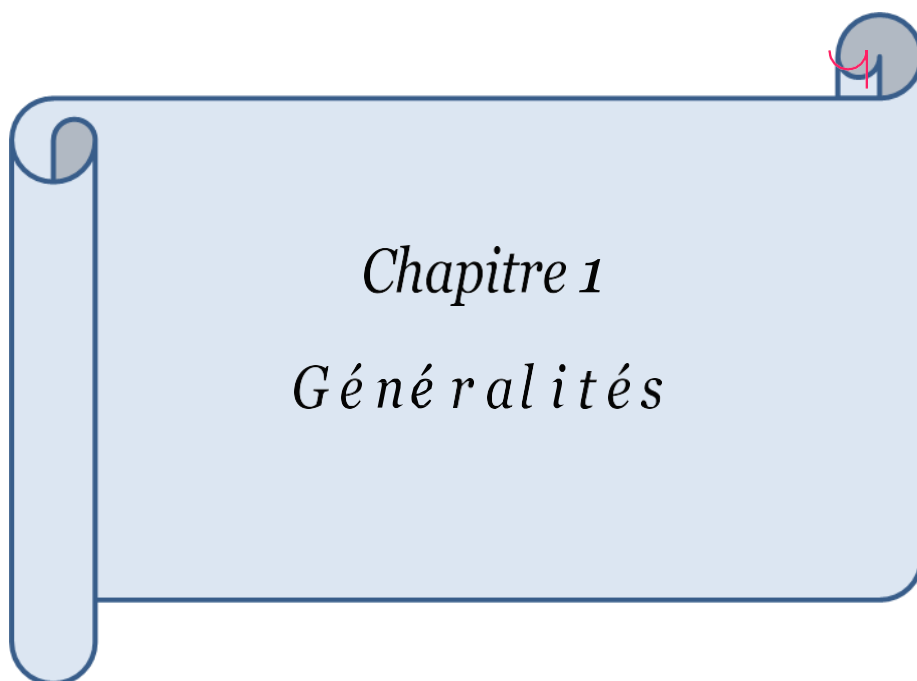
ضمن كتلة الونشريس (شمال غرب الجزائر). (Grand Pic) في هذه الدراسة، تم إنجاز دراسة لمقطع جيولوجي واحد في قطاع غراند بيك وقد مكنت الدراسة الليثوستراتيغرافية من تحديد تكوينين جيولوجيين رئيسيين يعودان إلى الجوراسي السفلي (السينيموري الأعلى – البليانساباشي الأسفل-الأوسط).

كما أتاحت الدراسة الرسوبية، والمكروفاسياسية، والميكروفاسياسية التعرف على عدة فاسياسات رسوبية، جُمعت ضمن مجموعات مختلفة من الفاسياسات. وتُظهر هذه الفاسياسات تطورًا في بيئات الترسيب يبدأ من بيئات قارية، ثم ينتقل إلى بيئات تحت مدّية داخلية، وصولاً إلى بيئات بحرية أكثر انفتاحًا.

وتشير الصخور الجيرية البيلودية ذات البنى الفينسترالية إلى ظروف ترسيب ضحلة جدًا، في حين تعكس الصخور الجيرية الأوليتية والبيوكلاستية بيئات بحرية ضحلة ذات طاقة هيدروديناميكية متوسطة إلى مرتفعة. أما التناوبات المارنية-الجيرية فتدل على بيئات أكثر بعدًا عن الساحل وأقل طاقة.

كما يُعد وجود سطح كارستي مملوء بميكريت أحمر، إلى جانب الكونغلوميرات القارية، دليلاً على وجود انقطاع طباعي رئيسي ناتج عن مرحلة انكشاف قاري (تعرض تحت هوائي)، خضعت أساسًا لتأثير التغيرات المشتركة في مستوى سطح البحر والحركات التكتونية (التحكم التكتونو-الإيوستاتي). ومن المرجح أن يكون الاضطراب في الإنتاج الكربوناتي المصاحب لهذه المرحلة مرتبطاً بحدث السينيموري-البليانساباشي.

الكلمات المفتاحية: غراند بيك، الونشريس، الجوراسي السفلي، المكروفاسياس، الميكروفاسياس، المنصة الكربوناتية، اضطراب الإنتاج الكربوناتي، حدث السينيموري-البليانساباشي.



Chapitre 1
Généralités

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

1-1. Cadre géographique général

Le domaine tellien en Algérie constitue une entité géographique bien individualisée au Nord du pays, s'étendant parallèlement à la mer Méditerranée sur environ 1200 km d'Ouest en Est. Il se prolonge vers l'Est par la Kroumirie en Tunisie et vers l'Ouest par le Rif au Maroc. Ce domaine est classiquement subdivisé, du Nord au Sud, en trois grands ensembles : les massifs côtiers, les plaines médianes et les massifs intérieurs. Ces derniers comprennent notamment plusieurs chaînes montagneuses telles que les monts des Traras, des Tessala, de Béni-Chougrane, de l'Ouarsenis, ainsi que les Bibans et la chaîne numidique (Fig. I-1).

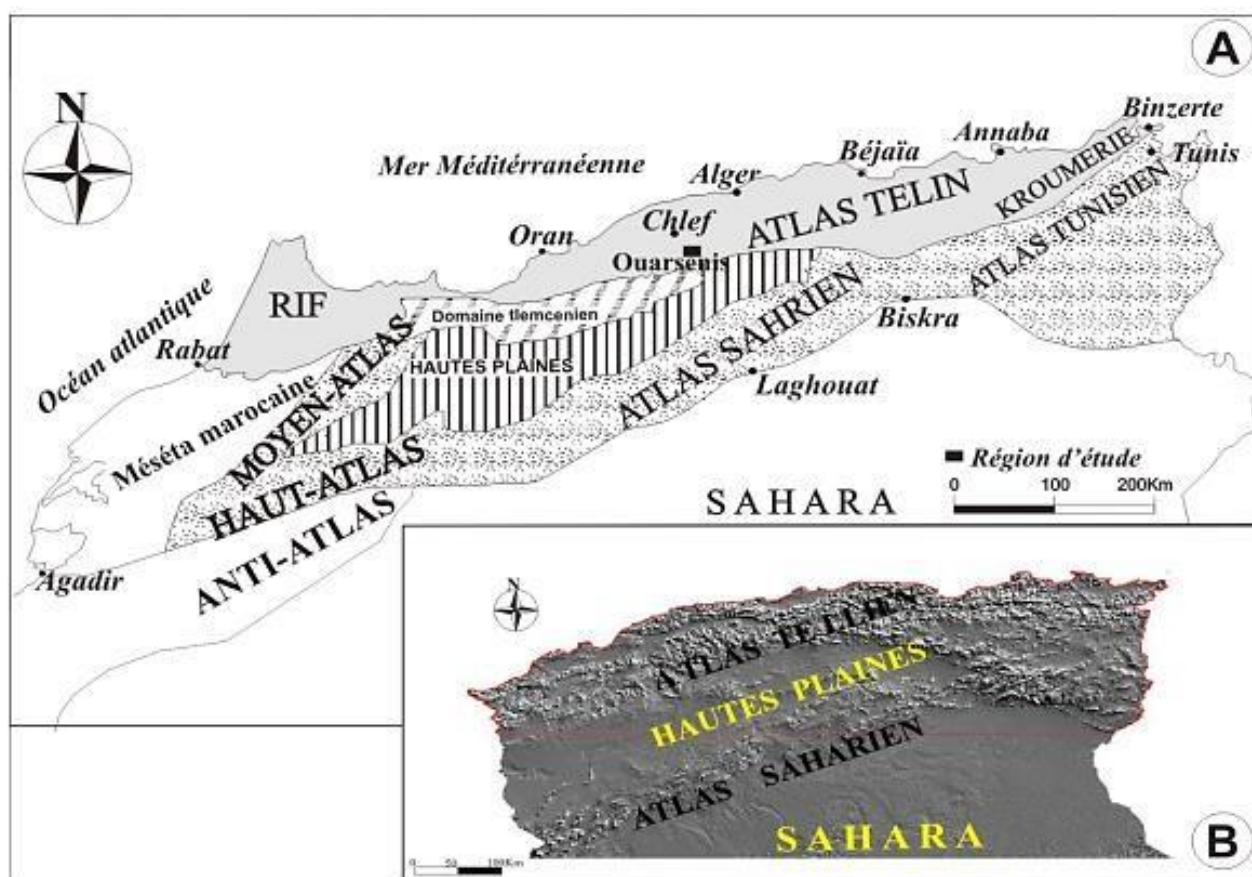


Fig. I-1- Différents domaines géographiques tello-rifain (A) et Image satellitaire des grands ensembles géographiques de l'Algérie du Nord (B). (D'après M . Benest ,1985)

B- Position de l'Ouarsenis dans le Tell

Le domaine tellien regroupe l'ensemble des reliefs s'étendant entre la mer Méditerranée au Nord et les Hautes Plaines au Sud. En son sein, les dépressions majeures du Chéelif, orientée Est–Ouest, ainsi que celle de Médéa, permettent de distinguer un Tell septentrional et un Tell méridional, dans lequel s'inscrit le massif de l'Ouarsenis.

Les monts de l'Ouarsenis constituent ainsi un élément majeur des massifs internes de l'Atlas tellien. Ils sont délimités au Nord par la plaine du Chélif, cette plaine s'étendant sur près de 500 km entre Khémis Miliana à l'Est et Aïn Témouchent à l'Ouest ([Polvêche, 1960](#)), au Sud par le plateau du Sersou (région de Tiaret), à l'Ouest par la vallée de l'Oued Mina et les monts de Béni-Chougrane, et à l'Est par les monts des Bibans (région de Médéa) ainsi que les massifs de Miliana ([Fig. I-2](#)).

L'Ouarsenis se présente comme une chaîne montagneuse élevée et dominante par rapport aux régions avoisinantes, s'étendant sur une longueur d'environ 200 km. Il est subdivisé en deux ensembles, occidental et oriental, de part et d'autre du massif du Grand Pic, point culminant atteignant 1985 m d'altitude. En raison de sa position et de son importance morphologique, ce sommet est également désigné sous les appellations « Nombri du Monde » ou « Œil du Monde » ([Mattauer, 1958](#)).

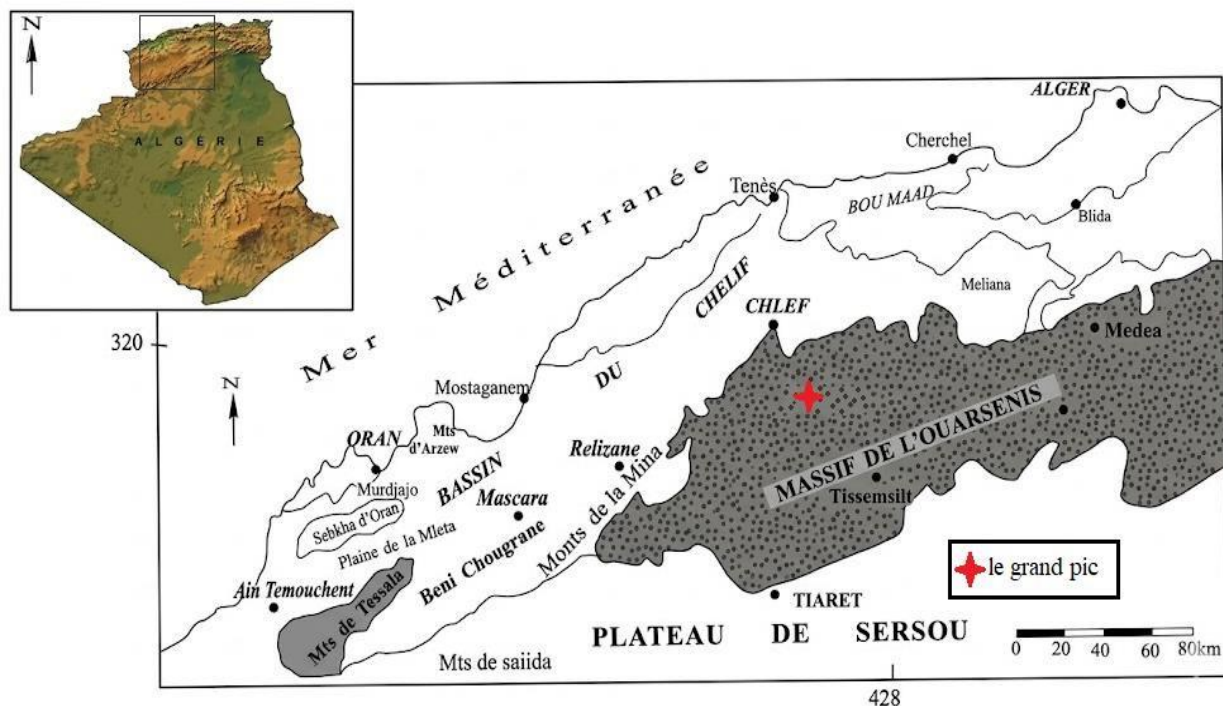
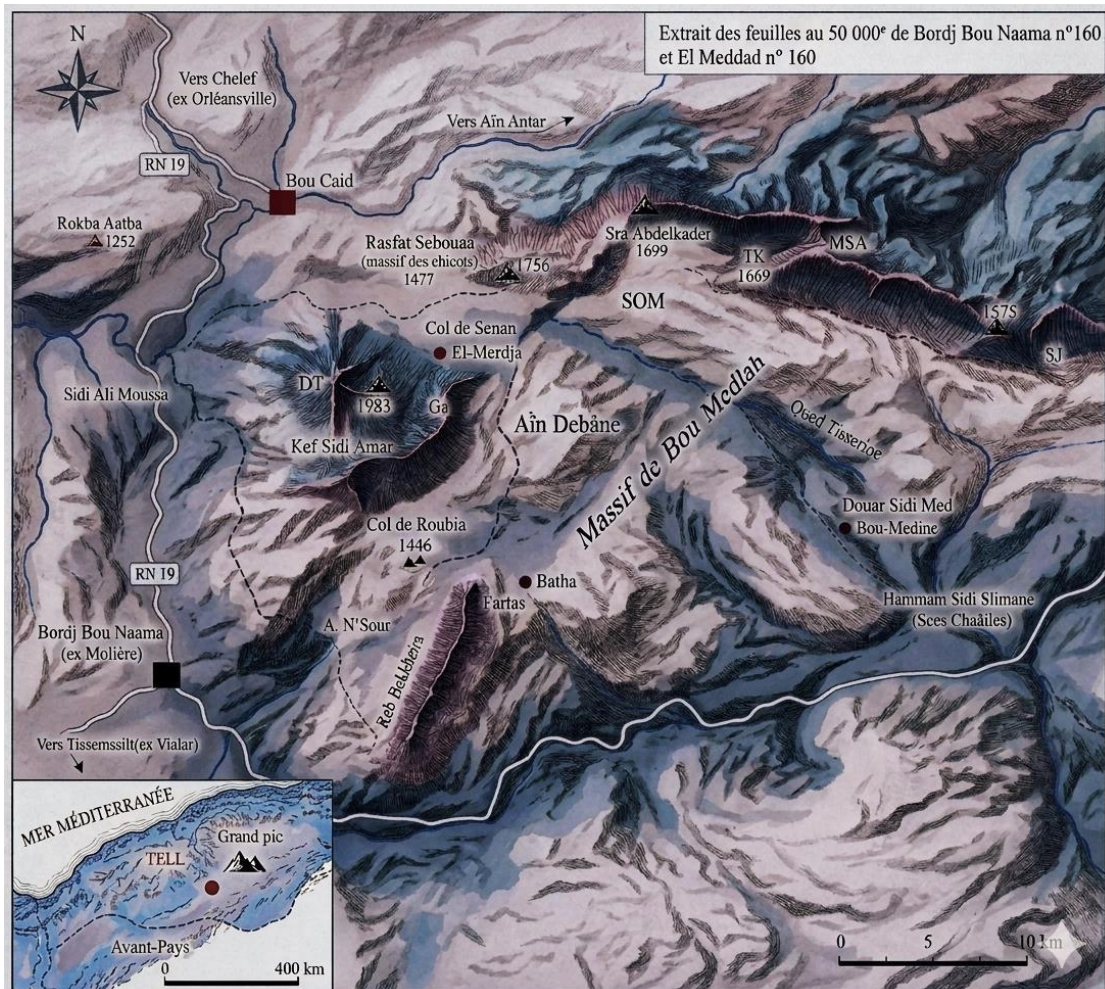


Fig. I- 2- Situation et limites géographiques de l'Ouarsenis (in. [Benhamou, 1996](#))

1.2-Cadre géographique du secteur d'étude

Le massif du Grand Pic s'inscrit entre la vallée du Chélif au Nord et la région de Tiaret au Sud. Il est limité au Nord par la vallée, ou grande dépression du Chélif, correspondant à un bassin néogène subsident s'étendant sur environ 500 km, de Khémis Miliana à l'Est jusqu'à Aïn Témouchent à l'Ouest ([Polvêche, 1960](#)). Au Sud, il est bordé par le plateau du Sersou, caractérisé par un talus gréseux dans la région de Tiaret ([Fig. I-3](#)).

Vers l'Ouest, les limites naturelles sont moins nettes ; toutefois, [J. Polvêche \(1960\)](#) considère les dépôts miocènes de Zemmoura comme constituant une limite occidentale, au-delà de laquelle affleurent les monts de Béni-Chougrane et ceux de la Mina. Enfin, vers l'Est, le massif est limité par les monts des Bibans (région de Médéa) ainsi que par les formations post-miocènes de la région de Miliana.



SO= Sidi Ouaddah ; SOM= Sidi Omar ; TK= Talaat El Kef ; MSA= Marabout Sidi Abdelkader ; SJ= Sidi Jbeur ; Ga= Galeries ; DT= Djorf Touka.

Fig. I-3 : Schéma de localisation des grands ensembles morphologiques du Grand Pic de l'Ouarsenis et du secteur d'étude (*modifiée*).

II-CADRE GEOLOGIQUE :

II.1- Cadre géologique générale :

Le massif de l'Ouarsenis est constitué d'une série stratigraphique diversifiée regroupant des terrains d'âge paléozoïque, mésozoïque et cénozoïque ([Fig. I-4](#)). Toutefois, les formations **paléozoïques** y sont rares et restent globalement mal connues, à l'instar de l'ensemble du Tell algérien ([Mattauer,](#)

1958). Elles se présentent sous trois formes principales : un Primaire autochtone observé dans les massifs du Chélib, un Primaire remanié et incorporé dans le complexe triasique, ainsi qu'un Primaire représenté par des galets dans le Miocène inférieur (Mattauer, 1958 ; Kirèche, 1977, 1993). Le substratum permo-carbonifère est constitué essentiellement de formations cristallophylliennes et de séries métamorphiques schisto-calcaires, schisto-quartzitiques et schisto-gréseuses, parfois associées à des dépôts détritiques conglomératiques (Mattauer, 1958).

Le Mésozoïque de l'Ouarsenis comprend le Trias, le Jurassique et le Crétacé.

Le Trias, généralement azoïque, est constitué de formations évaporitiques et carbonatées de type germanique (argiles, marnes bariolées, gypses, dolomies et calcaires magnésiens) (Mattauer, 1958 ; Fallot, 1942 ; Trümpy, 1983).

Le Jurassique, moins étendu, correspond à une sédimentation carbonatée et déritique de plate-forme peu profonde à profonde (Benhamou, 1996), avec des affleurements localisés dans la région du Chélib, à Koudiat Larouah et dans le massif de l'Ouarsenis.

Le Crétacé est largement développé et débute par des dépôts marno-calcaires, suivis de formations grésopélitiques à faciès flyschoides d'âge Aptien–Albien (Mattauer, 1958 ; Benyoucef, 2006 ; Chérif, 2009). Plusieurs formations y sont distinguées, notamment celles de l'Oued Fodda, d'El Malaâb, de Rhedadoua, de Hassi Ben Ziane et d'Ouled Djilali (Tchoumatchenco et al. 1995). Le Crétacé supérieur est dominé par des dépôts marneux avec intercalations calcaires et détritiques (Belgacem, 2013 ; Brahim, 2013).

Le Cénozoïque se caractérise globalement par une sédimentation à dominante marneuse. Le passage du Crétacé supérieur au Paléocène s'effectue de manière progressive, sans discontinuité lithologique notable, la distinction reposant essentiellement sur la microfaune. Le Paléocène est ainsi dominé par des marnes, tandis que l'Éocène inférieur présente des faciès variés, notamment des marno-calcaires à Globigérines, des niveaux grésoglaucconieux et des faciès phosphatés (Mattauer, 1958). L'Oligocène est représenté par deux faciès principaux : le faciès de Boghari à prédominance marneuse et le faciès numidien essentiellement gréseux. Le Miocène est constitué d'une épaisse série marneuse évoluant vers des niveaux gréseux au sommet vers l'Est, et passant latéralement vers le Sud et l'Ouest à des formations conglomératiques rougeâtres reposant parfois directement sur le socle. Enfin, le Pliocène est marqué par des dépôts continentaux sous forme de placages de cailloutis.

Quaternaire			Stratigraphie	Dépôts et faciès	Auteurs
Cénozoïque	Pliocène			Alluvions et cailloucloutis	Mattauer (1958), Polvèche (1960)
	Miocène	Sup		Gypse, grès-mames, conglomérat (continental)	Belkébir et Bessedik (1992), Guardia (1975), Delteit (1974), Dalloni (1952)
		Inf.		Marnes, marno-calcaires, grès-calcaires, conglomérats	Bessedik et al. (9093), Polvèche (1950), Mattauer (1958), Cheylan et al. (1955)
	Oligocène			Boghari (Oranais), Numidien	Polvèche (1950), Mattauer (1958)
	Éocène			Mannes, marno-calcaires grès glauconieux, faciès phosphatés	Polvèche (1960) Mattauer (1958), Flandrin (1948)
	Paléocène			Marnes	Dalloni (1936)
	Mésozoïque	Crétacé		Sup	Marnes à boules calcaires, microbrèches, arglies (flysch), marno-calcaires, mames, calcaires à niveaux siliceux
Inf.			Marno-calcaires Flysch schistes à lit calcaires-grès, marno-calcaires, marno-calcaires ammonitico-rosso	Tchoumatchenco et al. (1995) Benyoucef (2006) Chérif (2009), Tehoumatchenco et Krishev (1992a), Polvèche (1960), Mattauer (1950), Calembert (1952), Dalloni (1936).	
Jurazoïque		Malm	Ammonitico-rosso, calcaires-mamo-calcaires,	Atrops et at. (1991a et b), Benhamou (1966), Tchoumatchenco (1984-1986a- 1967) Kirêche (1977-1993), Farès- Khoudja (1968), Calembert (1937-1952), Caire, Glangeaud, Mattauer (1950 , 1953), Geoffroy (1936), Gentil (1932-1904), Pomel (1875)	
		Dogger	grès-grès calcaires, marno-calcaires		
		Lias	carbonates, dolomies		
Trias		Gypse, grès, argiles versicolores, dolomies cargneules, et bréchiqes, bixs primaires	Trümpy (1983), Mattauer (1958) Delteut (1932), Fallot (1942 a. b) Gentil (1902), Nicaier (1936)		
Paléozoïque			Conglomérats (<i>Ferrucano</i>) Série volcano-sédimecatire Série schisto-gréasuse Socle cristallophyllien	Mattauer (1958), Caire, Glangeaud, Mattauer (1950, 1952), Glangeaud et Bétier (1935, 1937), Géoffrey (1933), Glangeaud (1937), Gentil (1904), Pomel (1859-1859)	

Fig. I- 4- Coupe lithostratigraphique montrant la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis (sans échelle).

II.2- Cadre géologique de secteur d'étude

La série jurassique de la région est essentiellement constituée de dépôts carbonatés, ponctués par de rares intercalations gréseuses (Fig. I-5). La sédimentation débute au Jurassique inférieur, à la transition Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur, lors d'une première transgression marine associée à une phase de tectonique extensive liée aux premiers stades d'ouverture de la Téthys. Les dépôts sont principalement représentés par des faciès de plateforme peu profonde. À la base de la succession, des unités fortement dolomitisées sont surmontées par des calcaires dolomitiques et des faciès oolithiques à oncolithiques, ultérieurement affectés par des processus de karstification et des apports détritiques continentaux. Une remontée relative du niveau marin a ensuite favorisé l'installation de conditions marines peu profondes caractérisées par le développement de calcaires oncolithiques, de faciès micritiques et de niveaux à Lithiotis. Ces ensembles correspondent respectivement aux formations de Kef Sidi Amar et de Djorf Touka. Par la suite, l'élévation progressive du niveau marin relatif au Toarcien inférieur et moyen a conduit à l'accumulation de dépôts plus ouverts et relativement plus profonds, représentés par des alternances marno-calcaires attribuées à la formation de Trig Sidi Amar (Benhamou, 1996 ; Benhamou et al., 2019).

Le Jurassique moyen débute par une phase marquée par d'importants apports silicoclastiques, caractérisés par des niveaux riches en galets quartzitiques et localement en débris de bois fossiles (Mattauer, 1958 ; Benhamou et al., 2019). Ces dépôts constituent la formation gréseuse de Senan. La partie supérieure de la série traduit un retour à une sédimentation carbonatée dominante, illustrée par des calcaires à crinoïdes ainsi que par des alternances marno-calcaires renfermant des silex et des traces fossiles attribuées au type *Zoophycos*.

Le Jurassique supérieur est principalement représenté par des carbonates pélagiques déposés dans un contexte de reprise de la tectonique extensive. Cette phase a favorisé le développement de plateformes carbonatées pélagiques (PCPs), largement exprimées par les faciès de type « *Ammonitico Rosso* », particulièrement bien développés dans la région (Benhamou et al., 2019 ; Sadji et al., 2021 ; Sadji et al., 2025).

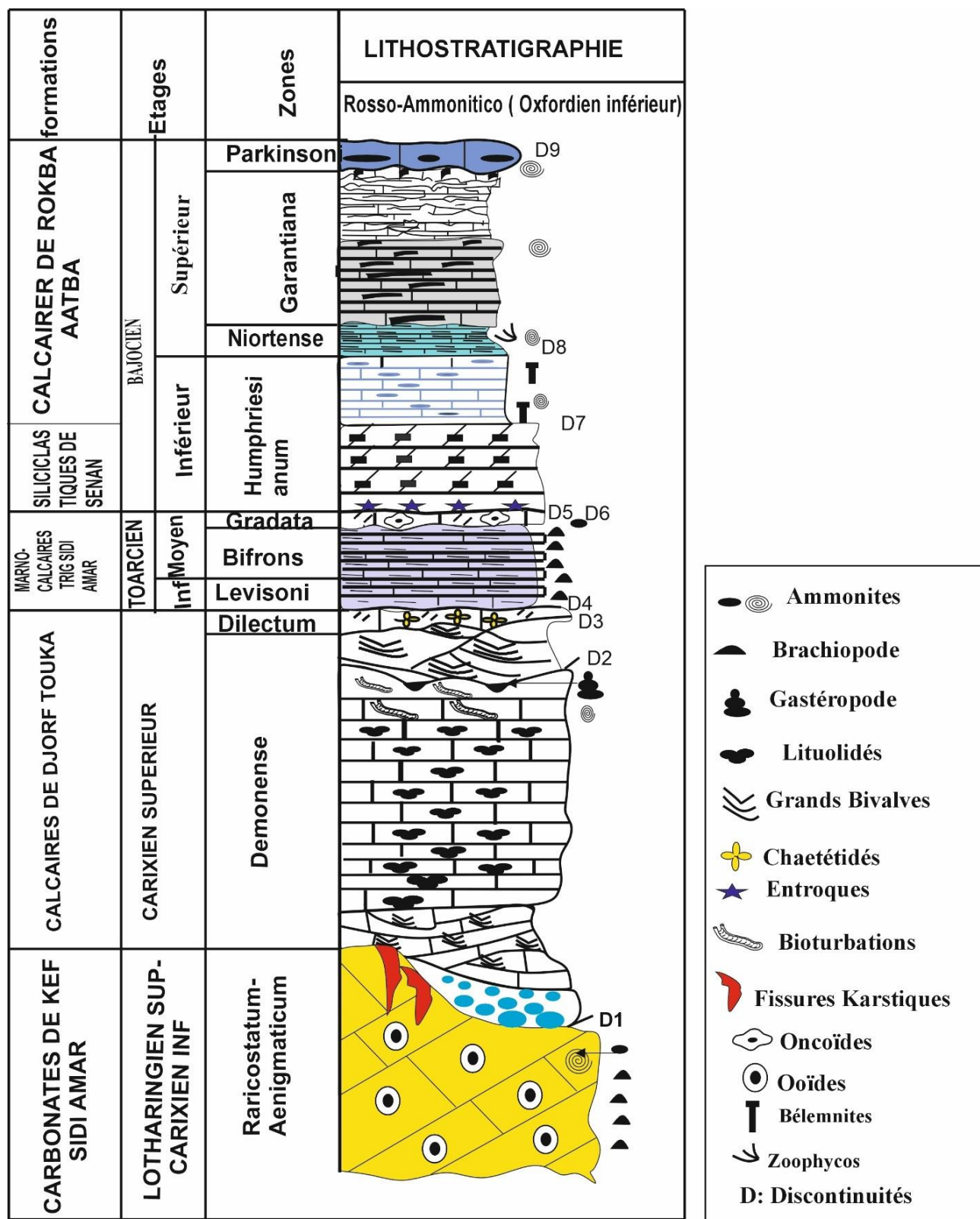
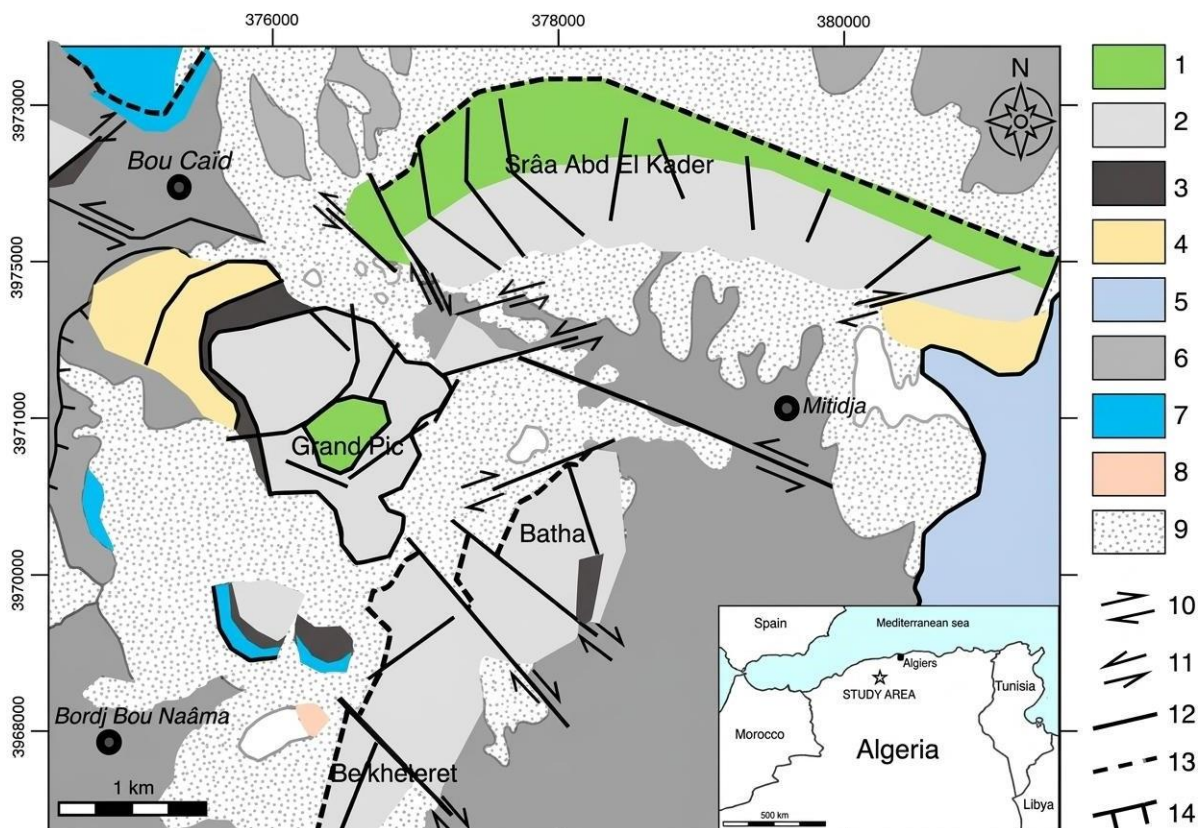


Fig. I-5 : Succession lithostratigraphique et discontinuités de la coupe du Grand Pic de l'Ouarsenis
(d'après [Benhamou et al., 2019](#))

III-CADRE STRUCTURALE

Le massif de l'Ouarsenis se caractérise par une structure complexe résultant d'une tectonique polyphasée, marquée par la présence de nombreux contacts anormaux et d'accidents tectoniques, notamment des failles à directions dominantes NNW–SSE et ENE–WSW (Mattaue, 1958 ; Benyoucef, 2006 ; Zeghari, 2009). Cette organisation structurale permet de distinguer plusieurs ensembles principaux.

L'autochtone correspond à des structures relativement simples, constituées d'anticlinaux d'orientation générale Est–Ouest. Ces structures sont dissymétriques, avec un flanc nord-est fortement affecté par des failles, tandis que le flanc ouest est limité par une faille orientée Nord–Sud et le flanc est par une faille subméridienne (Fig. I-6).



1: Lias inférieur ; 2 : Lias supérieur et moyen; 3: Oxfordien ; 4: Tithonien et Berriasien à Hauterivien ; 5 : Albien ; 6 : Barrémien ; 7 : Cénomanién ; 8 : Miocène inférieur ; 9 : Quaternaire ; 10 : décrochement dextre ; 11 : décrochement senestre ; 12 : faille ; 13 : contact tectonique ; 14 : chevauchement.

Fig. I- 6 : Carte schématique de la zone culminante de l'Ouarsenis (Zaagane et al 2014 ; modifiée).

Le complexe A, situé entre l'autochtone et la nappe B, présente une structure plus complexe. Il est caractérisé par la présence d'injections triasiques reposant de manière anormale sur des terrains plus récents (Fig. I-7).

L'ensemble allochtone, représenté par la **nappe B**, se distingue par une série stratigraphique dominée par un Crétacé supérieur généralement marneux, associé à des terrains oligocènes et éocènes présentant des faciès différents de ceux de l'autochtone (Fig. I-7).

Enfin, la **nappe C**, dite « *nappe numidienne* », surmonte l'édifice allochtone, notamment dans l'Ouarsenis oriental. Elle est caractérisée par une surface de contact anormale, souvent jalonnée de lambeaux jurassiques peu déformés. Sur le plan stratigraphique, elle comprend un Crétacé à faciès flyschoides, un Oligocène à faciès numidien et un Miocène représenté par des dépôts à galets.

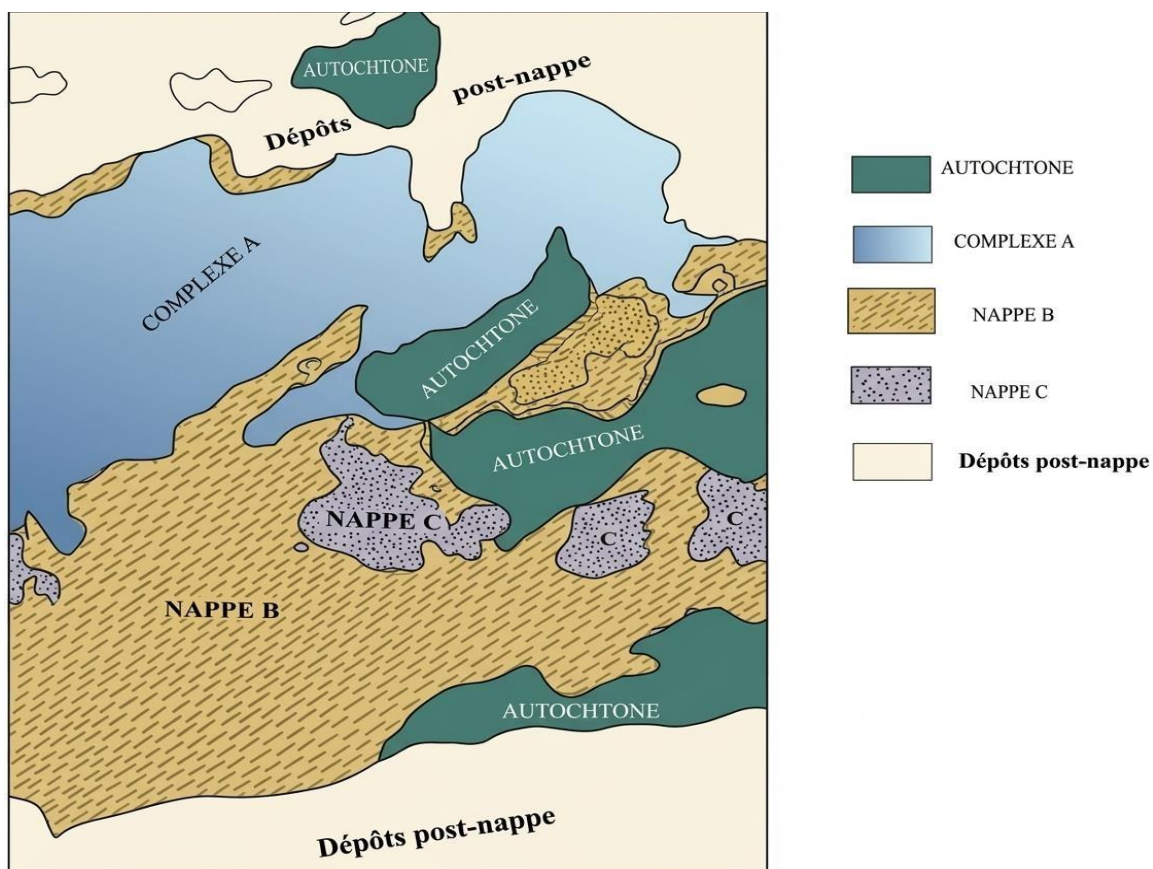


Fig. I-7 : Les unités structurales de l'Ouarsenis (d'après Mattauer, 1958 ; Benhamou, 1996). (Modifiée)

La région étudiée est marquée par une tectonique cassante, caractérisée par le développement de failles et de fractures. Cette structuration est héritée des phases tectoniques alpines, qui ont affecté l'ensemble du domaine tellien.

IV- HISTORIQUE DE RECHERCHES

Les monts de l'Ouarsenis ont fait l'objet de nombreux travaux géologiques ayant permis de définir les grands traits stratigraphiques, structuraux et tectoniques de la région. Les premières études remontent à la fin du XIXe siècle avec les travaux d'E. Ficheur (1889), J. Welch (1890), M. Bertrand (1891) et J. Replin (1895), qui ont posé les bases de la connaissance géologique de la région. Ficheur (1890) introduit notamment la notion de deux phases tectoniques affectant le Tell, caractérisées par un soulèvement à la fin de l'Éocène moyen et des plissements miocènes, et s'intéresse également au Crétacé inférieur en identifiant le Néocomien, l'Aptien et l'Albien dans la région de Theniet El Had.

Au début du XXe siècle, P. Termier (1906) met en évidence l'existence de nappes de charriage, apportant une contribution majeure à la compréhension structurale du massif. Par la suite, M. Dalloni (1936) et surtout M. Mattauer (1958) ont largement contribué à l'analyse géologique de l'Ouarsenis. Mattauer met en évidence la présence de sédiments charriés et, avec A. Caire (1953), démontre que les nappes se sont mises en place au cours du Miocène inférieur. J. Polvêche (1955, 1956, 1960) complète ces travaux en soulignant l'importance des déplacements tangentiels et en décrivant les contacts entre le Crétacé moyen et supérieur, ainsi que la présence de séries flyschoides d'âge Albo-Aptien.

Sur le plan stratigraphique et paléontologique, J. Magné (1953–1955) enrichit les connaissances grâce à l'étude des foraminifères, permettant de dater plusieurs séries marneuses. G. Cheylan et al. (1955) apportent de nouvelles observations sur les flyschs de l'Ouarsenis. D'autres contributions importantes ont été réalisées par Calembert (1952), Lucas (1952–1955), Augier (1967) et Atrops et al. (1991), qui ont approfondi la stratigraphie régionale.

À partir des années 1990, les travaux se sont orientés vers des approches plus détaillées. Benhamou (1996) réalise une étude approfondie du Jurassique inférieur et moyen, mettant en évidence l'évolution tectono-eustatique du bassin téthysien. Par la suite, plusieurs travaux universitaires ont porté sur la sédimentologie, la pétrographie et la paléogéographie de la région, notamment ceux de Atif (1992), Lachkar (1992), Aribi (1994), Abbache (1996), Moumou (1996), Benzahkroufa (1997), Lallagui (1998) et Bouras (1999).

Plus récemment, les recherches se sont concentrées sur des aspects spécifiques tels que les flyschs albo-aptiens (Benyoucef, 2006), les risques naturels (Zaâgane, 2007), les études sédimentologiques et structurales locales (Zeghari, 2009), ainsi que l'analyse détaillée de formations particulières et de leurs environnements de dépôt (Zafer, 2010 ; Maaraf et Ghemaz, 2011 ; Derkaoui, 2011 ; Halimi, 2012).

V. MATERIELE ET METHODES :

Cette étude repose sur une approche en trois volets complémentaires :

1. Étude bibliographique

Une recherche systématique a été effectuée pour recenser et analyser l'ensemble des travaux publiés (articles, thèses, etc.) concernant la région étudiée d'âge jurassique inférieure

2. Travail de terrain

b- Travail de terrain : Aucun travail de terrain n'a été réalisé dans le cadre de cette étude. Les échantillons utilisés ont été fournis par l'enseignant Belkhedim Salim, encadrant de ce travail, et proviennent du levé de coupe réalisé lors de l'une de ses missions de terrain antérieures dans la région étudiée.

3 Traitement au laboratoire : Une dizaine de lames minces ont été confectionnées au niveau du Laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Univers, université d'Oran2. L'analyse est effectuée à l'aide d'un microscope polarisant afin de définir le microfaciès, en utilisant la classification de Dunham 1962 (Fig. I-8)

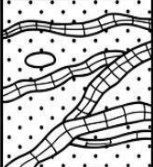
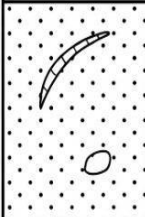
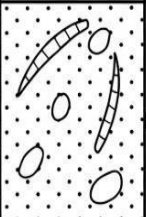
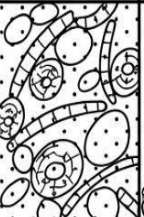
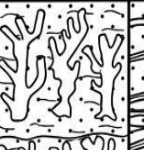
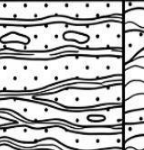
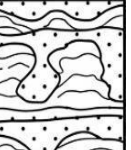
Texture reconnaissable								
Les éléments ne sont pas liés pendant le dépôt						Les éléments liés organiquement pendant le dépôt		
Existence de la boue			Absence de la boue, et grains jointifs	>10% de grains > 2 mm		Boundstone Peut être subdivisé en trois types		
Grains non jointif		Grains jointifs		Support par la matrice	Support par des éléments >2 mm			
<10% de grains	>10% de grains							
Mudstone	Wackestone	Packstone		Grainstone	Floatstone	Rudstone	Par des organisme qui s'organisent comme des cloisons	Par des organismes incrustés
						Bafflestone 	Bindstone 	Framestone 

Fig.I- 8- Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009)

Pour les sédiments détritiques, nous avons choisi la classification de [Dott 1964](#) (Fig. I-9)

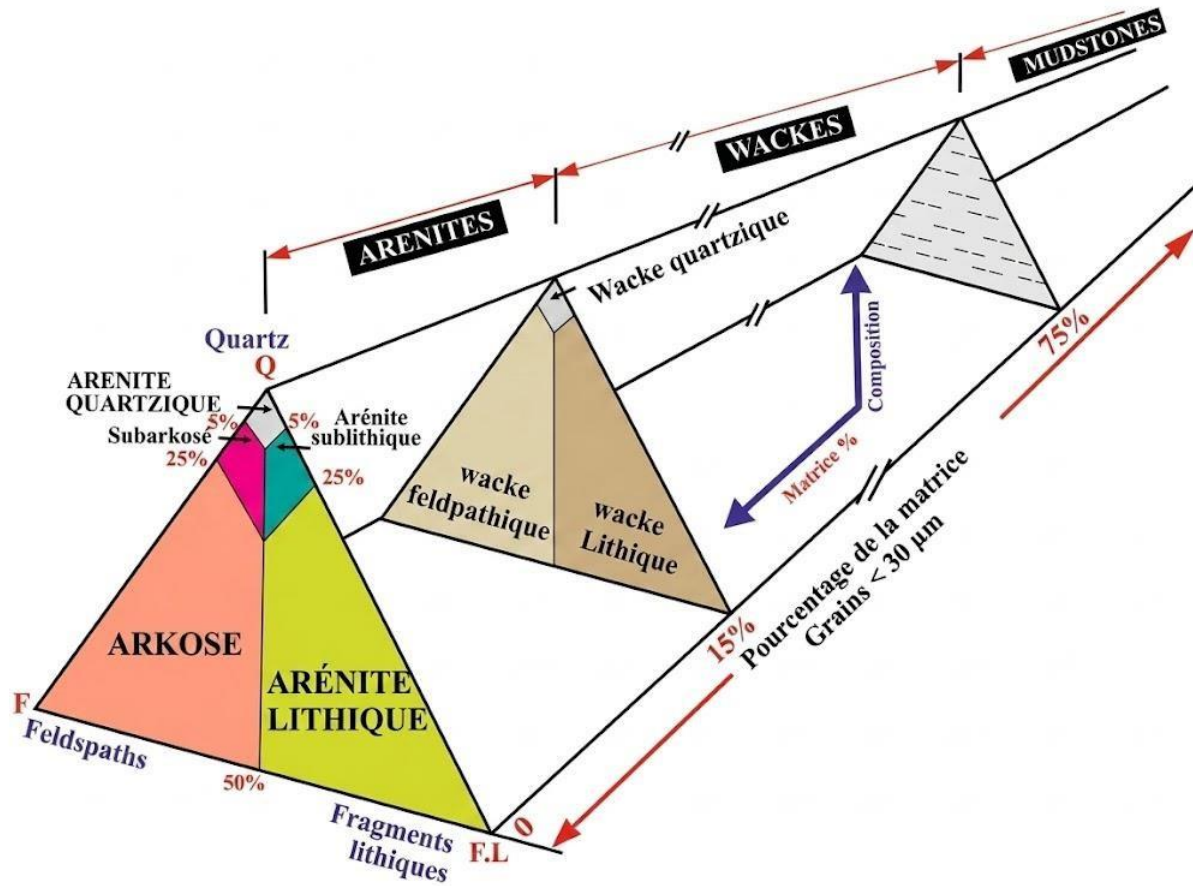
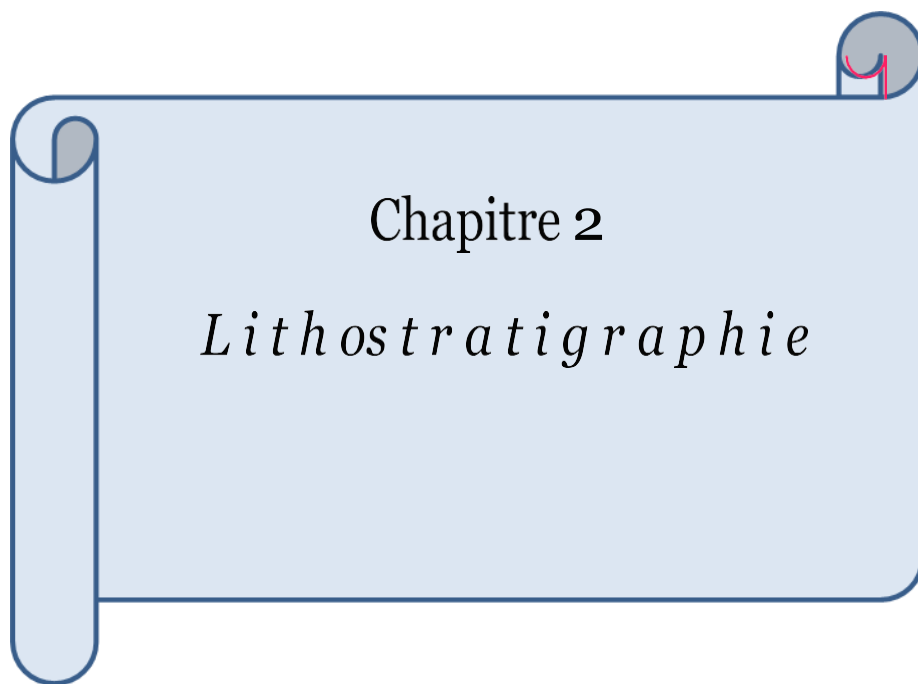


Fig. I-9 : Classification des arénites (d'après Dott, 1964)



Chapitre 2

Lithostratigraphie

I- INTRODUCTION

La lithostratigraphie permet d'identifier des unités définies comme des ensembles de strates caractérisés principalement par leurs propriétés faciologiques et leur position dans la colonne stratigraphique, facilitant ainsi la lecture des successions géologiques sur le terrain (Hedberg, 1979 ; Pomerol, 1987 ; Salvador, 1994 in Nemra, 2020). Le faciès sédimentaire regroupe l'ensemble des caractéristiques macroscopiques d'un dépôt, telles que la lithologie, les structures sédimentaires, la texture, le contenu biologique et les traces fossiles observables à l'œil nu. Cette analyse est enrichie par l'étude du microfaciès, qui prend en compte les éléments sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide d'un microscope optique (Flügel, 2010). Dans cette optique, l'objectif de ce chapitre est de fournir une description détaillée des différents faciès du Jurassique inférieur identifiés dans le secteur d'étude, afin de les placer dans leurs paléoenvironnements appropriés.

II- LOCALISATION DE LA COUPE

Afin de mieux comprendre les variations des faciès et par conséquent les paléoenvironnements, une coupe a été levée au niveau de secteur de Grand Pic. Cette coupe se situe à environ 2,18 km NNW de Douar de Boucaid et 4,65 km SSE de douar de sidi slimane (Fig. II-1). Les coordonnées GPS de notre coupe est comme suit (Tab. II 1) :

Tab. II 1 : Sommaire des coordonnées des coupes levées

Coupes	Latitude	Longitude
Grand Pic	X1= 35°52'42"N	Y= 1°38'02"E
	X2= 35°52'35"N	Y2= 1°38'09"W

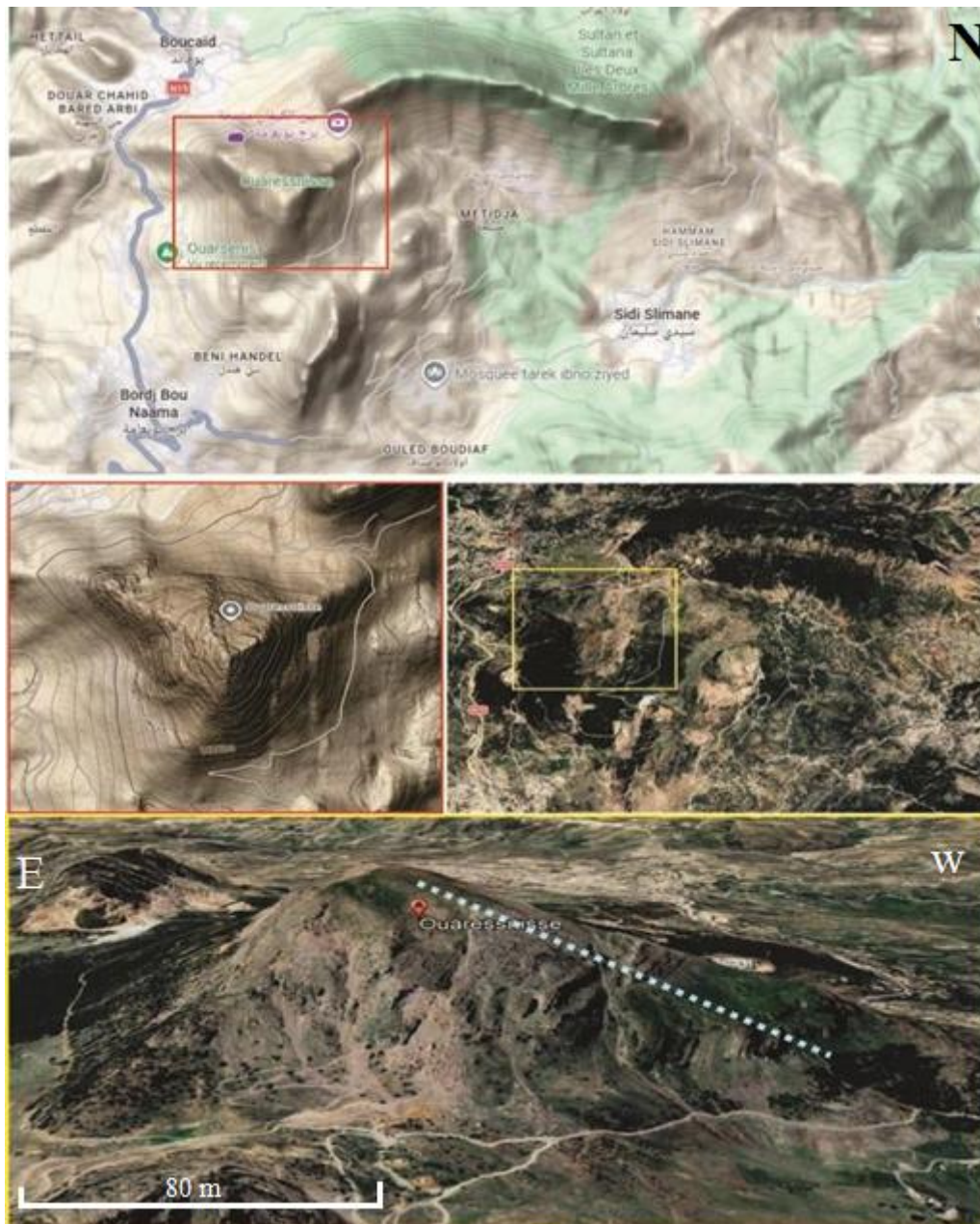


Fig. II- 1 : Localisation du secteur d'étude et image satellitaire (Google Earth) montrant la position des coupes étudiée (traits bleu = tracé de la coupe)

III- DESCRIPTION DE LA COUPE

La coupe levée dans le secteur du Grand Pic présente une épaisseur totale de 79 m et s'interresse aux deux formations : (I) la formation de Kef Sidi Amar et (II) la formation de Djorf Touka (Fig. III-2). Cette coupe se caractérise par une disposition tectoniquement renversée, traduisant une inversion de la polarité stratigraphique (Fig. III-3). Cette configuration met en évidence une architecture inverse où les unités les plus anciennes sont empilées sur les plus récentes

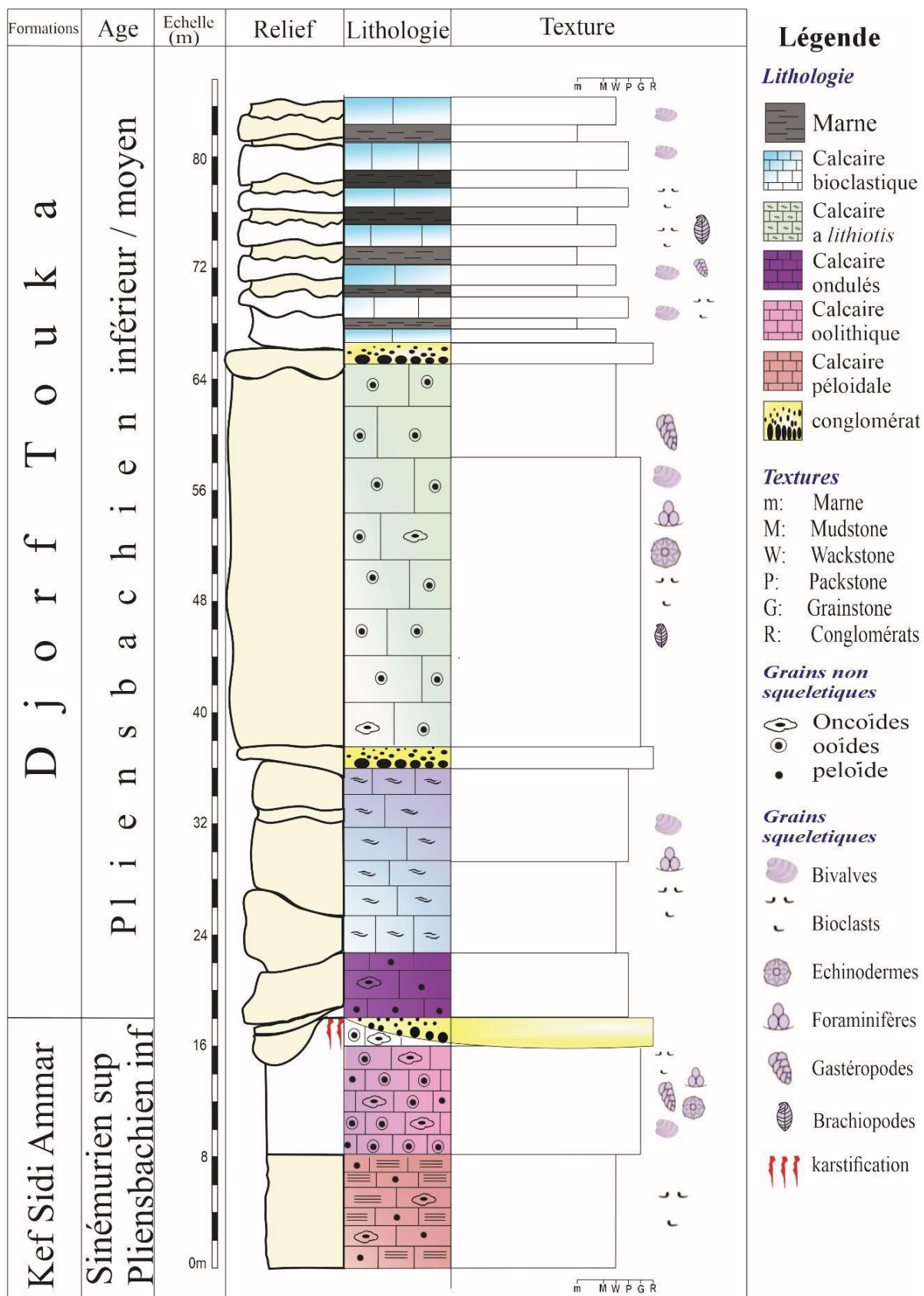


Fig. II-2 : Coupe lithostratigraphique du Grand Pic

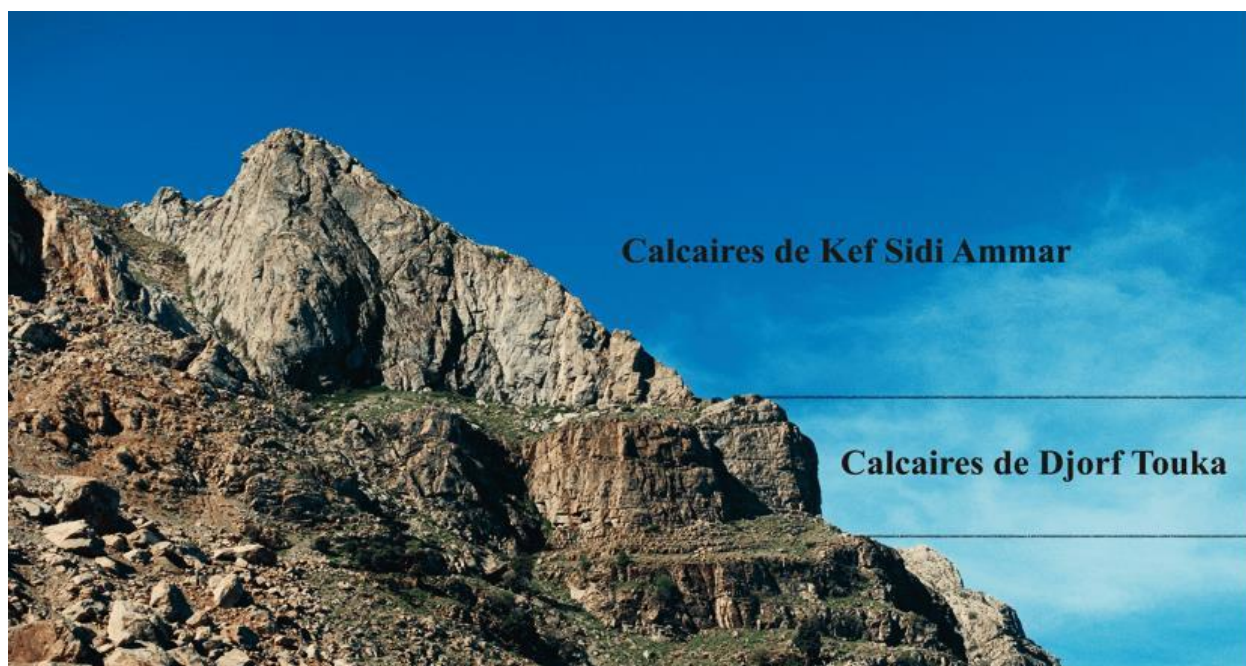


Fig. II.3 Panorama montrant les différentes formations étudiées de la coupe de Grand Pic.

1) Formation de Kef Sidi Ammar :

a- Formation de Kef Sidi Ammar

Cette formation fait plus de 100 m d'épaisseur est constituée de trois membres qui sont de bas en haut, (I) membre des dolomies massifs, (II) membre calcaréo-dolomitique, et (III) membre des calcaires oolithiques compacts. Dans ce travail, seul le dernier membre, celui des calcaires oolithiques compacts (79 m) a été étudié en détail

Au niveau de la coupe du Grand Pic, le membre des calcaires oolithiques est formé à la base (30 m) par des bancs centimétriques à décimétriques de couleur grisâtre à la patine et à la cassure, parfois avec des surfaces basales irrégulières. En lames minces, cet intervalle montre deux principaux faciès. Le premier faciès est représenté par des calcaires à pisolites bréchifiées de texture rudstone. Ils sont formés principalement par de nodules irréguliers en cours de formation (*glæbules*), séparés par des fissures synsédimentaires remplies de calcite sparitique (Fig. II-4A). Le second correspond à calcaires péloïdales, de texture packstones à grainstones, montrant fréquemment des structures fenestrées de type *keystone vugs*, dont certains sont remplis par des sédiments internes géopéaux (Fig. II-4B).

La partie médiane de ce membre qui fait 15 m d'épaisseur est dominée par des calcaires à oncoïdes bien visibles à l'affleurement formant des bancs massifs d'épaisseurs décimétriques. En lames minces, les oncoïdes de taille millimétrique à centimétrique sont mélangés parfois avec des péloïdes formant ainsi une texture rudstone (Fig. II-4C, D).

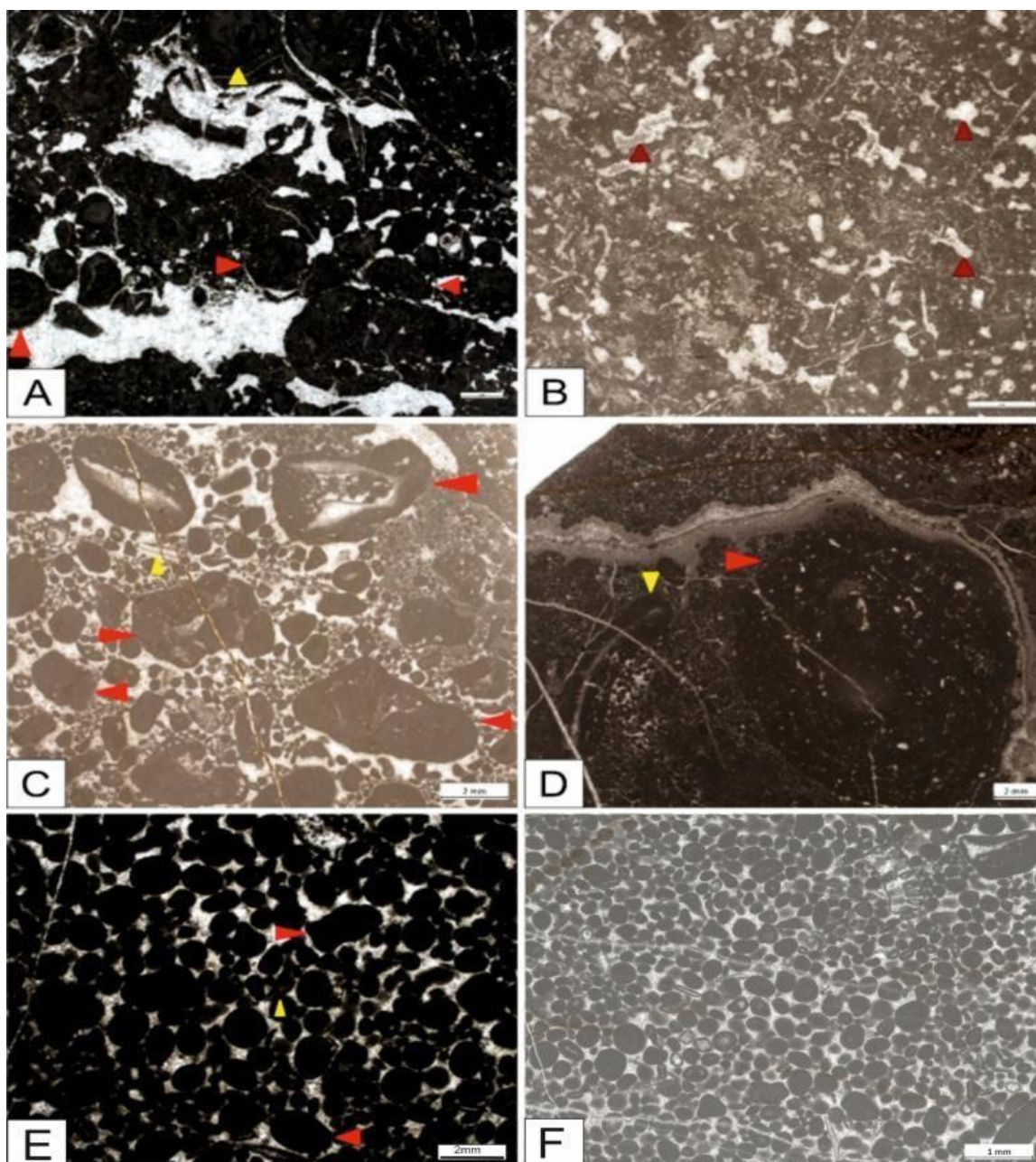


Fig. II-4 : Sommet de la formation de Kef Sidi Ammar (Membre des calcaires oolithiques).
A) Calcaire à pisolides bréchifiés avec une texture rudstone. B) Calcaire pisolidal présentant de texture packstone des structures fenestrées de type Keystone vugs. C) Calcaire à oncoïdes et péloïdes rudstone. D) Calcaires à oncoïdes de taille centimétrique de texture rudstone. E) Calcaires à oôïdes micritiques de texture packstone. F) Calcaires à oôïdes micritiques de texture grainstone.

Au-dessus, se superposent des calcaires oolithiques formant des bancs massifs décimétriques sans aucune figure sédimentaire. Les oôïdes sont généralement micritiques, bien arrondies bien classés emballés dans un ciment sparitique, par endroit micritique, donnant naissance à une texture packstone à grainstone (Fig. II-4E, F). Ce faciès est surmonté par des calcaires contenant des bioclastes à forte concentration de fragments de crinoïdes donnant naissance à une texture rudstone. L'étude microfaciologique détaillée montre que ces crinoïdes sont liés par des ciments syntaxiaux, qui croissent de manière continue autour des fragments de crinoïdes. En outre des fragments de crinoïde, ce faciès renferme des coquilles de brachiopodes, généralement entièrement ou faiblement

fragmentées (Fig. II-5A, B).

La partie sommitale de la Formation de Kef Sidi Ammar est dominée par des calcaires péloïdales et bioclastiques (Fig. II-5D, E). Ces dépôts se présentent sous forme de bancs massifs, riches en péloïdes associés à des fragments bioclastiques divers (notamment échinodermes, brachiopodes et bivalves), formant ainsi une texture packstones. Ces calcaires sont drapés par des croûtes microcristallines laminées de teinte rougeâtre (Fig. II-5C). Ces croûtes sont constituées de micrite et de microsparite carbonatée rougeâtre, présentant une lamination horizontale fine et irrégulière. Ces croûtes contiennent de nombreuses inclusions détritiques terrigènes : des grains de quartz de taille silt à sable fin ainsi que des particules argileuses, dispersées de façon hétérogène dans la matrice carbonatée (Fig. II-5D, E). Au-dessus, ces croûtes passent à des conglomérats discontinus variant d'épaisseur entre 5 m et 8 m. Ces conglomérats sont formés par de clastes arrondis à subanguleux, polygéniques de nature lithologique variée incluant des fragments carbonatés et quartzitiques (Fig. II-6A). Ces éléments sont de différentes tailles, montrant par endroit un granoclassement positif (*fining-upward*) : à la base, les dépôts sont constitués de galets à blocs (*cobble-pebble*), très abondants vers l'est (Tahtaha) qui évoluent progressivement vers des clastes de taille granule au sommet (Fig. II-6A-C). Enfin, au sommet de cette succession, les dépôts conglomératiques s'amincissent et passent graduellement à des faciès silto-argileux verdâtres à grisâtres ((Fig. II-6D).

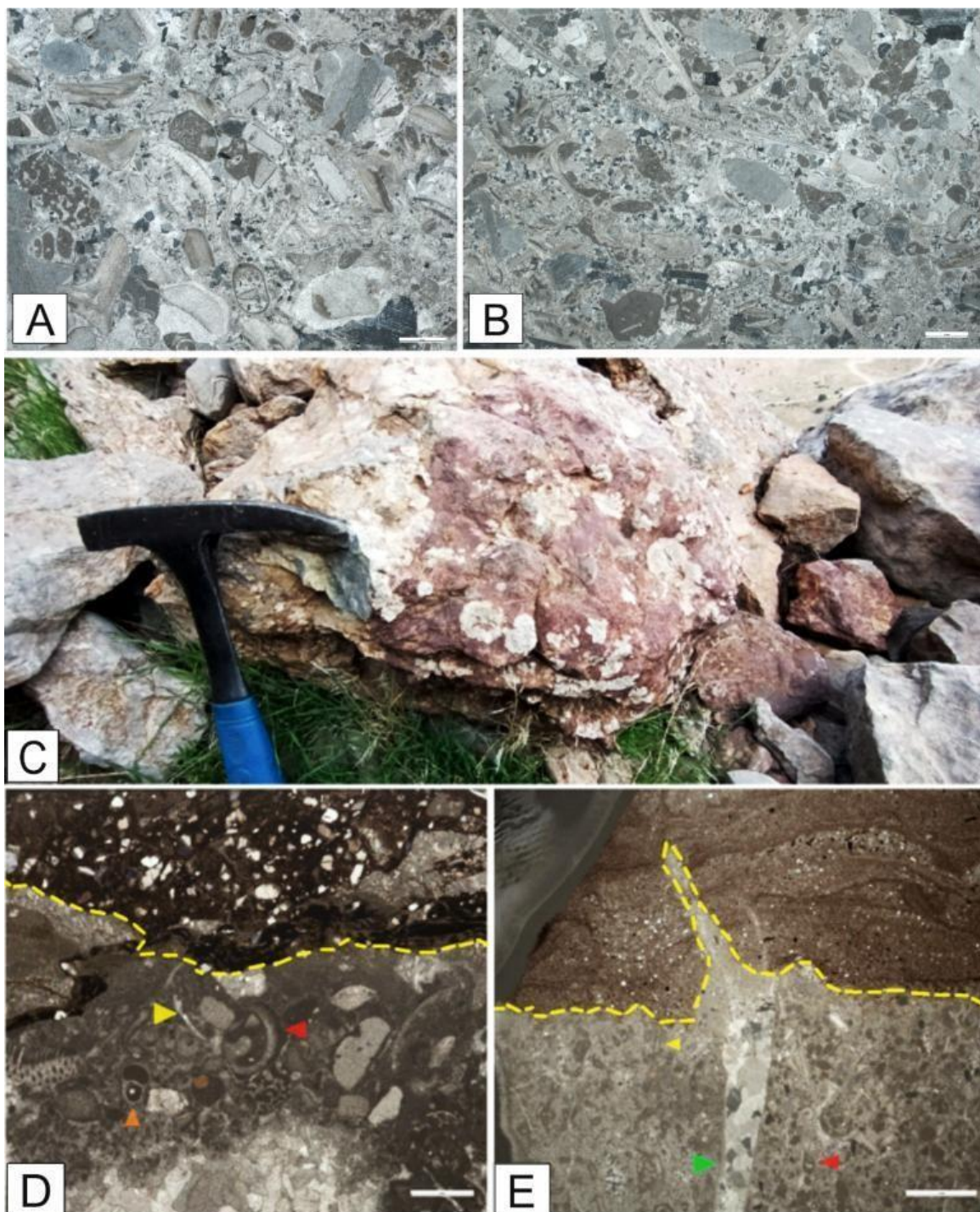


Fig. II-5 : Sommet du membre des calcaires oolithiques. A) Calcaire à crinoïdes de texture rudstone. Notons un ciment syntaxial qui croissent de manière continue autour des fragments de crinoïdes. B) Calcaires bioclastiques avec une abondance remarquable des brachiopodes. C) surface karstifiée, comblée par une micrite rouge indiquant le sommet de la formation de Kef-Sidi-Ammar. D) En lame mince, la partie sommitale de cette formation est formée par des calcaires à texture packstone, avec divers bioclastes, avec la présence de quelques péloïdes et oncoïdes, cimenté par de la micrite. Ce faciès est surmonté par une surface karstifiée bien marquée, au-dessus de laquelle se précipite une micrite rouge contenant des grains de quartz. E) A la base, des calcaires à texture packstone forme par des péloïdes. Après une surface de ravinement, ce faciès est surmonté par une micrite rouge à texture laminée.

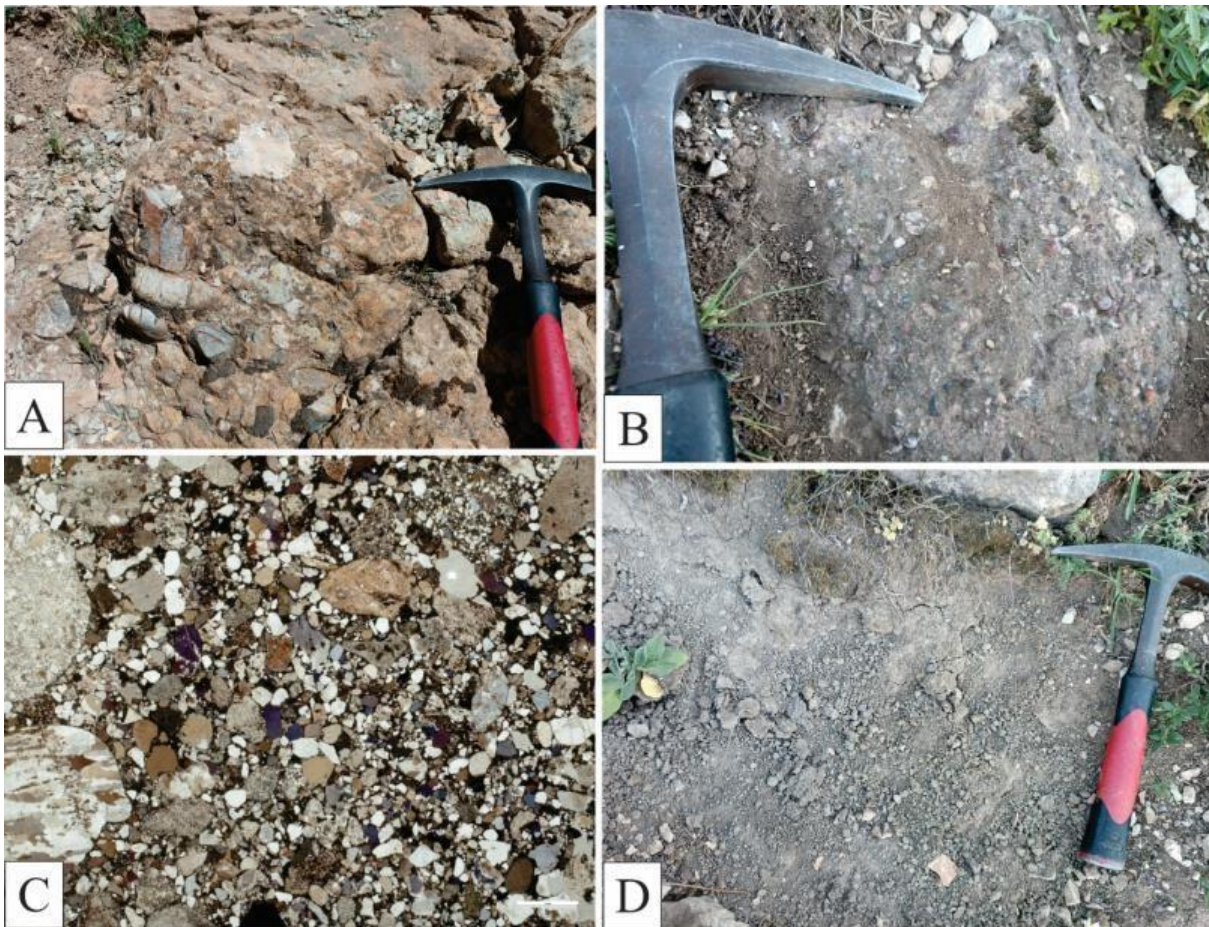


Fig. II-6 : Conglomérats lenticulaires à Tahtaha. A) Orthoconglomérats formés par des éléments de quartzites et de calcaires (polygéniques), de taille de cailloux et galets. B) Orthoconglomérats formés par des éléments de quartzites (monogéniques), de granules. C) En lames minces, le ciment est formé par des arénite de type subarkose, constituée de fragments mal classés, de morphologie anguleuse à subarrondie. D) Argile verdâtres constituant le sommet de la formation de Kef Sidi Ammar.

2- Formation de Djorf Touka :

La deuxième partie de la coupe étudiée correspond à la formation de Djorf Touka, dont l'épaisseur atteint environ 25 m. Cette formation est subdivisée en trois membres distincts, différenciés par leurs caractéristiques lithologiques et sédimentologiques.

Le premier membre, d'une puissance d'environ 5 m, se compose de bancs ondulés centimétriques à décimétriques présentant une couleur grisâtre et une allure ondulée (Fig. II-8A). La base de cet intervalle (environ 1 m d'épaisseur) est marquée par des mudstones dolomitisés, où la dolomitisation masque en grande partie la microstructure originelle, mais laisse apparaître par endroits des reliques de textures micritiques (Fig. II-8B, C). Au-dessus, ces dolomies passent à des packstones riches en péloïdes, qui constituent l'essentiel de l'intervalle. Ces packstones renferment localement des structures fenestrées (*keystone vugs*) (Fig. II-8D, E), observés que dans la partie inférieure de cet intervalle.

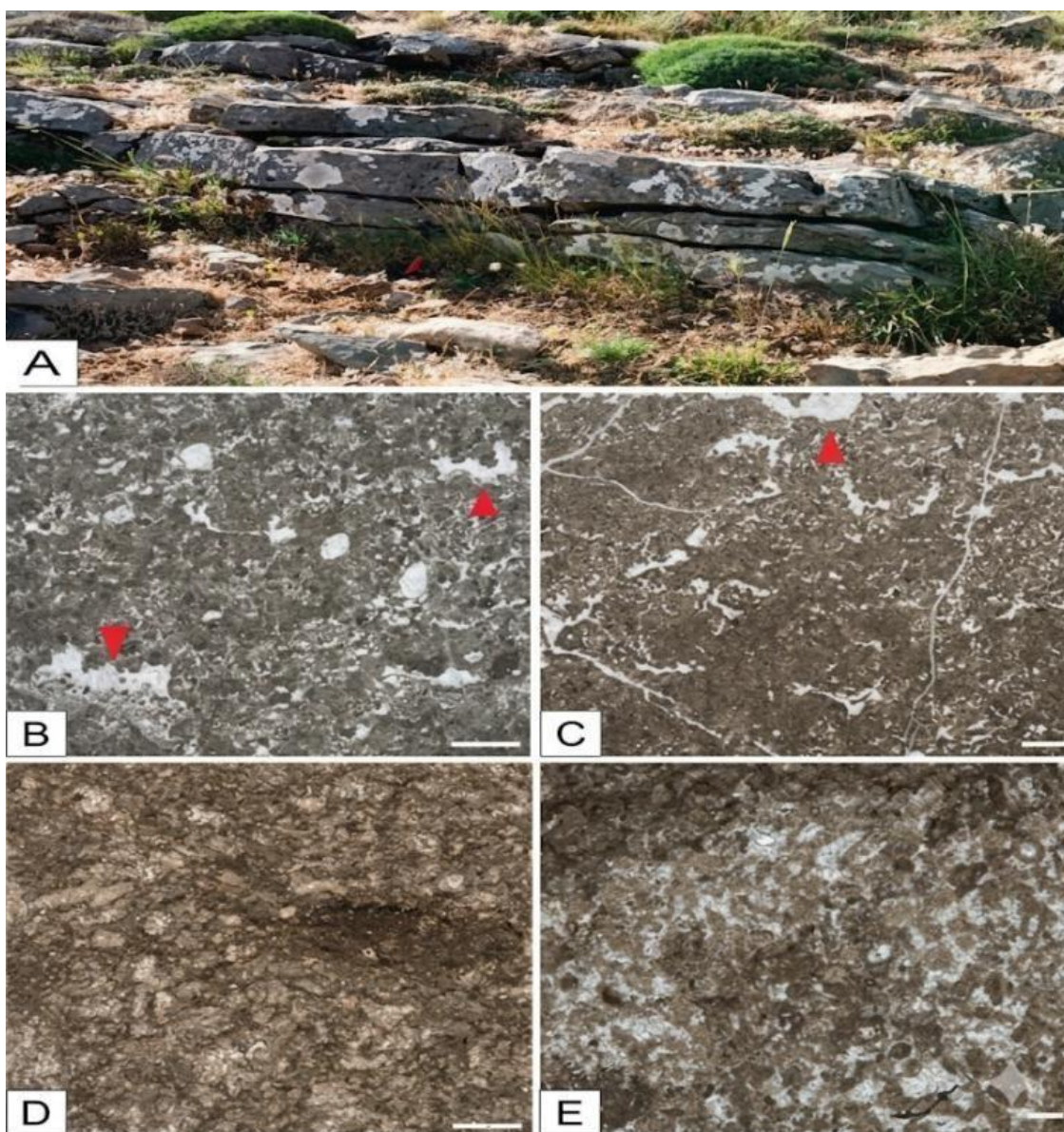


Fig. II-8 : Partie basale du membre des calcaires ondulés (Formation de Djorf Touka) .
A) Calcaires ondulés grisâtre B, C) Calcaires dolomitisés. D, E) Calcaires péloïdales présentant des structures fenestrées de type *Keystone vugs* (fléché rouge). L'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite, mais aussi on note la présence de la micrite ce qui confère a ce faciès une texture packstone.

Le deuxième membre (12 m) débute par des bancs lenticulaires renfermant de petites accumulations de bivalves des *Lithiotis*, disposés horizontalement, principalement représentés par le genre *Lithioperla scutata* (Fig. II-9A, B). Ces accumulations de *Lithiotis* sont emballées dans une matrice micritique formant ainsi une texture rudstone. Au-dessus, on observe environ 5 m de calcaires massifs à bancs épais, dans lesquels les *Lithiotis* deviennent progressivement moins abondants et se présentent sous forme de coquilles brisées, emballés dans une matrice micritique, donnant naissance à une texture packstone (Fig. II-9C, D).

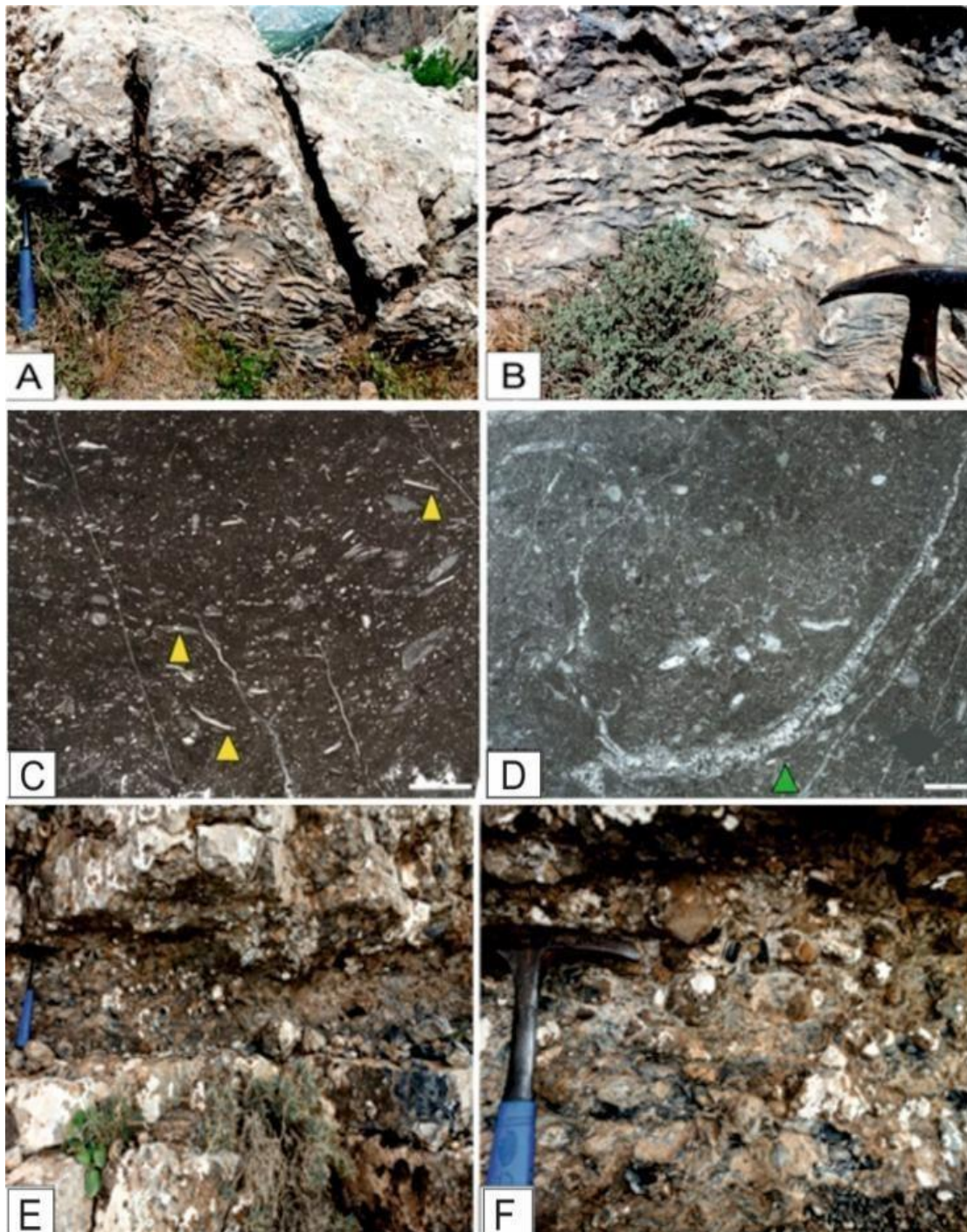


Fig. II-9 Membre des calcaires à *Lithiotis* (Formation de Djorf Touka). A) Vu d'ensemble de niveau des calcaires bioclastiques à *Lithiotis* B) Vu détail de A, montrant la présence des *Lithiotis* horizontales de type *Lithioperla scutata*. C) Calcaires bioclastiques à texture à packstone de qui sont principalement constitués de bioclastes et de bivalves de type *Lithiotis* (flèches jaune). D) Calcaires bioclastiques à texture packstone de qui sont principalement constitués de bioclastes et de bivalves de type *Lithiotis* et quelque foraminifère (flèche vert). E) Niveau conglomératique au sommet du membre du calcaires à *Lithiotis*. F) Ces conglomérats sont formés par des éléments de calcaires micritiques, de la taille de cailloux, bien arrondis, emballés dans une matrice marneuse.

La partie supérieure de ce membre est caractérisée par un intervalle conglomératique à base ondulé et épaisseur variée latéralement. Ces conglomérats sont composés de éléments monogéniques carbonatés très abondants (*orthoconglomérats*) bien arrondis, modérément classé, dont la taille varie entre galets et graviers (Fig. II-9E, F). Ces éléments sont emballés dans une matrice marneuse.

Au sommet, la succession évolue vers des bancs bien stratifiés, disposés en bancs centimétriques à décimétriques. Ils sont formés par des calcaires péloïdes de texture packstones.

Le troisième membre se compose d'une succession d'environ 8 m d'épaisseur, formant des bancs massifs sous forme d'une falaise (Fig. II-10A). En lame mince, cette falaise est dominée par des calcaires oncolithiques, ou bien par des calcaires micritiques, associés avec quelques fragments de bioclastes (Fig. II-10B). La succession évolue ensuite vers une alternance formée par des chenaux conglomératiques, et de bancs de calcaires décimétriques (Fig. II-10C). Les conglomérats se présentent sous formes de lentilles variant d'épaisseur entre 1 m et 20 cm et. Ils sont formés par des éléments de calcaires micritiques, mal classés, de la taille de graviers et granules, bien arrondis, emballés dans une matrice micritique ou argileuse (Fig. II-10D). Les calcaires sont représentés par des bancs décimétriques, contenant des oolites de texture grainstone, ou bien des calcaires péloïdales de texture packstone (Fig. II-10E). La partie sommitale du membre est marquée par un banc épais de 2 m, riche en fragments bioclastiques dominés par des brachiopodes et des bivalves donnant naissance à une texture packstone et ou rudstone.

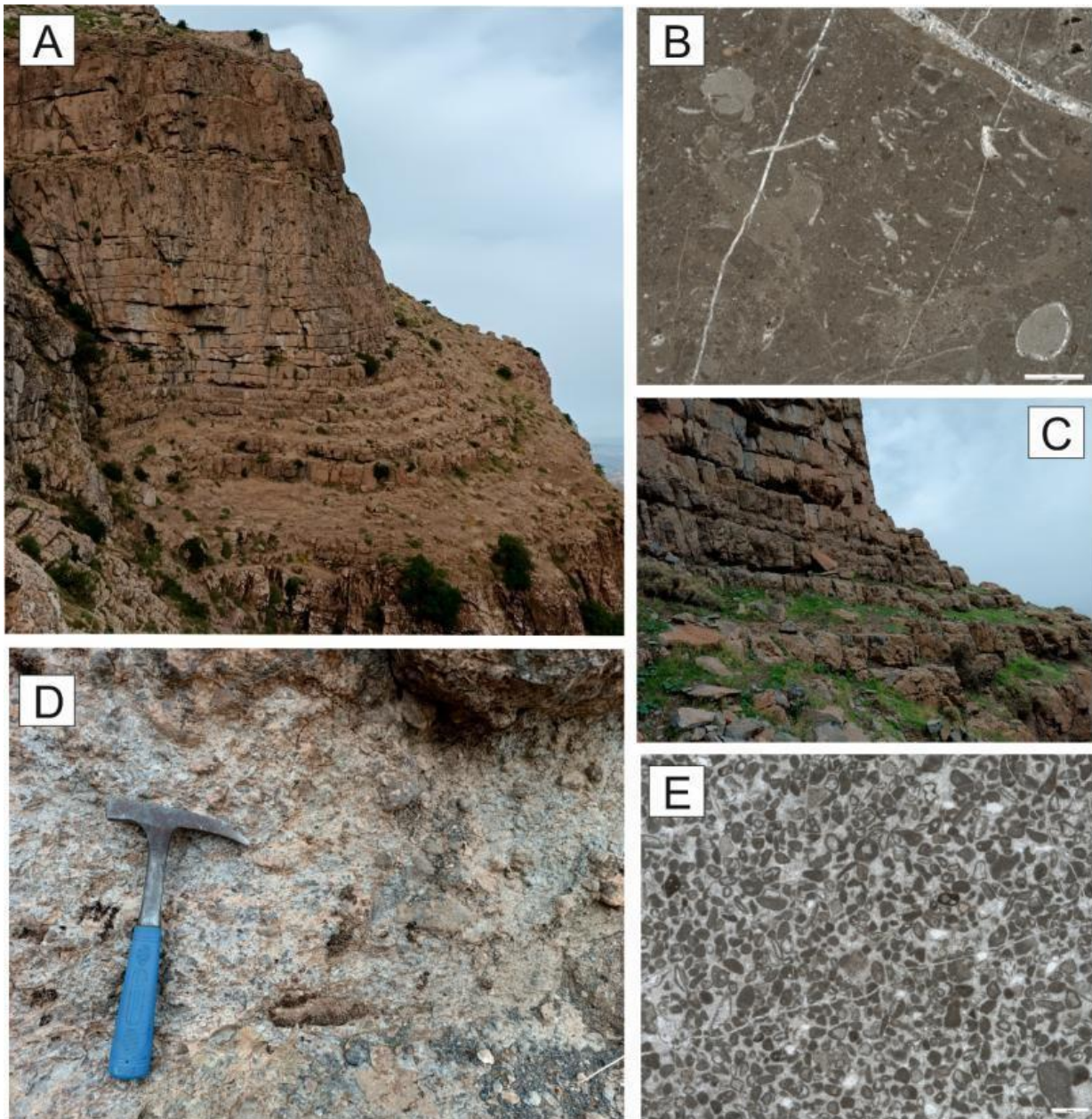
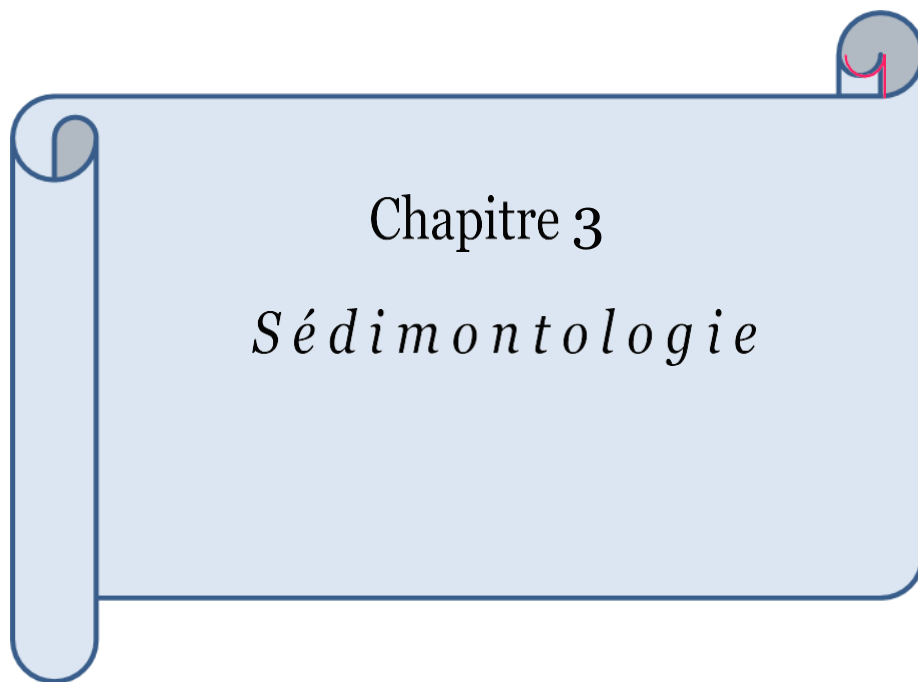


Fig. III-10: Membre de la falaise calcaire (Formation de Djorf Touka). A) Vu d'ensemble montrant le membre de la falaise calcaire. Cette falaise est formée par endroit part des calcaires micritiques à quelques bioclastes, de texture wackestone. Le sommet de cette falaise est formé par une alternance chenalisés des calcaires et des conglomérats. Les conglomérats est représenté par des éléments carbonatés Subanguleux, emballés dans une matrice marneuse. Les bancs carbonatés qui sont d'ordre décimétrique sont constitués par des oôides de petites tailles de texture grainstone.

IV - ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE :

La Formation de Kef Sidi Amar, comprise entre le Sinémurien supérieur (Zone à *Raricostatum*) et le Pliensbachien inférieur (Zone à *Jamesoni*, dont la partie inférieure correspond à la Zone à *Aenigmaticum*), repose sur un cadre biostratigraphique bien contraint grâce à une association particulièrement riche en brachiopodes. Cette faune comprend notamment *Tauromenia* (plusieurs espèces), *Cirpa fronto*, *Gibbirhynchia curviceps*, *Pronorhynchia canavari*, *Lobothyris punctata*, *Zeilleria roemeri*, *Tauromenia itoensis*, *T. polymorpha*, *T. breviplicata*, *Spiriferina betacalcis* et *Liospiriferina angulata* (Alméras & Elmi, 1982 ; Alméras et al., 1997 ; Elmi et al., 2003). L'abondance et la diversité de cet assemblage permettent non seulement une datation précise de la formation, mais également des corrélations régionales fiables avec d'autres séries jurassiques de la Téthys occidentale.

De même, la Formation de Djorf Touka est attribuée au Pliensbachien inférieur sur la base de son contenu paléontologique. Sa partie supérieure livre une association dominée par *Lobothyris subpunctata*, *L. fusiformis* et *Gibbirhynchia tounatensis* (Rousselle & Bisch), dont la valeur biostratigraphique permet de la rattacher au Carixien moyen à supérieur, correspondant aux Zones à *Domerense–Dilectum*. Ces données soulignent l'importance des faunes de brachiopodes comme outils de corrélation pour le Jurassique inférieur en domaine téthysien.



I- INTRODUCTION

Ce chapitre traite l'analyse des données sédimentologiques des formations formant le Jurassique inférieur dans le secteur d'Ain Debane. Cette analyse sera principalement basée sur les caractéristiques lithologiques décrites sur terrain (macrofaciès) et en lames minces (microfaciès). Elle nous permettra d'interpréter les faciès et proposer des environnements de dépôt pour ces formations.

II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATEES

Afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôt, plusieurs zonations peuvent être utilisées dans le domaine des carbonates fossiles.

-La zonation la plus classique est fondée sur l'étude des figures sédimentaires traduisant les conditions hydrodynamiques, et qui permet d'individualiser cinq (5) domaines : backshore, foreshore, shoreface, offshore supérieur et offshore inférieur (Reading, 1996).

- Une zonation prenant en compte les indices d'émersions, la zone d'action des marées, les conditions hydrodynamiques et d'éclairements (Flügel, 1982), et individualisent cinq (5) domaines : supratidal, intertidal, subtidal, bathyal et abyssal (Fig. III-1).

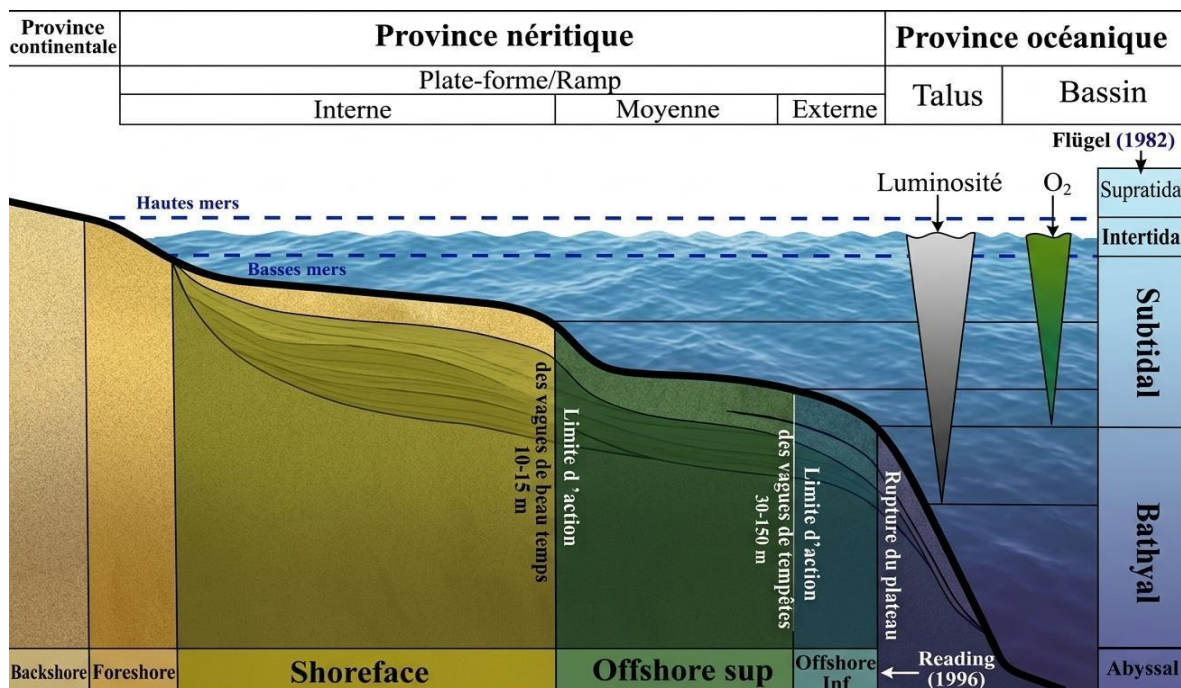


Fig. III-1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés (d'après Reading, 1996 ; Flügel, 1982)

III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION

Principaux faciès

Au niveau de la coupe étudiée, plusieurs faciès carbonatés ont été identifiés, traduisant une organisation sédimentaire allant du domaine continental à marin ouvert,

Faciès 1a : Croûtes microcristallines laminées

Ce faciès coiffe la formation de Kef Sidi Ammar comble les cavités karstiques, a été observé au sommet de cette formation dans l'ensemble des coupes étudiées. Il est représenté par des Croûtes microcristallines laminées, constituées de carbonates rougeâtres de taille micritique à microsparitiques, renfermant d'abondantes inclusions détritiques terrigènes de taille de silt et sable.

Interprétation

Les croûtes laminées rougeâtres micritiques à microsparitiques constituent des caractéristiques typiques des carbonates pédogénétiques, précipités au cours de l'altération chimique en contexte continental. La matrice micritique présente entre les nodules se serait infiltrée à travers un réseau de fractures élargies par dissolution, développé lors d'une longue phase d'exposition subaérienne marquant la mise en place d'une surface paléokarstique.

Faciès 1b : Conglomérats polygéniques discontinus

Ce faciès est constitué de clastes arrondis à subanguleux de lithologies variées (carbonates et quartzites). Ils présentent une séquence granodécroissante vers le sommet (*fining-upward*), débutant par des éléments de taille galet à caillou à la base ([Benhamou et al., 2019](#)), puis passant progressivement à des clastes de taille granulaire vers le sommet.

Interprétation

La présence de clastes arrondis à subanguleux, de nature carbonatée et quartzitique, suggère le remaniement et l'érosion de reliefs avoisinants ainsi que du substratum local exposé. Les clastes quartziques arrondis indiquent un transport relativement long, tandis que les clastes carbonatés subanguleux reflètent un transport plus court, issu principalement du remaniement de dépôts carbonatés préexistants exposés. La séquence granodécroissante vers le sommet (*fining-upward*), caractérisée par le passage de galets et cailloux à la base vers des éléments de taille granulaire au sommet, traduit une diminution progressive de l'énergie du milieu de dépôt. L'absence de fossiles marins, associée à la position stratigraphique de ces dépôts au-dessus d'une surface d'émersion karstifiée, suggère une mise en place en contexte continental, à proximité immédiate de zones émergées.

Faciès 1C: Argiles verdâtres

Ce faciès est constitué de niveaux argileux verdâtres, observés au sommet de la formation de Kef Sidi-Ammar, en association avec des niveaux conglomératiques

Interprétation :

La dominance d'une fraction fine argileuse, associée à l'absence de bioclastes marins, indique un dépôt en milieu calme à très faible énergie hydrodynamique. L'association de ce faciès avec des conglomérats polygéniques traduit une alternance entre des épisodes de forte énergie responsables du transport et du dépôt des éléments grossiers, et des phases de décantation en milieu calme permettant l'accumulation des argiles. Ainsi, ce faciès suggère un environnement continental (séquence fluviatile). Sa position stratigraphique, au-dessus d'une surface karstifiée, confirme une phase régressive marquée et l'installation temporaire de conditions continentales.

Faciès 2a : Calcaires péloïdales à keystone vugs

Ce faciès forme des bancs décimétriques au sommet de la formation de Kef Sidi Ammar, et les premiers bancs de la formation de Djorf Touka. Les péloïdes sont arrondis à subarrondis, moyennement classés et légèrement bioturbés. L'espace intergranulaire est rempli par de la sparite et de la micrite, ce qui donne une texture grainstone à packstone. La faune est rare et représentée uniquement par les foraminifères benthiques.

Interprétation :

Les péloïdes sont typiques des milieux lagunaires ([Reading et al., 1996](#) ; [Pratt et al. 2012](#)). La rareté de la faune indique une sédimentation, dans la partie la moins profonde de ce lagon dans des conditions plus au moins restreintes ([Flügel, 2010](#)).

Faciès 2b : Calcaires à pisoïdes bréchifiés Rudstones

Ce faciès se trouve au sommet de la formation de Kef Sidi Ammar et le sommet du troisième membre de la formation de Djorf Touka. Il est représenté par quelques bancs décimétriques de couleur grisâtre. Il est formé par des nodules qui sont irréguliers, séparés par des fissures de retrait circumgranulaires. L'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite formant ainsi une texture rudstone.

Interprétation

Les calcaires à pisoïdes bréchiques rudstones traduisent des conditions de pédogenèse et d'exposition subaérienne, typiques des environnements supratidaux. Ils pourraient aussi traduire une pédogenèse marquée par le développement de nodules incipients (glaebules) et de fissures de retrait sparitiques.

Faciès 2c : Mudstones dolomitisés

Ce faciès occupe la base de la formation de Djorf Touka. Il est représenté par des bancs centimétriques, de couleur grisâtre, à aspects ondulés. Microscopiquement, ils sont formés par des calcaires fortement dolomitisés, avec seulement quelques reliques de micrites qui restent

présentent.

Interprétation

Le mécanisme de la dolomitisation pourrait être expliqué par une évaporation intense des eaux marines dans un environnement marin intertidal à supratidal sur saturé en Mg (Purser, 1980 ; Walker & James, 2000). Ces conditions environnementales qui sont bien connues dans l'actuel le Golf Arabo-

Persique (Deffeyes et al., 1965; Evans et al., 1969; McKenzie et al., 1980), auraient permis la substitution progressive de la calcite par la dolomite lors de la diagenèse précoce, en lien avec des phases d'émersion répétées et une forte restriction hydrologique du milieu.

Faciès 3a : Calcaires oncolithiques rudstone

Ce faciès est rencontré dans les deux formations étudiées. Il présente des calcaires à oncoïdes de grande taille (1cm à 3 cm), à surfaces irrégulières, associés parfois avec des peloids. L'espace intergranulaire est colmaté par la micrite, formant une texture rudstone.

Interprétation

Les oncoïdes se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées avec une salinité normale, dans des rampes et plateformes interne (Vincent, 2001, Védrine et al., 2007 et Pederson et al., 2015). La forme irrégulière de ces oncoïdes, ainsi que la prépondérance de la matrice micritique colmatant l'espace intergranulaire reflètent aussi une sédimentation dans des conditions de faible énergie (Flügel, 2010). **Faciès 3b : Calcaires micritiques mudstone à wackestone**

Description

Ce type de faciès caractérise aussi des quelques bancs centimétriques à décimétriques faisant partie de la formation de Djorf Touka. Microscopiquement, Il est formé principalement par des calcaires de textures mudstone, contenant rarement des petits peloids, mais aussi on peut constater quelques bioclastes tels que les foraminifères benthiques donnant naissance à une texture wackestone.

Interprétation : Les calcaires micritiques indiquent généralement une sédimentation dans des conditions hydrodynamique faible (Flügel, 2010). La coexistence des foraminifères benthiques et des gastéropodes indique sédimentation dans un lagon ouvert à faible énergie.

Faciès 3c : Calcaires à *Lithiotis* horizontales

Le faciès à *Lithiotis* a été identifié au niveau de la formation de Djorf Touka, juste au-dessus de faciès ondulés. Il est représenté par des bancs décimétriques (15–30 cm) d'accumulations très denses de coquilles articulées, disposées horizontalement et parallèles aux stratifications. Le liant entre ces valves est généralement Matrice micritique ce qui confère à la roche une texture rudstone. Par une seule espèce qui est *Lithioperla Scutata*,

Interprétation :

Les *Lithiotis* en position horizontale peuvent indiquer une accumulation dans des chenaux dans la zone inter-supratidale (Bosellini, 1972), ou bien une accumulation sur place, correspondant à la phase de progradation (Posenato et Masetti 2012). Dans notre cas, ces niveaux horizontaux sont généralement bien articulés, ne montrant aucun indice de transport et avec une matrice micritique entre les valves, ce qui indique leur déposition dans leur position de vie, dans un environnement lagunaire à faible énergie.

Faciès 3d : Conglomérats monogénique

Ce faciès est localisé au sommet du Membre des calcaires à *Lithiotis* ainsi qu'au sommet du Membre de la Falaise calcaire. Il est constitué d'éléments carbonatés emballés dans une matrice marneuse. Les clastes, bien arrondis et de taille allant du gravier aux galets, sont de nature carbonatée, correspondant généralement à des calcaires micritiques remaniés. Les bancs présentent localement des géométries chenalisées et montrent des variations latérales d'épaisseur.

Interprétation :

Ce faciès est interprété comme étant le produit d'un remaniement de dépôts carbonatés peu profonde, sous l'action d'événements hydrodynamiques à forte énergie. L'abondance de clastes carbonatés de taille gravier à galet, suggère l'érosion et la redistribution de matériaux micritiques préexistants au sein de la plateforme. Le bon degré d'arrondi des éléments indique une reprise répétée du matériel sédimentaire, tandis que leur incorporation dans une matrice marneuse traduit une phase de décantation plus calme entre les épisodes énergétiques, probablement liés à des événements de tempête. Les géométries chenalisées et les variations latérales d'épaisseur indiquent d'avantage un système de dépôt fortement énergétique, caractérisé par des écoulements épisodiques.

Faciès 4a : Calcaires oolithiques grainstone / packstone.

Ce faciès occupe la partie sommitale de la Formation de Kef Sidi Ammar. Il se présente sous forme de bancs centimétriques à décimétriques, généralement grisâtres, à base ravinée. Les ooïdes sont de petite taille, bien classées, à cortex micritique et noyaux souvent bioclastiques ou micritiques. L'espace intergranulaire est colmaté majoritairement par de la sparite, la micrite est présente par endroit, donnant ainsi une texture grainstone à packstone.

Interprétation :

Les ooïdes se forment généralement dans un environnement à énergie forte, via des processus physico-chimiques (Flügel, 2010), ou par des processus microbiens comme a été prouvé récemment (Diaz et al, 2017). Le bon classement des ooïdes et la prédominance d'une texture

grainstone dans les deux faciès indiquent des conditions de haute énergie permanente permettant un vannage intense de la matrice fine (Vincent, 2001 ; Flügel, 2010).

De telles conditions correspondent à un environnement peu profond marquant une barrière (shoals).

Faciès 5a : Calcaires bioclastiques à crinoïdes et brachiopodes rudstones

Ce faciès est représenté par des bancs centimétriques à décimétriques formant le sommet de la formation de Kef Sidi Ammar et celle de Djorf Touka. Il est caractérisé par l'abondance des bioclastes de crinoïdes liés par des ciments syntaxiaux. Ce faciès comporte aussi d'autres types de bioclastes tels que les brachiopodes. Le tout est emballé dans une sparitique, par endroit micritiques, formant ainsi une texture rudstone.

Interprétation

L'abondance des crinoïdes et des brachiopodes, indique un milieu marin ouvert, bien oxygéné et représentatif de conditions marines normales (Sadjji et al., 2025). La surcroissance des ciments syntaxiaux indique un milieu peu profond à forte énergie.

Faciès 5b : Calcaires bioclastique rudstone.

Ce faciès apparait au sommet de la formation des Calcaires de Djorf Touka. Il est représenté par des bancs centimétriques, intercalés par endroit par de minces joints marneux. Microscopiquement, il est matérialisé par des calcaires très riches en bioclastes, tels que les brachiopodes, gastéropodes, formant une texture rudstone.

Interprétation

Ce faciès riche en bioclastes à matrice micritique pourrait être interprété comme des dépôts de tempête (tempestites) mis en place lors d'épisodes énergétiques ponctuels, puis accumulés durant des phases de moindre énergie hydrodynamique.

IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT :

Une association de faciès s'avère indispensable afin de pouvoir interpréter les environnements de dépôts. En se basant sur la définition et l'interprétation des faciès et des sous-faciès rencontrés dans les formations étudiées, quatre associations peuvent être distingués, allant du cône alluvial jusqu'au rampe externe (Tab. III-2 ; Fig. III-2).

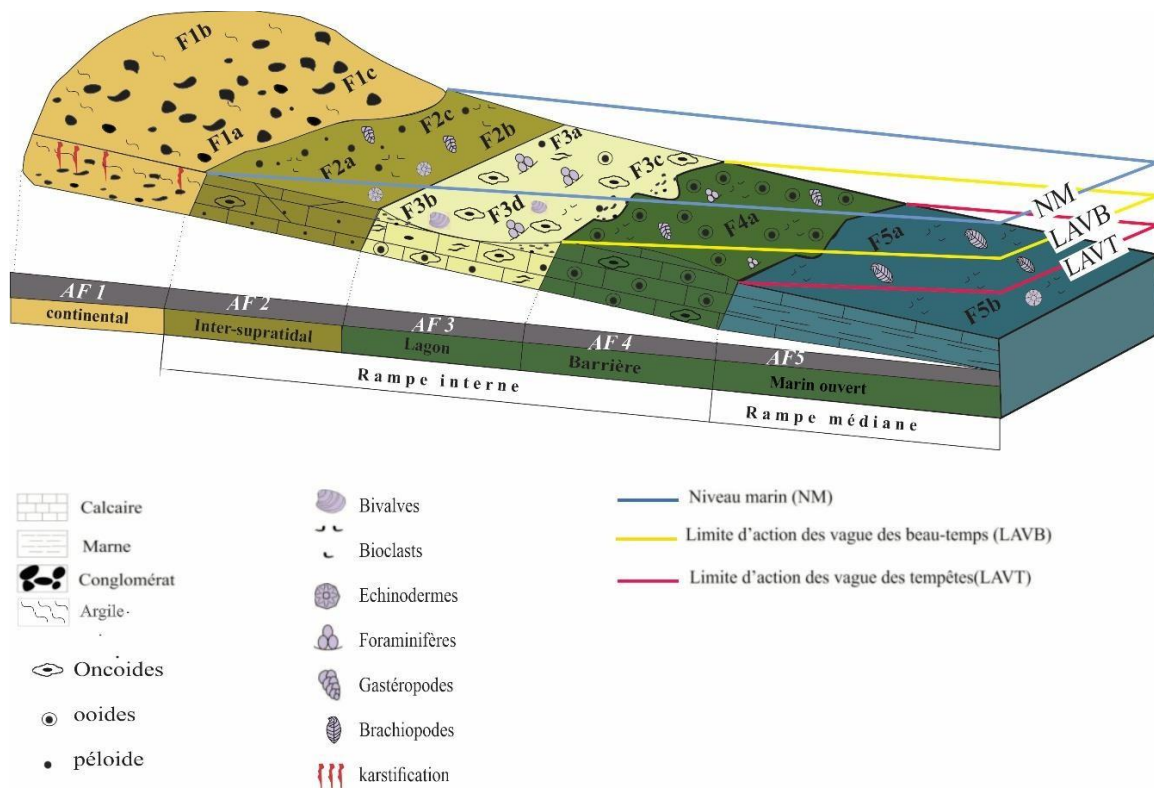


Fig. III- 02 : Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du secteur de Grand Pic durant le Jurassique inférieur

1- Association de faciès 1 (AF1) : continental

L'environnement continental est représenté par trois lithofaciès identifiés au sommet de la Formation de Kef Sidi Amar. Le faciès (1a) est constitué de croûtes microcristallines laminées composées de carbonates rougeâtres de taille micritique à microsparitique, renfermant d'abondantes inclusions détritiques terrigènes de taille limoneuse à sableuse. Ce faciès, qui comble les cavités karstiques, est interprété comme des carbonates pédogénétiques formés en contexte continental lors d'une phase prolongée d'exposition subaérienne ayant conduit au développement d'une surface paléokarstique. La matrice micritique, infiltrée dans un réseau de fractures élargies par dissolution, témoigne de processus d'altération et de circulation de fluides durant cette phase d'émersion, tandis que les apports terrigènes traduisent des contributions

détritiques liées à la baisse du niveau marin relatif. Le faciès (1b) correspond à des conglomérats polygéniques discontinus constitués de clastes arrondis à subanguleux de lithologies variées (carbonates et quartzites). Ces dépôts présentent une séquence granodécroissante vers le sommet (*fining-upward*), débutant par des éléments de taille galet à caillou à la base (Benhamou et al., 2019), puis évoluant vers des clastes de taille granulaire. Ils sont interprétés comme des dépôts fluviatiles épisodiques à forte énergie, liés à des épisodes de crues capables d'éroder et de remobiliser des matériaux issus de sources variées, notamment des reliefs avoisinants et des unités carbonatées exposées. Le faciès (1c) est représenté par des niveaux silto-argileux discontinus verts à gris atteignant jusqu'à 20 m d'épaisseur (Benhamou et al., 1997) et dépourvus de fossiles marins. Il correspond à des dépôts continentaux de faible énergie, probablement associés à des plaines d'inondation ou à des zones de décantation du système fluvatile, confirmant ainsi l'installation d'un environnement strictement continental au sommet de la formation.

2- Association de faciès 2 (AF2) : Inter-supratidal

Cette association caractérise le sommet de la formation de Kef Sidi Ammar, ainsi que la formation de Djorf Touka. Elle est représentée par trois faciès. Les calcaires poloïdales de texture packstone montrant des structures fenestrées (faciès 2a) indiquent un dépôt en milieu très peu profond et à faible énergie, soumis à des phases d'émersion intermittentes caractéristiques du domaine supra-intertidal (Flügel 2010 ; Bádenas et al. 2010). Les calcaires à pisolites bréchiques rudstones (faciès 2b), qui se sont localisés au sommet du Membre des calcaires massif, traduisent des conditions de pédogenèse et d'exposition subaérienne, typiques des environnements très peu profonds voire continental. Les bancs dolomitiques centimétriques à décimétriques (faciès 2c) sont interprétés comme le produit d'une dolomitisation précoce dans des milieux restreints de type supratidal, sous l'effet de pompage évaporitique et du reflux de saumures riches en magnésium. L'association de ces faciès confirme leur formation au sein d'un environnement allant de supratidal à l'intertidal.

Association de faciès 3 (AF3) : lagon

Cette association est représentée par six faciès : calcaires à oncoïdes rudstones (3a), calcaires micritiques mudstone à wackestone (3b), calcaires à accumulations de *Lithotis* rudstone (3c) et conglomérats monogéniques (3d). La présence d'oncoïdes, de pisolites, d'algues vertes et de gastéropodes traduit une production carbonatée typique des environnements lagunaires de

faible énergie et à faibles taux d'accumulation (Hillgartner, 1999 ; Vincent, 2001 ; Reading, 1996 ; Pratt et al., 2012 ; Védrine et al., 2007 ; Pederson et al., 2015). Les accumulations de *Lithiotis*, incluant des coquilles in situ témoignent de biohermes lagunaires qui s'installent dans une rampe interne, comparables aux constructions lithiotides d'Italie et de Slovénie (Posenato & Masetti, 2012 ; Buser & Debeljak, 1996 ; Brame et al., 2019). Les valves articulées horizontalement, dépourvues de signes de transport sont mieux interprétées comme des accumulations in situ sur les flancs de monticules ou de biohermes, et non comme des dépôts de chenaux tidaux (contra Park, 1983 ; Lee, 1983 ; Benhamou, 1996). Les niveaux à conglomérats monogéniques pourraient refléter un remaniement au sein d'une rampe interne très peu profonde, sous l'effet de l'action des vagues de tempêtes. L'ensemble de ces éléments confirme un environnement lagunaire marin ouvert et à salinité normale.

4. Association de faciès 4 (AF4) : barrière

Cette association comprend deux faciès, calcaires oolithiques grainstone (4a). Le bon tri des ooïdes et la prédominance des textures de grainstone dans les deux faciès témoignent de conditions persistantes à haute énergie dans un environnement peu profond, correspondant à une barrière oolitique (shoal) développée au-dessus de la base des vagues de beau temps (Brigaud et al., 2018). La micritisation des ooïdes, pourrait indiquer que les grains se sont déposés dans des conditions plus au moins calmes, loin de la source principale ce qui a donné le temps nécessaire pour la bioérosion micritisant les ooïdes. Par conséquent, l'absence de structures sédimentaires pourrait être liée soit (i) à une bioturbation intense, qui régnait dans des conditions aussi calmes, ou (2) à cause d'un bon tri caractérisant la texture grainstone à ooïdes étudiées (Handford, 1988 ; Martin et al. 2017).

5. Association de faciès 4 (AF5) : Marin ouvert

Cette association de faciès comprend trois principaux types de lithofaciès : le faciès (5a) représenté par des calcaires oolithiques-oncolithiques mal triés, faciès (6b) constitué de calcaires rudstones riches en crinoïdes et faciès (6c) correspondant à des rudstones riches en brachiopodes. L'abondance de brachiopodes et de crinoïdes, associée à des surcroissances syntaxiales et à une cimentation sparitique précoce, indique des conditions bien oxygénées et une dynamique hydrodynamique forte. La présence d'oncoïdes à surfaces lisses renforce l'interprétation d'un environnement à énergie élevée favorisant une diagenèse marine précoce. Les bases érosives nettes et la géométrie irrégulière

des bancs indiquent des dépôts de type tempestites formés au-dessus de la base des vagues de beau temps. En revanche, les calcaires bioclastiques packstones, intercalés avec des marnes, correspondent à des phases de moindre énergie, probablement en domaine de rampe moyenne proximale, enregistrant des dépôts entre épisodes de tempêtes. En some, Cette association de faciès traduit un milieu de rampe interne à médiane ouverte, soumis à une circulation marine normale, une salinité marine standard et un hydrodynamique globalement élevé.

Tab. III-1 : Tableau récupérait des facies, association de faciès et environnements

Association de faciès	faciès	Paleoenvironnements
AF5	a – Calcaires bioclastiques à crinoïdes rudstones b – Calcaires bioclastique rudstone.	Marin ouvert
AF4	a – Calcaires oolitic grainstone - packstone.	Barrière
AF3	a – Calcaires oncolithiques rudstone b – Calcaires micritiques mudstone à wackstone c – Calcaires à Lithiotis horizontales d – Conglomérats monogénique	Lagon
AF2	a – Calcaires péloïdales à keystone vugs b – Calcaires à psoïdes bréchifiés Rudstones c – Mudstones dolomitisés	Inter-supratidal
AF1	a – Croutes microcristallines laminées b – Conglomérats polygéniques discontinus c – Argile	Continental

V- DEFINITION DE LA LIMITE SINEMURIEN SUPERIEUR-PLIENSBACHIEN INFEIEUR

La limite Sinémurien–Pliensbachien correspond à une transition majeure du Jurassique inférieur, datée d'environ 190,8 Ma, marquant le passage entre le Sinémurien terminal et le Pliensbachien basal. À l'échelle mondiale, cette limite est généralement associée à une importante perturbation du cycle du carbone, connue sous le nom de *Sinemurian–Pliensbachian Boundary Event (SPBE)*, caractérisée par une excursion isotopique négative du carbone (CIE) enregistrée dans de nombreux bassins marins de la Téthys et des domaines nord-européens (Jenkyns et al. 2002; Korte and Hesselbo 2011; Franceschi et al., 2014; Franceschi et al., 2019; Baghli et al., 2020). Cet événement s'accompagne de modifications significatives des écosystèmes marins, de changements dans la production carbonatée, d'une augmentation des apports détritiques continentaux (Franceschi et al., 2014) et de variations climatiques et eustatiques encore débattues. Cette limite est traditionnellement interprétée comme une période de réchauffement global et de montée du niveau marin. Ainsi, la limite Sinémurien–Pliensbachien représente un intervalle clé de l'histoire du Jurassique inférieur, marqué par des perturbations environnementales, climatiques et océaniques de grande ampleur qui ont affecté les systèmes carbonatés à l'échelle mondiale.

Fig. III- 3 : Corrélation biostratigraphique de la limite Sinémurien–Pliensbachien basée sur les associations d'ammonites des provinces téthysienne et boréal

Stage	Ammonites	
	Tethyan	Boreal
Toar. Pliensbachian	<i>tenuicostatum</i>	<i>tenuicostatum</i>
	<i>emaciatum</i>	<i>spinatum</i>
	<i>algovianum</i>	
		<i>margaritatus</i>
	<i>lavinianum</i>	
	<i>davoei</i>	<i>davoei</i>
	<i>ibex</i>	<i>ibex</i>
	<i>jamesoni</i>	<i>jamesoni</i>
Sin.	<i>raricostatum</i>	<i>raricostatum</i>

VI-PERTURBATIONS DE LA PRODUCTION CARBONATÉE DURANT L'ÉVÉNEMENT SINÉMURIEN–PLIENSBACHIEN (S–P)

1- À l'échelle globale

À l'échelle globale, l'événement Sinémurien–Pliensbachien est marqué par une perturbation significative du cycle du carbone, exprimée par une excursion négative du $\delta^{13}\text{C}$ (CIE), reconnue dans de nombreuses sections téthysiennes et extra-téthysiennes. Cette anomalie est généralement interprétée comme le résultat d'un apport massif de carbone isotopiquement léger dans le système océan–atmosphère, possiblement lié à une activité volcanique et/ou à des réorganisations tectoniques associées à la fragmentation initiale de la Pangée (Korte & Hesselbo, 2011 ; Franceschi et al., 2014). Cette perturbation s'accompagne d'un réchauffement climatique global, d'une augmentation du pCO_2 atmosphérique et d'une intensification du cycle hydrologique. Ces changements ont eu des conséquences directes sur les systèmes carbonatés marins, entraînant une désorganisation partielle des plateformes carbonatées. Dans plusieurs bassins, on observe une diminution de la production carbonatée, ainsi qu'une augmentation des apports silicoclastiques. Dans certains cas, ces conditions ont favorisé le développement d'épisodes d'eutrophisation et d'anoxie dans les bassins marins profonds.

Des exemples bien documentés illustrent ces perturbations à l'échelle globale. Dans la Plateforme de Trento (Italie), le passage Sinémurien–Pliensbachien est caractérisé par une diminution de l'export carbonaté et à une modification des faciès de plateforme, traduisant une crise partielle de la production carbonatée (Franceschi et al., 2014 ; Masetti et al., 2016). Dans le bassin lusitanien (Portugal), des niveaux riches en matière organique et des fluctuations isotopiques ont été interprétés comme le reflet de conditions plus eutrophes liées à une perturbation climatique globale (Duarte et al., 2022). Dans les bassins téthysiens profonds, la réponse se traduit par des variations dans les apports carbonatés issus des plateformes, indiquant une sensibilité directe de la production neritique aux changements climatiques (Bodin et al., 2010).

2- Dans les Monts de l'Ouarsenis

Dans les Monts de l'Ouarsenis, la limite Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur s'inscrit dans le membre des calcaires oolithiques, au sommet de la Formation de Kef Sidi Amar. La réponse à l'événement associé apparaît relativement nuancée. Les données sédimentologiques indiquent que la production carbonatée n'a pas été totalement interrompue, mais qu'elle a été marquée par des perturbations répétées. La présence de faciès à ooïdes et oncoïdes témoigne du maintien d'une production carbonatée active en environnement marin peu profond, bien oxygéné et à forte énergie hydrodynamique, suggérant l'absence d'un effondrement complet de la plateforme.

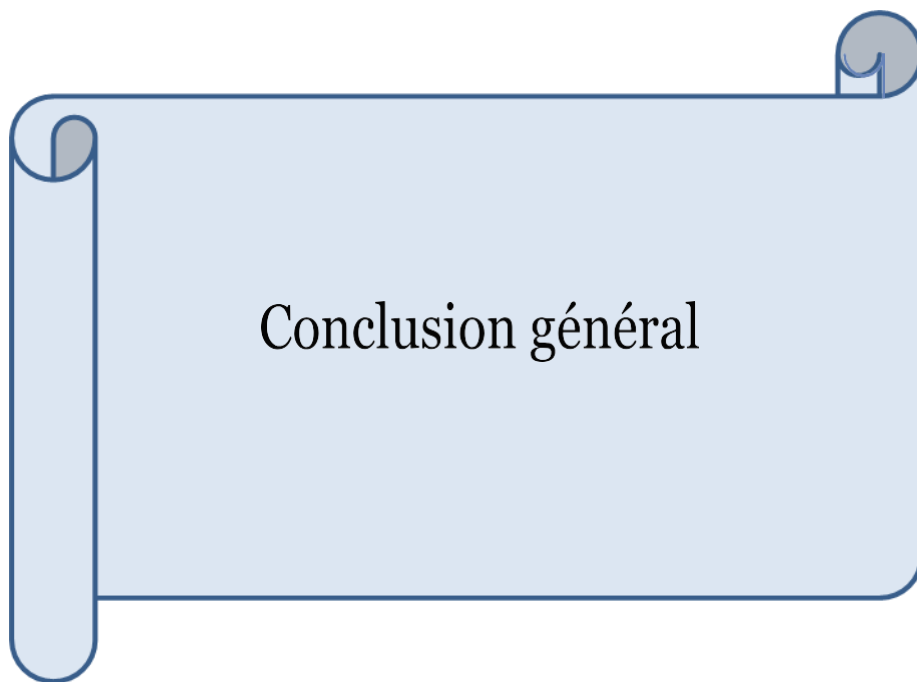
Cependant, cette dynamique carbonatée est interrompue par le développement de surfaces

d'émersion associées à des paléokarsts, des paléosols rouges et des apports siliciclastiques continentaux, particulièrement bien exprimés dans la partie supérieure de la Formation de Kef Sidi Ammar. Ces intervalles sont représentés par des niveaux de conglomérats à galets et à granules, passant verticalement à des dépôts plus fins argileux, traduisant des épisodes de forte énergie et une augmentation du transport détritique depuis les domaines continentaux vers le domaine marin. Ces dépôts reflètent une intensification de l'altération continentale et du ruissellement, probablement liée à des conditions climatiques plus humides durant la transition Sinémurien–Pliensbachien.

La présence de paléosols rouges témoigne par ailleurs d'une altération météorique intense liée à des phases d'émersion prolongée. Ces processus de lessivage et d'altération chimique se développent

généralement sous des conditions climatiques chaudes et humides, favorisant une hydrolyse avancée des minéraux et une pédogenèse marquée. De telles conditions sont fréquemment associées à une augmentation de la teneur en kaolinite dans les assemblages argileux.

Ainsi, dans les Monts de l'Ouarsenis, la perturbation de la production carbonatée se manifeste principalement par une instabilité du système de plateforme, caractérisée par des phases d'arrêt de sédimentation liées aux épisodes d'émersion, suivies de reprises sédimentaires dominées par des apports détritiques. Cette évolution traduit une réponse sédimentaire sensible aux perturbations climatiques associées à l'événement Sinémurien–Pliensbachien, dont les effets sont amplifiés par le contexte paléogéographique local.



CONCLUSIONS GENERALES

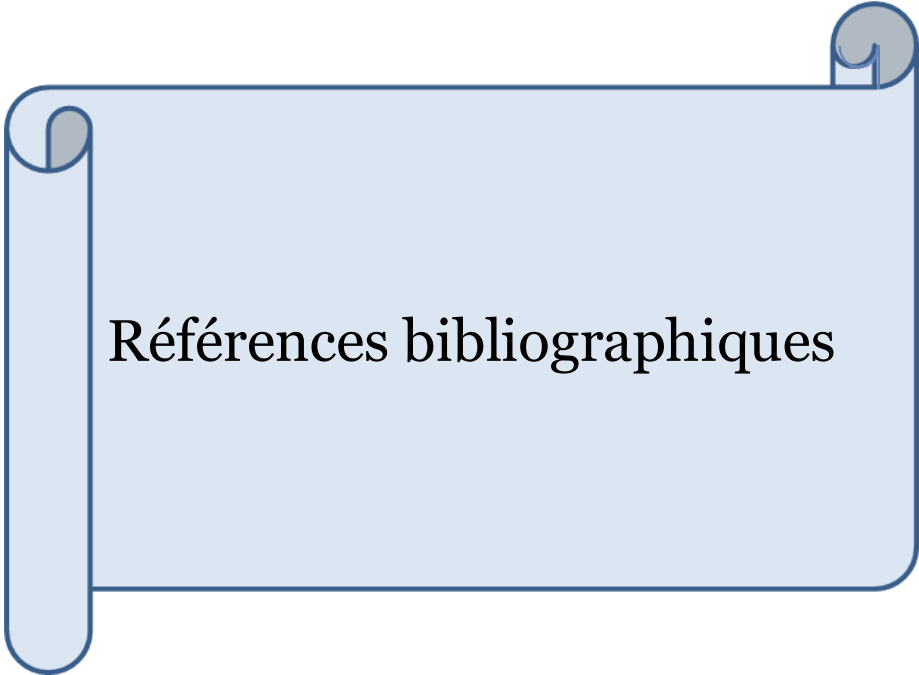
L'étude sédimentologique et microfaciologique réalisée dans le secteur du Grand Pic (massif de l'Ouarsenis) a permis de reconstituer l'évolution paléoenvironnementale des dépôts carbonatés attribués au Jurassique inférieur (Sinémurien supérieur – Pliensbachien inférieur).

L'analyse détaillée des coupes a conduit à l'identification de plusieurs faciès sédimentaires, définis à partir des observations macroscopiques et microscopiques. Ces faciès traduisent une diversité de conditions de dépôt, allant de milieux très peu profonds de type supratidal–intertidal, vers des environnements subtidaux internes, jusqu'à des milieux plus ouverts.

L'organisation de ces faciès en associations cohérentes met en évidence une évolution verticale progressive au sein d'un système de rampe carbonatée. Cette évolution est marquée par le passage de domaines proximaux soumis à des phases d'émersion, vers des milieux marins peu profonds à énergie modérée à forte, puis vers des environnements plus distaux et plus calmes.

La présence de faciès oolithiques, bioclastiques et péloïdaux témoigne d'une dynamique hydrodynamique variable, tandis que les apports détritiques indiquent l'influence de reliefs proches et confirment le caractère instable du système sédimentaire.

La transition Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur dans les Monts de l'Ouarsenis enregistre une perturbation de la production carbonatée liée probablement aux changements climatiques globaux associés à l'événement S–P. Cette perturbation se traduit par une instabilité des systèmes de plateforme, marquée par des épisodes d'émersion, le développement de paléosols et une augmentation des apports détritiques, sans toutefois entraîner un arrêt complet de la sédimentation carbonatée.



Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Alméras, Y., & Elmi, S. (1982).** L'évolution des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. In Livre jubilaire G. Lucas : Géologie sédimentaire (Mémoires de Géologie de l'Université de Dijon, t. 7, pp. 401–412).
- Bádenas B., Aurell M. & Arcoles B. (2010).** Facies models of a shallow carbonate ramp (Lower Kimmeridgian, NE Spain). *Sedimentary Geology*, Vol. 223, pp. 110-132.
- Bádenas, B., Aurell, M., & Bosence, D. (2010).** Continuity and facies heterogeneity of shallow carbonate ramps: Aptian example from NE Spain. *Sedimentary Geology*, 235, 289–303.
- Benhamou, A. (1996).** Évolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen (Thèse de doctorat d'État, Université d'Oran).
- Benhamou, A., et al. (2019).** Interplay of autogenic and allogenic processes on the formation of shallow carbonate cycles in a synrift setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria). *Journal of Sedimentary Research*.
- Benyoucef, Y. (2006).** Les flyschs albo-aptiens de l'Ouarsenis (Algérie du Nord) : aspects sédimentologiques et reconstitution paléogéographique (Thèse de magister, Université d'Oran).
- 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. Thèse de Doctorat d'État, Université Claude Bernard Lyon 1, France.
- Brahim. (2013).** Les calcaires à lits silicieux de la limite Cénomanien–Turonien dans l'allochtone (nappe B) de l'Ouarsenis : faciès et corrélation (Mémoire de magister, Université d'Oran).
- Bosellini, A. (1972).** Paleocologia dei calcari a "Lithiotis" (Giurassico inferiore, Prealpi Venete). *Rivista Italiana di Paleontologia*, 78(3), 441–445.
- Bodin, S., Mattioli, E., Fröhlich, F., Marshall, J. D., Boutib, L., Fiet, N., & Loup, B. (2010).** Toarcian carbon isotope excursion and environmental changes recorded in the western Tethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 193–208.
- Brigaud, B., Vincent, B., Durlet, C., Deconinck, J. F., Blanc, P., & Trouiller, A. (2018).** Depositional environments and reservoir characteristics of Jurassic shallow-marine carbonates. *Marine and Petroleum Geology*, 93, 13–34.
- Brame H.M.R., Martindale R.C., Ettinger N.P., Debeljak I., Vasseur R., Lathuillère B., Kabiri L. & Bodin S. (2019)** - Stratigraphic distribution and paleoecological

significance of Early Jurassic (Pliensbachian-Toarcian) lithiotid-coral reefal deposits from the Central High Atlas of Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 514, pp. 813-837.

Brigaud B., Vincent B., Pagel M., Gras A., Noert A., Landrein P. & Huret E. (2018) - Sedimentary architecture, depositional facies and diagenetic response to intracratonic deformation and climate change inferred from outcrops for a pivotal period (Jurassic/Cretaceous boundary, Paris Basin, France). *Sedimentary Geology*, Vol. 373, pp. 48-76.

Chérif, A. (2009). Le Crétacé inférieur d'Aïn El Hadjla : biostratigraphie et dynamique sédimentaire (Ouarsenis, Algérie occidentale) (Mémoire de magister d'État, Université d'Oran).

Diaz, M. R., Eberli, G. P., Blackwelder, P., Phillips, B., & Swart, P. K. (2017). Microbially mediated organomineralization in the formation of ooids. *Geology*, 45, 771–774.

Deffeyes, K. S., Lucia, F. J., & Weyl, P. K. (1965). Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. *SEPM Special Publication*, 13, 71–88.

Dott, R. H. (1964). Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 75, 663–680.

Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoir*, 1, 108–121.

Duarte, L. V., Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., & Oliveira, L. C. V. (2022). Environmental changes during the Sinemurian–Pliensbachian transition in the Lusitanian Basin (Portugal). *Geosciences*, 12(2), 76.

Evans, G., Schmidt, V., Bush, P., & Nelson, H. (1969). Stratigraphy and geologic history of the sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf. *Sedimentology*, 12(3–4), 145–159.

Franceschi, M., Pittet, B., & Mattioli, E. (2014). Climatic and environmental perturbations during the Sinemurian–Pliensbachian transition recorded on the Trento Platform (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410, 14–27.

Flügel, E. (2010). Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application (2nd ed.). Springer.

Gary, M. (2009). Sedimentology and stratigraphy (2nd ed.). Wiley.

Handford, C. R. (1988). Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoirs. *AAPG Bulletin*, 72(10), 1184–1199.

Hesselbo, S. P., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., Bjerrum, C. J., Farrimond, P., Morgans Bell, H. S., & Green, O. R. (2002). Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic anoxic

event. *Nature*, 406, 392–395.

Hillgärtner, H. (1999). The evolution of the French Jura carbonate platform during the Late Berriasian to Early Valanginian. *Facies*, 40, 145–168.

Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P., & Parkinson, D. N. (2002). Chemostratigraphy of the Jurassic System: Applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159(4), 351–378.

Kirèche, A. (1977/1993). Étude géologique et structurale des massifs à schistosité du Chélif (Tell centro-occidental) (Thèse de 3e cycle, Université d'Alger).

Korte, C., & Hesselbo, S. P. (2011). Shallow marine carbon and oxygen isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302(1–2), 143–157.

Krencker, F. N., Bodin, S., Suan, G., Heimhofer, U., Kabiri, L., & Immenhauser, A. (2010). Toarcian extreme warmth led to tropical cyclone intensification. *Earth and Planetary Science Letters*, 425, 120–130.

Lee, C. S. (1983). Carbonate platform sedimentation. In P. A. Scholle, D. G. Bebout, & C. H. Moore (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir 33.

McKenzie, J. A., Davies, G. R., Palmer, T. J., & Opdyke, N. D. (1980). The origin of dolomite in Holocene carbonate sediments of Abu Dhabi. *Journal of Geology*, 88(2), 185–197.

Nemra, A. (2020). Lithostratigraphie, environnement sédimentaire et aspects génétiques des concrétions calcaires des terrains miocènes de la région de Ténès (Thèse de doctorat, Université d'Oran 2).

Park, R. K. (1983). Shelf and platform carbonate environments. In P. A. Scholle, D. G. Bebout, & C. H. Moore (Eds.), *Carbonate Depositional Environments* (pp. 79–106). American Association of Petroleum Geologists.

Polvêche, J. (1960). Contribution à l'étude géologique de l'Oranais. Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Nouvelle Série, 24, 96 p.

Posenato, R., & Masetti, D. (2012). Environmental control and dynamics of the Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 361–362, 1–13.

Pratt, B. R., Raviolo, M. M., & Bordonaro, O. L. (2012). Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation. *Sedimentology*, 59, 843–866.

Purser, B. H. (1980). Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Technip.

Reading, H. G. (1996). Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. Blackwell.

Purser, B. H. (1980). *Sédimentation autour des plates-formes carbonatées*. Paris: Technip.

Tchoumatchenco, P., et al. (1995). Un assemblage mixte de traces fossiles de grands fonds et de plate-forme. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73, 27–34.

Sadji R., Munnecke A., Benhamou M., Alberti M., Belkhedim S. & Ramdane N. (2021) - Late Jurassic temperatures for the southern Tethyan margin based on belemnite $\delta^{18}\text{O}$ from the Ouarsenis Mountains, northwestern Algeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 566, pp. 1-18.

Sadji, R., Munnecke, A., Santantonio M., Ramdane N., Nemra A., Belkhedim, S (2025) Growth and demise episodes of a Middle-Late Jurassic carbonate platform (Ouarsenis Mountains, northwestern Algeria). *International Journal of Earth Sciences*. DOI: 10.1007/s00531-025-02531-0

Védrine S., Strasser A. & Hug W. (2007) - Oncoid growth and distribution controlled by sea level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies*, Vol. 53, pp. 535-555.

Vincent, B. (2001). Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates : application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris (Thèse de doctorat, Université de Dijon).

Walker, R. G., & James, N. P. (Eds.). (2000). *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.

Zeghari, M. (2009). Étude des “blocs diachrones” resédimentés dans les flyschs albo-aptiens (Grand Pic de l’Ouarsenis) : cartographie et aspects sédimentologiques (Mémoire de magister, Université d’Oran).

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Fig. I-1- Différents domaines géographiques tello-rifain (A) et Image satellitaire des grands ensembles géographiques de l'Algérie du Nord (B). (D'après M. Benest ,1985).....	1
Fig. I- 2- Situation et limites géographiques de l'Ouarsenis (<i>in</i> . Benhamou, 1996)....	2
Fig. I-3 : Schéma de localisation des grands ensembles morphologiques du Grand Pic de l'Ouarsenis et du secteur d'étude (modifiée).....	3
Fig. I- 4- Coupe lithostratigraphique montrant la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis (sans échelle).....	5
Fig. I-5 : Succession lithostratigraphique et discontinuités de la coupe du Grand Pic de l'Ouarsenis (d'après Benhamou et al., 2020).....	7
Fig. I- 6 : Carte schématique de la zone culminante de l'Ouarsenis....	8
Fig. I-7 : Les unités structurales de l'Ouarsenis (d'après Mattauer, 1958 ; Benhamou, 1996). (Modifiée).....	9
Fig. I- 8- Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).....	11
Fig. I-9 : Classification des arénites (d'après Dott, 1964)	12

Chapitre 2

Fig. II- 1 : localisation de secteur d'étude et image satellitaire (Google Earth) montrant la position des coupes étudiée	15
Fig. II-2 : Coupe lithostratigraphique du Grand Pic.....	16
Fig. II.3 Panorama montrant les différentes formations étudiées de la coupe de Grand Pic....	17
Fig. II-4 Sommet de la formation de Kef Sidi Ammar (Membre des calcaires oolithiques	18
Fig. II-5 Sommet du membre des calcaires oolithiques	20
Fig. II-6 Conglomérats lenticulaires à Tahtaha	21
Fig. II-7 Sommet de la formation de Kef Sidi Ammar au niveau de Djorf Touka.....	22
Fig. II-8 Partie basale du membre des calcaires ondulés (Formation de Djorf Touka.....	23
Fig. II-9 Membre des calcaires à Lithiotis (Formation de Djorf Touka.....	24
Fig. II-10 Membre de la falaise calcaire (Formation de Djorf Touka)	26

Chapitre 3

Fig. III-1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés.....	29
Fig. III-2 : Distribution des associations de faciès et paléoenvironnements du Sinémurien supérieur au Pliensbachien inférieur, dans le secteur de Boucaid....	34
Fig. III- 3 : Corrélation biostratigraphique de la limite Sinémurien–Pliensbachien basée sur les associations d'ammonites des provinces éthysienne et boréal	36

LISTE DES TABLEAUX

Tableau II-1: Sommaire des coordonnées des coupes levées.....	14
Tableau III-1: Récupérait des facies, association de faciès et environnements.....	37

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I: GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
I.1-Cadre géographique général	1
I.2-Cadre géographique du secteur d'étude.	2
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	3
II.1- Cadre géologique générale	3
II.2- Cadre géologique de secteur d'étude	6
III-CADRE STRUCTURALE.....	8
IV- HISTORIQUE DES RECHERCHES	10
V- MATERIELS ET METHODES	11
1-Etude bibliographique.	11
2- Travail de terrain.	11
3- Traitement au laboratoire.....	11

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I- INTRODUCTION.....	14
II- LOCALISATION DE LA COUPE	14
III- DESCRIPTION DE LA COUPE.....	15
1) Formation de Kef Sidi Ammar.	17
a- Formation de Kef Sidi Ammar.....	17
b- Formation de Kef Sidi Ammar (Grand Pic)	17
C- Formation de Kef Sidi Ammar (coupe de Djorf Touka)	21
2- Formation de Djorf Touka.....	22
IV- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE	27

CHAPITRE III: SEDIMENTOLOGIE

I- INTRODUCTION.....	29
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS	
CARBONATEES.....	29
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	29
IV- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT	34
1- Association de faciès 1 (AF1) : continental.....	35
2- Association de faciès 2 (AF2) : Inter-supratidal	35
3- Association de faciès 3 (AF3) : lagon.....	36
4. Association de faciès 4 (AF4) : barrière	36
5. Association de faciès 4 (AF5) : Marin ouvert.	36
V- DEFINITION DE LA LIMITE SINEMURIEN SUPERIEUR-PIENSBACHIE	
INFEIEUR.....	37

VI -PERTURBATIONS DE LA PRODUCTION CARBONATÉE	
DURANT L'ÉVÉNEMENT SINÉMURIEN–PLIENSBACHIEN (S–P).....	38
1- À l'échelle globale	38
2- Dans les Monts de l'Ouarsenis.	39
CONCLUSION GENERALE.....	42
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	44