



République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
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 :

**APPORT DES ISOTOPES STABLES DU CARBONE ET DE L'OXYGENE A
LA RECONSTITUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS
SEDIMENTAIRES : EXEMPLE DU JURASSIQUE INFERIEUR DES
MONTS DE L'OUARSENIS (ALGERIE NORD-OUEST)**

Présenté par :

Mle MAMOUNI FATMA ZOHRA

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

M. BOUALEM. B	M.C.A	Université d'Oran 2	Président
M. BELKHEDIM. S	M.C.A	Université d'Oran 2	Rapporteur
M. SALHI.	M.C.A	Université d'Oran 2	Examineur

Oran, 2026

REMERCEMENTS

Avant tout, je tiens à élever mes louanges et ma profonde gratitude envers Dieu le Tout-Puissant, qui m'a accordé la santé, la force et la persévérance nécessaires pour surmonter les obstacles et mener à bien ce travail scientifique.

Mes remerciements les plus profonds et les plus sincères s'adressent à **mes chers parents**. Ils sont la source de ma vie, ceux qui m'ont guidée vers la lumière et dont le soutien indéfectible, depuis ma naissance jusqu'à ce jour béni, a constitué le pilier de ma réussite.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à l'ensemble de **mes enseignants** qui, depuis ma première année universitaire, m'ont transmis leur savoir avec dévouement et ont enrichi mon parcours académique par leurs précieux conseils, sans que je puisse malheureusement tous les citer ici.

J'adresse mes sincères remerciements à mon encadrant, **Monsieur BELKHEDIM Salim**, pour sa disponibilité, sa rigueur scientifique ainsi que ses conseils et orientations tout au long de l'élaboration de ce mémoire. Son encadrement et ses recommandations pertinentes ont contribué de manière significative à la réalisation de ce travail.

Mes vifs remerciements s'adressent également aux honorables membres du jury, **Monsieur BOUALEM**, président du jury, ainsi que **Monsieur SALHI**, examinateur, pour avoir accepté d'évaluer ce travail et de l'enrichir par leurs remarques et suggestions constructives.

Enfin, je témoigne ma profonde reconnaissance à tous les membres de ma famille, à l'ensemble de mes collègues de **la promotion M2 GBS** (Géologie des Bassins Sédimentaires), ainsi qu'à tous mes camarades de **la promotion 2021**. Leurs encouragements, leur solidarité et chaque mot bienveillant partagé tout au long de ce parcours ont constitué un soutien précieux.

Puisse ce travail être le prémice d'un avenir brillant et le premier pas vers de plus vastes horizons académiques et professionnels, Inshallah.

DÉDICACE

C'est avec une immense fierté et une profonde gratitude que je dédie ce modeste travail à tous ceux qui, de près ou de loin, ont illuminé mon chemin et ont été la raison de mon accomplissement.

À ma tendre mère, l'âme de ma réussite et la raison d'être de mon parcours. Ce travail est le sien avant d'être le mien ; elle a été ma plume dans les moments de doute, ma lumière dans l'obscurité et le refuge inébranlable sur lequel je me suis appuyée pour mener à bien cette œuvre.

À mon cher père, ce qu'il y a de plus précieux en ce monde, mon repère et ma force. Rien de tout cela n'aurait été possible sans son dévouement, ses sacrifices et son amour inconditionnel qui m'ont permis d'être la personne que je suis aujourd'hui.

À ma chère sœur **Khaoula**, mon âme sœur et ma complice de vie, pour sa présence indéfectible, son affection sincère et son soutien constant qui ont toujours constitué une source de force et de réconfort tout au long de mon parcours.

À mon cher frère **Mohamed**, pour sa présence précieuse, son encouragement permanent et son soutien moral qui m'ont accompagnée à chaque étape de mon cheminement.

À mes seconds parents : mon oncle **Ahmed**, ma tante **Fatiha**, ma tante **Yamina** ainsi qu'à ma tendre grand-mère, en témoignage de mon affection et de ma profonde reconnaissance pour leur bienveillance et leur soutien.

À mes très chères amies, **Hadil**, **Souhila** et **Nour El Houda**, en témoignage de ma profonde affection et de ma sincère reconnaissance pour leur présence, leur bienveillance, leurs encouragements et leur soutien précieux. Chacune, à sa manière, a occupé une place particulière dans mon parcours et a contribué à illuminer les moments difficiles par sa présence et sa générosité.

Enfin, je dédie ce travail à toutes les personnes que les pages de ce mémoire ne suffiraient pas à nommer, mais qui occupent une place particulière dans mon cœur et auxquelles j'adresse mes plus sincères remerciements.

Sommaire

CHAPITRE I: GENERALITES

I. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	1
II. CADRE GEOLOGIQUE	4
III. CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE	8
IV. HISTORIQUE DES RECHERCHES	9
V. BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL	11

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION ET OBJECTIF	12
II. LOCALISATION DE LA COUPE DU GRAND PIC	12
III. DESCRIPTION DE LA COUPE ETUDIEE.....	13
IV. ETUDE GEOCHIMIQUE DES ISOTOPES STABLES	23
V. ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	28

CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE DES FACIÈS

I. INTRODUCTION	30
NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS	
II. CARBONATEES.....	30
III. DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION	31
IV. APPORT DE L'ÉTUDE DES ISOTOPES STABLES À L'INTERPRÉTATION DES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS	36
V. ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT.....	39
VI. ÉVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DANS LE SECTEUR D'ETUDE.....	43

CONCLUSIONS GENERALES.....	44
----------------------------	----

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	46
-----------------------------------	----

Résumé

Les séries carbonatées du Jurassique inférieur des Monts de l'Ouarsenis constituent un excellent enregistrement des variations paléoenvironnementales ayant affecté la marge sud de la Téthys au cours du Sinémurien supérieur–Pliensbachien inférieur. Dans ce contexte, ce travail est consacré à l'étude lithostratigraphique, sédimentologique, et géochimique des formations de Kef Sidi Amar et de Djorf Touka affleurant dans le secteur du Grand Pic. L'objectif principal est de reconstituer les environnements de dépôt et les facteurs ayant contrôlé leur évolution à partir d'une approche intégrée combinant observations de terrain, analyses microfaciologiques et étude des isotopes stables du carbone et de l'oxygène. L'étude a permis de lever une coupe détaillée et d'identifier plusieurs faciès carbonatés représentatifs d'environnements variés, regroupés en 5 associations de faciès, allant du continental au marin ouvert. Les résultats isotopiques du carbone et de l'oxygène ont apporté des informations complémentaires sur l'évolution paléoenvironnementale. Les excursions négatives du $\delta^{13}\text{C}$ coïncident avec les niveaux karstifiés et conglomératiques, indiquant l'influence des processus diagénétiques liés à l'émersion et à la circulation d'eaux météoriques. Les valeurs systématiquement négatives du $\delta^{18}\text{O}$ suggèrent quant à elles une altération diagénétique significative du signal primaire, probablement liée à la recristallisation à partir des eaux météoriques. L'ensemble des résultats met en évidence le développement d'une rampe carbonatée peu profonde soumise à des variations du niveau marin relatif et à une diagenèse précoce importante. Cette étude souligne l'intérêt de l'approche multidisciplinaire associant sédimentologie, et géochimie isotopique pour la reconstitution des paléoenvironnements jurassiques et l'identification des principaux facteurs ayant contrôlé l'évolution des systèmes carbonatés de l'Ouarsenis.

Mots-clés :

Jurassique inférieur ; Ouarsenis ; Téthys ; isotopes stables ; paléoenvironnement ; émersion ; niveau marin ;

ABSTRACT

The Lower Jurassic carbonate successions of the Ouarsenis Mountains provide an excellent record of the paleoenvironmental changes that affected the southern margin of the Tethys Ocean during the Late Sinemurian–Early Pliensbachian interval. In this context, the present study focuses on the lithostratigraphic, sedimentological, and geochemical investigation of the Kef Sidi Amar and Djorf Touka formations exposed in the Grand Pic area. The main objective is to reconstruct depositional environments and identify the factors controlling their evolution through an integrated approach combining field observations, microfacies analyses, and stable carbon and oxygen isotope investigations.

The study involved the detailed logging of a stratigraphic section and the identification of several carbonate facies representative of diverse depositional settings. These facies were grouped into five facies associations ranging from continental to open-marine environments. Carbon and oxygen isotope data provided additional insights into the paleoenvironmental evolution of the studied succession. Negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions coincide with karstified and conglomeratic levels, indicating the influence of diagenetic processes related to subaerial exposure and meteoric water circulation. Consistently negative $\delta^{18}\text{O}$ values suggest significant diagenetic alteration of the primary isotopic signal, most likely associated with recrystallization under meteoric water influence.

Overall, the results reveal the development of a shallow carbonate ramp subjected to relative sea-level fluctuations and significant early diagenetic processes. This study highlights the value of a multidisciplinary approach combining sedimentology and isotope geochemistry for reconstructing Jurassic paleoenvironments and identifying the main factors controlling the evolution of carbonate systems in the Ouarsenis region.

Keywords:

Lower Jurassic; Ouarsenis Mountains; Tethys Ocean; stable isotopes; paleoenvironment; subaerial exposure; sea-level fluctuations.

الملخص:

تشكل المتتاليات الكربوناطية للعصر الجوراسي السفلي في جبال الونشريس سجلاً ممتازاً للتغيرات البيئية القديمة التي أثرت على هامش بحر تيثيس خلال الفترة الممتدة من السينيوري المتأخر إلى البليانسابشي المبكر. وفي هذا الإطار، يختص هذا العمل بالدراسة الليثوستراتيغرافية (الطباقية الصخرية)، والرسوبية، والجيوكيميائية لتكوينات كاف سيدي عمار وديورف توكة المكشوفتين في منطقة القمة الكبرى.

الهدف الرئيسي من الدراسة هو إعادة بناء بيانات الترسيب والعوامل التي تحكمت في تطورها، من خلال منهج متكامل يجمع بين الملاحظات الحقلية، والتحليل الميكروفاسية (السحنات الدقيقة)، ودراسة النظائر المستقرة للكربون والأكسجين.

أتاحت الدراسة إعداد مقطع طباقى تفصيلي وتحديد عدة سحنات كربوناطية تمثل بيانات ترسيب متنوعة، جُمعت ضمن خمس روابط أو تجمعات للسحنات، تمتد من البيئة القارية إلى البيئة البحرية المفتوحة.

وقد وفرت النتائج الخاصة بنظائر الكربون والأكسجين معلومات إضافية حول التطور البيئي القديم. حيث تزامنت الانحرافات السلبية لنظير الكربون ($\delta^{13}C$) مع مستويات غنية بالشقوق والطبقات التكتلية (الكونغولوميرات)، مما يشير إلى تأثير عمليات التحول الدياجينيتي المرتبطة بظواهر الانكشاف وتداول المياه النيزكية (مياه الأمطار المتسربة).

أما القيم السلبية المنتظمة لنظير الأكسجين ($\delta^{18}O$)، فتشير إلى تغير دياجينى مهم في الإشارة الأصلية، ويرجح أن يكون ذلك ناتجاً عن إعادة التبلور بفعل المياه النيزكية.

وتُظهر النتائج مجتمعة تطور منحدر كربوناتي ضحل خضع لتغيرات في مستوى سطح البحر النسبي، إلى جانب تأثير واضح لعمليات دياجينية مبكرة. وتؤكد هذه الدراسة أهمية المقاربة متعددة التخصصات التي تجمع بين علم الرسوبيات والجيوكيمياء النظائرية في إعادة بناء البيانات القديمة للعصر الجوراسي وتحديد العوامل الأساسية التي تحكمت في تطور الأنظمة الكربوناطية في الونشريس.

الكلمات المفتاحية:

الجوراسي السفلي – الونشريس – تيثيس – النظائر المستقرة – البيئة القديمة – الانكشاف – مستوى سطح البحر.

Chapitre I.
Généralités : Contexte
géographique, géologique,
structural et
paléogéographique,
matériels et méthodes

I- CADRE GEOGRAPHIQUE

A- Cadre géographique général de l'Ouarsenis

Le domaine tellien en Algérie correspond à un vaste ensemble morphostructural formé par une bande montagneuse d'environ 1200 km de longueur, s'étendant parallèlement au littoral méditerranéen. Cet ensemble constitue le prolongement occidental du Rif marocain et se prolonge vers l'est jusqu'à la Kroumirie tunisienne, formant ainsi une unité structurale appartenant à l'arc maghrébin, appelé tello-Rifain (Fig. I-1).

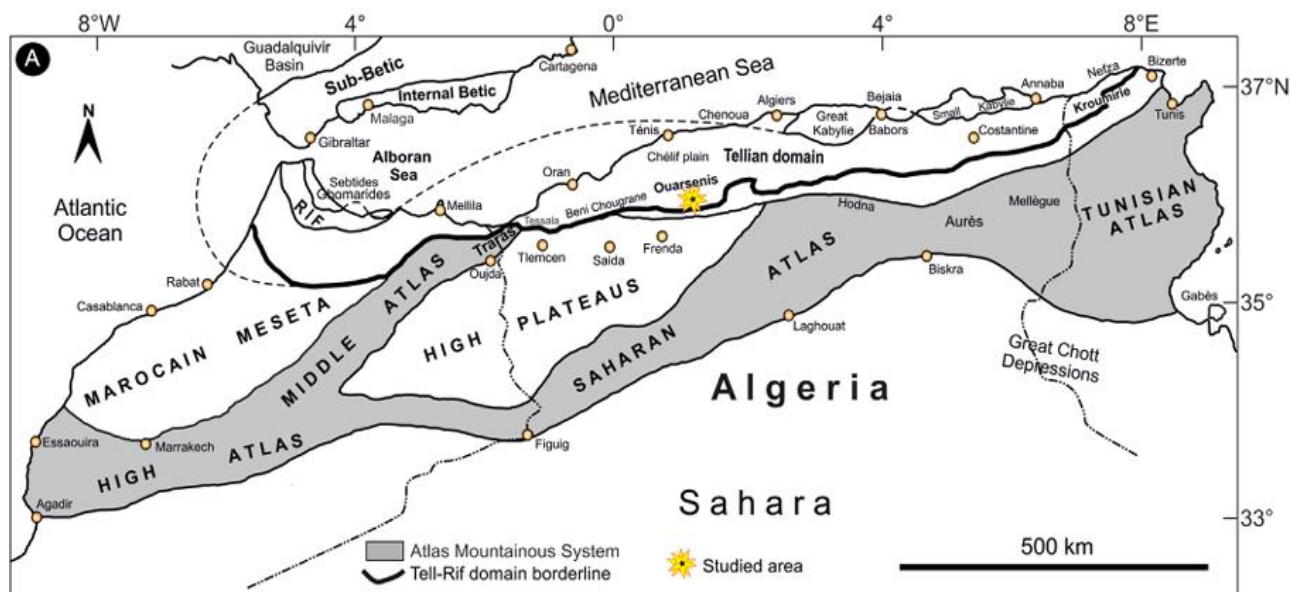


Fig. I-1- Position géographique du secteur d'étude en relation avec les majeures structures géographiques de l'Afrique Nord-Ouest (*in Bouchemla et al, 2023*).

Ce domaine s'insère entre la mer Méditerranée au nord et les Hauts Plateaux au sud, avec une largeur moyenne avoisinant 100 km (Fig. I-1). Cette entité géographique présente une organisation interne relativement complexe, généralement subdivisée en trois grands ensembles morphostructuraux ; (i) massifs côtiers, (ii) les plaines médianes, et (iii) les massifs intérieurs, disposés selon une direction approximativement Est-Ouest.

Les monts de l'Ouarsenis, qui s'étale sur plus de 200 km entre Alger et Oran, occupe la limite Sud du domaine tellien (massifs intérieurs) au nord-ouest de l'Algérie (Fig. I-1). Ils sont limités au Nord par la plaine du Chélif, à l'Est par les Bibans et les Monts de Médea, à l'Ouest les Béni Chougrane et au Sud par le plateau de Sersou (Fig. I-2).

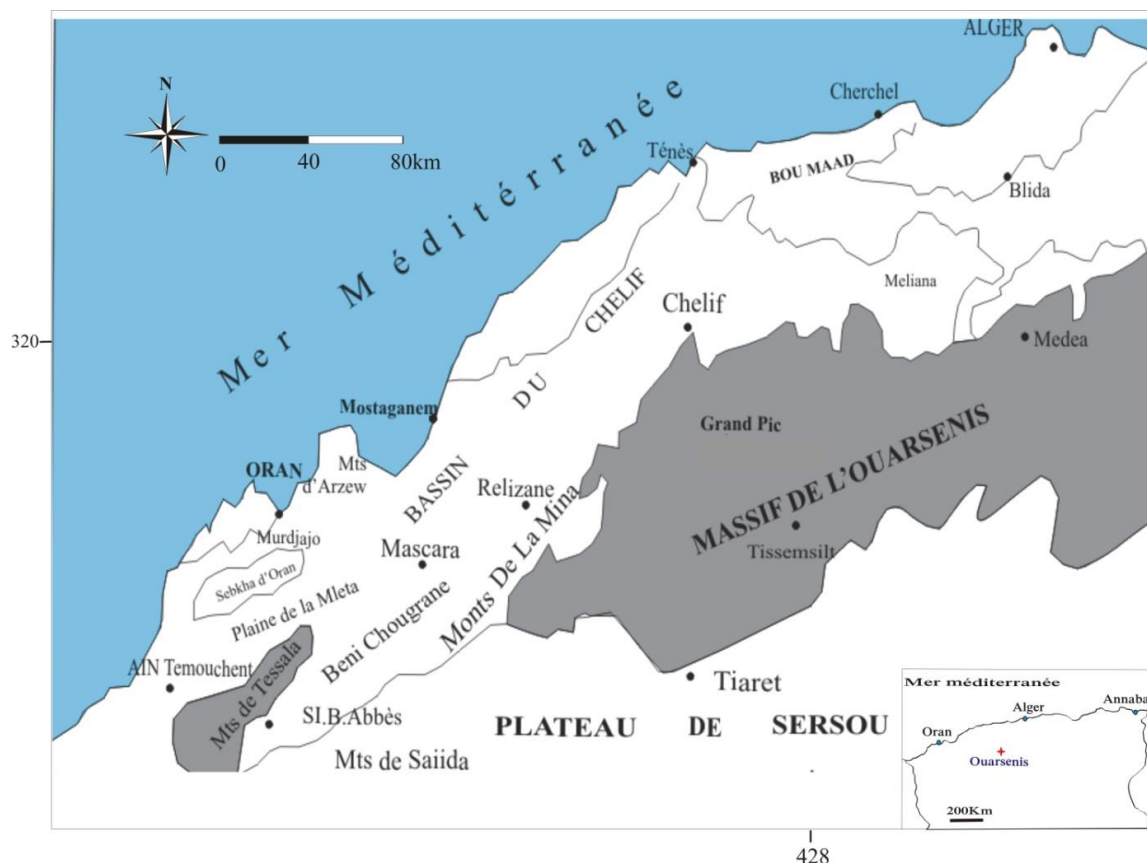
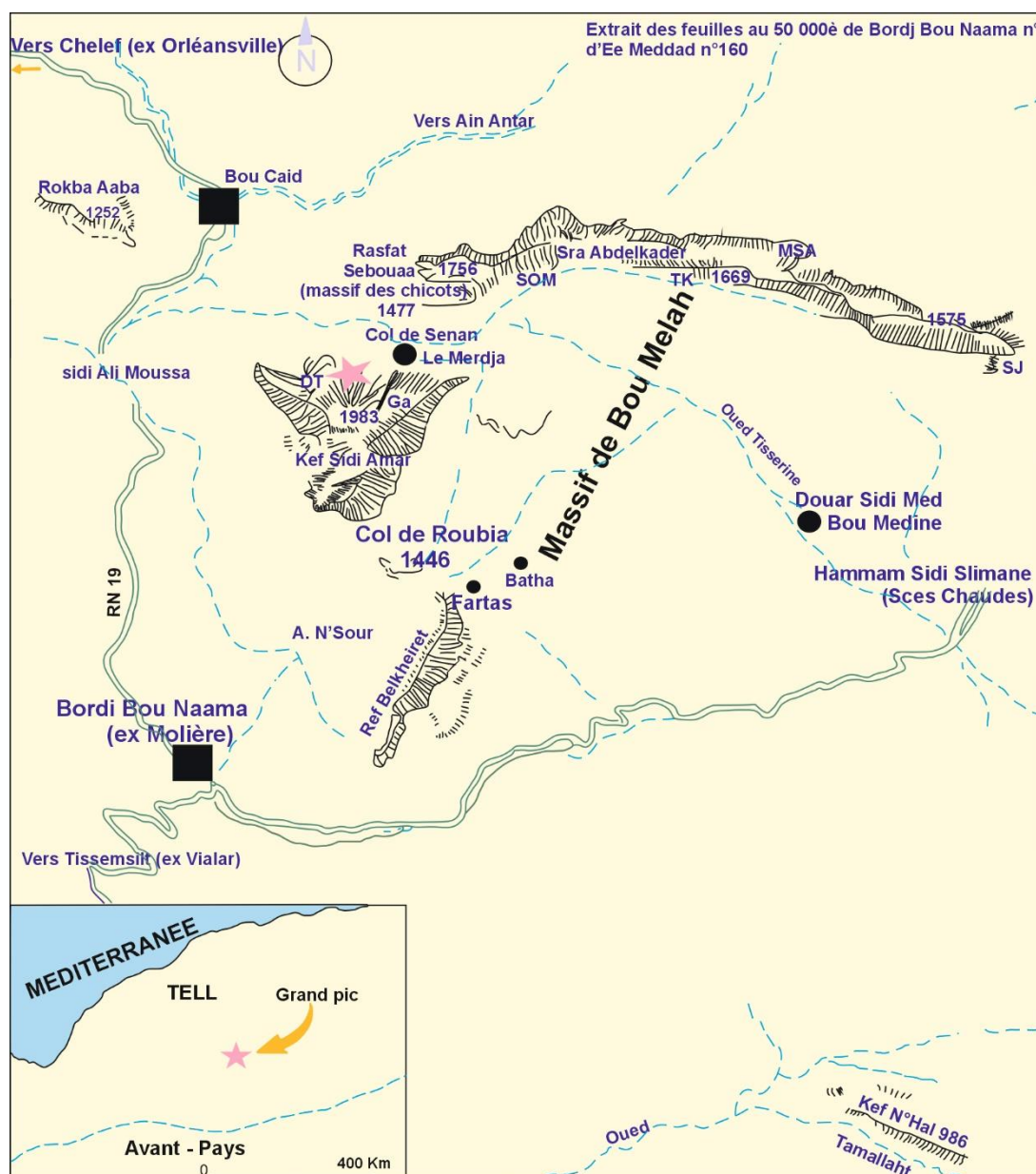


Fig. 1-2- Situation et limites géographiques de l'Ouarsenis (in Benhamou, 1996).

B- Cadre géographique local

Les monts de l'Ouarsenis est subdivisée en quatre massifs bien distincts (Fig. I-3) :

Le Grand Pic qui occupe une position centrale et culmine à 1985 m, faisant partie des massifs les plus culminant en Algérie ; (ii) le Sra Abdelkader (SAK), culminant à 1776 m, correspond à une structure monoclinale spectaculaire orientée E-O, s'étendant sur environ 4 km et montrant des couches presque subverticales sur toute sa longueur ; (iii) les massifs de Batha, Fartas et Belkheiret (BFB), culminent entre 1420 et 1615 m. Ces trois reliefs se présentent sous forme de structures monoclinales dont les couches mésozoïques plongent vers l'est à sud-est et sont recoupées par des failles décrochantes orientées N120° et N140° ; et enfin (iv) les monts isolés de Rokba Atba (RA) et d'Aïn el Hadjela (AH) se situent plus au nord-ouest du Grand Pic. Ils présentent tous deux une structure monoclinale générale. Le secteur étudié se situe à proximité du village de Boucaïd, dans la partie nord-ouest de la zone culminante de l'Ouarsenis (Fig. I-3).



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 (Ain Debane) (Extrait de la carte 50 000^e de Bordj Bou Naama n°160).

II- CADRE GEOLOGIQUE

A- Cadre géologique général (Fig. I-4)

Les monts de l'Ouarsenis présentent une série stratigraphique complète couvrant une longue période géologique allant du Trias au Quaternaire, laquelle repose sur un socle paléozoïque (Fig. I-2); [Glangeaud, 1951](#) ; [Calembert, 1952](#) ; [Mattauer, 1958](#)).

Le Paléozoïque : le socle du massif de l'Ouarsenis constitue l'élément le plus ancien de la structure géologique de cette chaîne montagneuse située dans l'Atlas tellien en Algérie. Le socle de l'Ouarsenis est formé principalement de formations paléozoïques ([Mattauer ; 1958](#)). Ces roches anciennes constituent la base sur laquelle se sont déposées les séries sédimentaires du Mésozoïque et du Cénozoïque. Le socle comprend notamment des roches magmatiques, souvent porphyriques, des roches métamorphiques, des formations sédimentaires paléozoïques fortement déformées.

Le Mésozoïque : Le Mésozoïque dans la région de l'Ouarsenis se caractérise par une succession stratigraphique comprenant les formations du Trias, du Jurassique et du Crétacé. Le Trias y apparaît généralement en position tectonique anormale et ne livre pratiquement aucune faune fossile. Il se présente sous la forme d'un complexe évaporitique et détritique constitué principalement de gypses, de sels, de cargneules, d'argiles bariolées, de grès rouges et de dolomies, souvent associés à des roches magmatiques ([Mattauer, 1958](#) ; [Aïfa & Zaagane, 2014](#)). Les affleurements jurassiques, ont été décrites par [Dalloni \(1936\)](#) comme de véritables « îlots » émergeant au sein des terrains crétacés. Ils sont caractérisés par des dépôts carbonatés avec de rares intercalations détritiques. Ils appartiennent à des environnements de plate-forme marine allant de peu profonde à relativement profonde, dominés par des dolomies et des calcaires, qui s'empilent dans une série tectoniquement renversée ([Benhamou, 1996](#)). Le Crétacé, pour sa part, constitue l'ensemble le plus largement représenté dans l'Ouarsenis. Le Crétacé inférieur est marqué par des formations marneuses, carbonatées et marno-calcaires, accompagnées localement de dépôts détritiques de type flyschöide datant de l'Albo-Aptien, comme l'ont signalé plusieurs auteurs ([Calembert, 1938](#) ; [Polveche, 1960](#) ; [Tchoumatchenco *et al.*, 1995](#) ; [Benyoucef, 2006](#) ; [Cherif, 2009](#) ; [Bouchemla ; 2023](#)). Le Crétacé moyen et supérieur, quant à eux, correspondent à des dépôts marins variant de milieux peu profonds à plus profonds, généralement dominés par des séries marneuses parfois entrecoupées de bancs calcaires, avec des apports détritiques plus ou moins importants, témoignant de conditions sédimentaires relativement variées au cours de cette période ([Benyoucef, 2006](#) ; [Azauui, 2013](#)). Le **Cénozoïque** est globalement caractérisé par une sédimentation à dominante marneuse. La transition entre le Crétacé supérieur et le Paléocène est progressive et se distingue principalement

par la microfaune. Le Paléocène est dominé par des marnes, tandis que l'Éocène inférieur présente des faciès variés incluant des marno-calcaires à Globigérines, des niveaux grés-glaucieux et des faciès phosphatés (Mattaue, 1958). L'Oligocène est représenté par les faciès marneux de Boghari et les grès numidiens. Le Miocène correspond à une épaisse série marneuse évoluant localement vers des niveaux gréseux ou conglomératiques, tandis que le Pliocène est marqué par des dépôts continentaux de cailloutis.

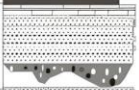
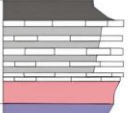
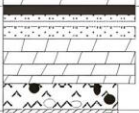
Stratigraphie			Dépôts et faciès	Auteurs
Quaternaire			Alluvions et cailloutis	Mattaue (1958), Polvêche (1960)
Cénozoïque	Pliocène		Cailloutis et replats tufacés	
	Miocène	Sup	Gypse, grès-marnes, conglomérat (continental)	Belkébiri et Bessedik (1992), Guardia (1975), Delteil (1974), Dalloni (1952)
		Inf.	Marnes, marno-calcaires, grès-calcaires, conglomérats	Bessedik et al. (2002), Polvêche (1960), Mattaue (1958), Cheylan et al. (1955)
	Oligocène		Boghari (Oranais), Numidien	Polvêche (1960), Mattaue (1958)
	Éocène		Marnes, marno-calcaires grès glauconieux, faciès phosphatés	Polvêche (1960) Mattaue (1958), Flandrin (1948)
	Paléocène		Marnes	Dalloni (1936)
Mésozoïque	Crétacé	Sup	Marnes à boules calcaires, microbrèches, argiles (flysch), marno-calcaires, marnes, calcaires à niveaux siliceux	Mattaue (1958), Polvêche (1960)
		Inf.	Marno-calcaires Flysch schistes à lit calcaires-grès, marno-calcaires, marno-calcaires ammonitico-rosso	Tchoumatchenco et al. (1995) Benyoucef (2006) Chérif (2009), Tchoumatchenco et Krischev (1992a), Polvêche (1960), Mattaue (1958), Calémbert (1952), Dalloni (1936).
	Jurassique	Malm	Ammonitico-rosso, calcaires-marno-calcaires,	Atrops et al. (1991a et b), Benhamou (1996), Tchoumatchenco (1984-1986a-1987) Kirèche (1977-1993), Farès- Khoudja (1968); Calémbert (1937-1952), Caire, Glangeaud, Mattaue (1950, 1952), Geoffroy (1936), Gentil (1902-1904), Pomel (1875)
		Dogger	grès-grès calcaires, marno-calcaires	
		Lias	carbonates, dolomies	
	Trias		Gypse, grès, argiles versicolores, dolomies cagneules, et bréchiques, blocs primaires	Trümpy (1983), Mattaue (1958) Dalloni (1952), Fallot (1942 a, b) Gentil (1902), Nicaise (1870)
Paléozoïque			Conglomérats (Verrucano) Série volcano-sédimentaire Série schisto-gréseuse Socle cristallophyllien	Mattaue (1958), Caire, Glangeaud, Mattaue (1950, 1952), Glangeaud et Bétier (1935, 1937), Geoffroy (1933), Glangeaud (1932), Gentil (1904), Pomel (1856-1859)

Fig.I-4 : Tableau montrant la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis (sans échelle) (In Zeghari ; 2013).

B- Cadre géologique local

La sédimentation jurassique est dominée par des roches carbonatées, avec de rare intercalation des bancs de grès (Fig. I-5). Elle débute au Jurassique inférieur (Sinemurien supérieur–Pliensbachien inférieur) lors de la première transgression marine, concomitante à une tectonique distensive liée au rifting précoce téthysien. La succession sédimentaire est principalement représentée par des faciès de faible profondeur, avec des unités fortement dolomitisées à la base, surmontées de calcaires dolomitiques et de faciès oolitiques–oncolitiques vers le sommet, le tout étant ensuite affecté par la karstification et l’apport terrigène. Une augmentation relative du niveau marin postérieure a conduit au dépôt de faciès marins peu profonds caractérisés par des calcaires oncolithiques et micritiques, ainsi qu’un faciès à *Lithiotis*. Ces dépôts correspondent actuellement aux formations de Kef Sidi Amar et de Djorf Touka, respectivement. L’augmentation progressive du niveau marin relatif au cours du Toarcien inférieur à moyen a favorisé l’accumulation de faciès plus profonds, exprimés par des alternances marno-calcaires définissant la formation de Trig Sidi Amar (Benhamou, 1996).

Le Jurassique moyen se caractérise, à sa base, par un apport silicoclastique important, comprenant des galets quartzitiques et, dans certains cas, des restes de bois fossiles (Mattauer, 1958). Ces dépôts sont représentés par la formation gréseuse de Senan. La partie supérieure enregistre un retour à la production carbonatée, marqué par la sédimentation de calcaires à crinoïdes et d’alternances marno-calcaires à silex et à traces fossiles du type Zoophycos.

Le Jurassique supérieur est dominé par des carbonates pélagiques, déposés lors d’une nouvelle phase de tectonique distensive ayant favorisé le développement de plateformes carbonatées pélagiques (PCP). Ces plateformes sont largement représentées par les faciès « Ammonitico Rosso» (Sadji et al., 2021 ; Sadji et al., 2025).

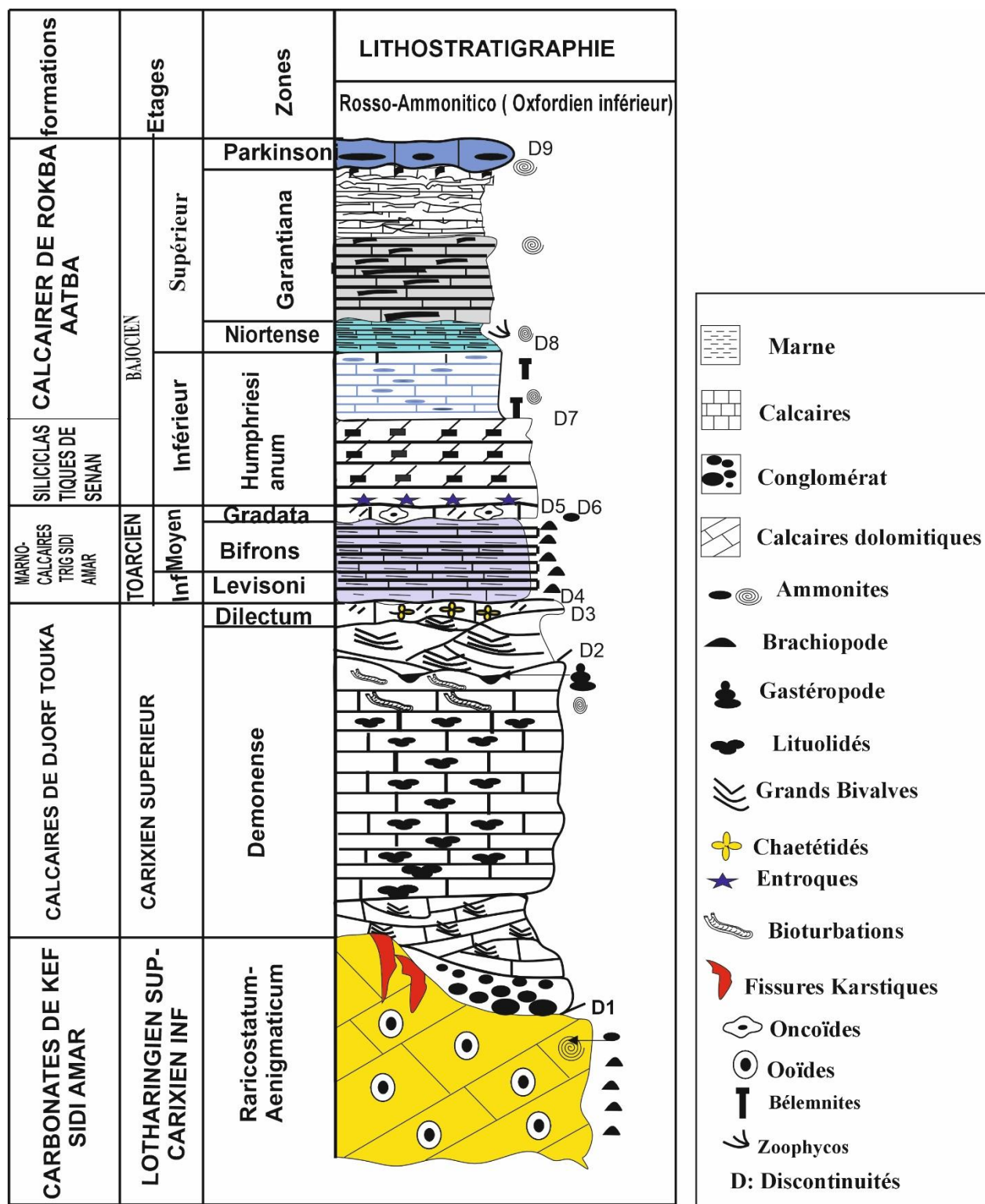


Fig. I-5 : Succession lithostratigraphique et discontinuités de la coupe du Grand Pic de l'Ouarsenis (d'après Benhamou, 1996).

III- Cadre paléogéographique et structural

Pendant le Jurassique, le bassin de l'Ouarsenis occupait la marge sud de l'océan Téthys, le long du bord nord-ouest du Gondwana. Les formations jurassiques citées ci-dessus constituent une partie importante de quatre massifs principaux : (i) le massif de Kef Sidi Amar (Grand Pic dans la littérature française), (ii) le massif de Rokba Atba (un piton isolé vers le NW), (iii) le massif de Sra Abdelkader (une petite chaîne calcaire allongée d'est en ouest), et (iv) les massifs de Batha, Belkheiret et Fartas vers le sud-est (Fig. I-6).

Sur le plan structural, le massif de l'Ouarsenis se distingue par une organisation tectonique particulièrement complexe. Celle-ci se manifeste par de fortes déformations, des plis associés à la propagation des failles, ainsi que par la présence de failles inverses et de chevauchements.

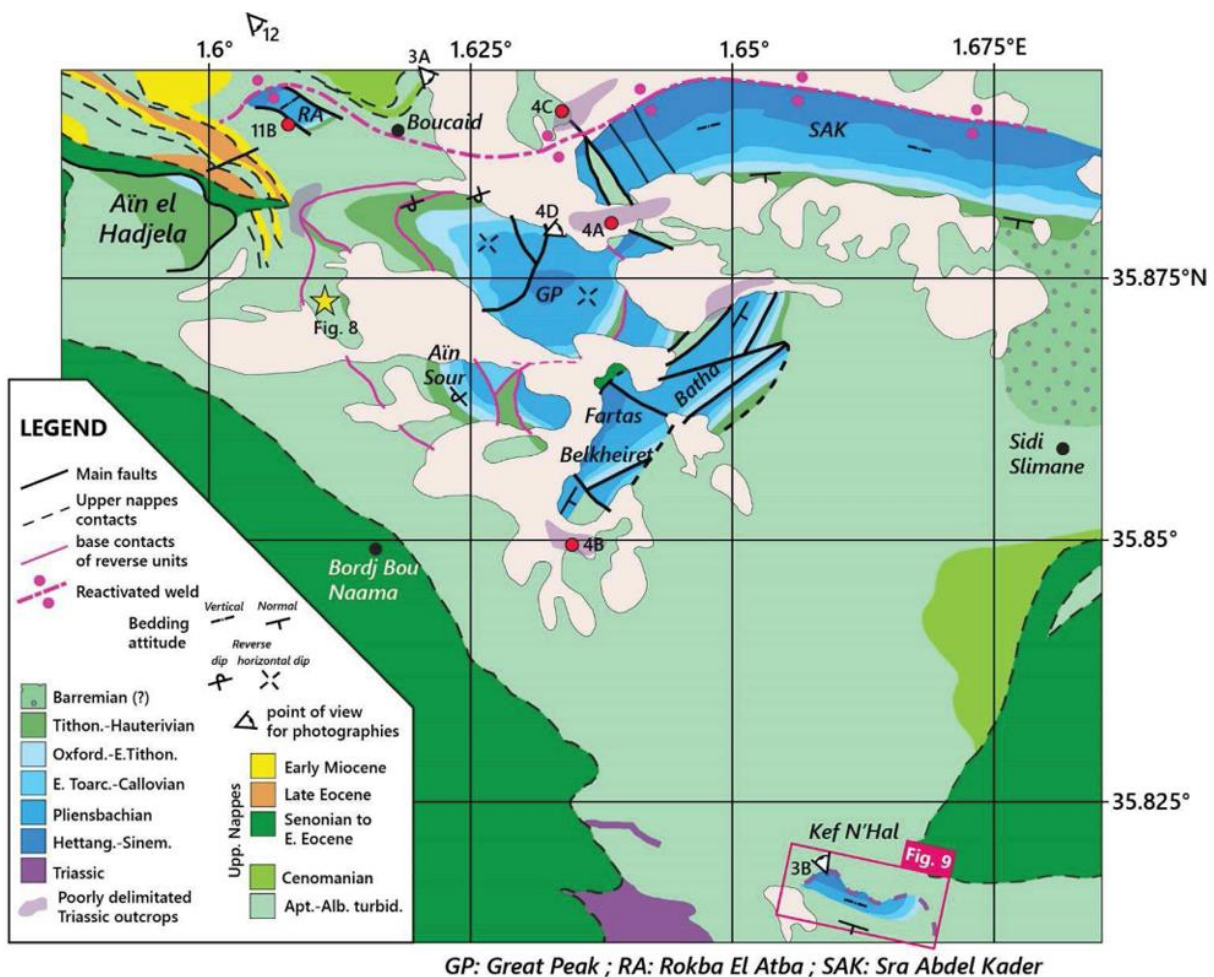


Fig. I-6 : Carte géologique de la Chaîne Culminante de l'Ouarsenis (basée et modifiée d'après Calembert, 1952 ; Mattauer, 1958 ; Tchoumatchenco, 1994). La localisation des affleurements de sel de la Figure 4 et les observations de flûte-casts de la Figure 8 sont indiquées. De plus, les vues panoramiques des Figures 3, 4d et 12 sont indiquées

À l'image de l'ensemble du domaine tellien, la région présente une superposition d'unités autochtones *et* allochtones, disposées sous forme de nappes de charriage. Ces structures sont essentiellement héritées de la phase dite « paroxysmale » des mouvements intra-miocènes, qui a joué un rôle majeur dans l'édification tectonique de la chaîne (Mattauer, 1958 ; Polveche, 1960) (Fig. I-6). Dans ce contexte, les affleurements localisés dans la partie sommitale du massif de l'Ouarsenis sont interprétés comme des structures tectoniquement renversées, appartenant à l'unité para-autochthone. En revanche, ceux observés au niveau du Djebel El Bayadha sont rattachés à l'unité allochthone (Bouchemla *et al.*, 2023).

IV- Historique des recherches dans le massif de l'Ouarsenis : contributions de la biostratigraphie et de la sédimentologie

a- Les premières investigations géologiques du massif de l'Ouarsenis remontent à la fin du 19^e siècle, avec les travaux pionniers de Nicaise (1869), suivis par ceux de Ficheur, et Pomel entre 1889 et 1895, qui ont notamment permis la découverte des premiers fossiles de la région. Parallèlement, les grandes lignes de la structuration tectonique ont été établies par Welsch, Bertrand et Replin à la même période.

Au 20^e siècle, les travaux de Mattauer (1958) ont permis de définir les principales unités lithologiques du Lias, en mettant en évidence une évolution des milieux de dépôt allant de conditions peu profondes (calcaires oolithiques) à des environnements plus profonds (calcaires micritiques). Polvéche (1960) a ensuite précisé la géologie de l'Ouarsenis occidental, en cartographiant en détail la région et en montrant le rôle des calcaires jurassiques comme niveaux rigides lors du charriage des nappes. Plus tard, Benhamou (1996) a affiné la biostratigraphie et l'analyse séquentielle des séries jurassiques de l'Ouarsenis occidental.

Plus récemment, dans sa thèse de doctorat, Sadji (2021) a apporté une contribution significative à la connaissance du Jurassique supérieur de la région de Tiaret et Tissemsilt. Son travail a permis de détailler les caractéristiques sédimentologiques et d'affiner la biostratigraphie des séries étudiées. Il s'est également intéressé à l'origine du faciès rouge noduleux de type *Ammonitico rosso*, en proposant une interprétation liée aux conditions de dépôt et aux processus diagénétiques.

b- Apport récent de la géochimie isotopique dans l'étude des carbonates jurassiques de l'ouest algérien

Les travaux réalisés depuis 2019 ont considérablement amélioré la compréhension de la sédimentologie, de la diagenèse et des signaux isotopiques dans les carbonates jurassiques de l'ouest algérien.

La thèse de Belkhedim (2019) constitue une référence majeure pour le Pliensbachien inférieur des Monts des Traras, en intégrant pour la première fois des analyses isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) combinées à la cathodoluminescence. Cette approche a permis de caractériser les phases de diagenèse précoce et d'identifier différents types de surfaces de discontinuité, tout en démontrant le rôle du $\delta^{13}\text{C}$ comme indicateur des durées d'exposition subaérienne et des cycles sédimentaires. Les résultats isotopiques ont également confirmé l'intérêt du $\delta^{13}\text{C}$ pour discriminer les cycles autocyclus et allocycliques.

Parallèlement, l'étude de Nemra *et al.* (2019) sur le Miocène du bassin du Bas Chélif a mis en évidence l'influence combinée de la matière organique et des processus microbiens (notamment la méthanogenèse) sur les signatures isotopiques, indiquant une précipitation carbonatée précoce en milieu marin peu profond.

Les travaux ultérieurs ont élargi cette approche à des contextes plus vastes. La thèse de Mahboubi (2021) a apporté une contribution essentielle à la compréhension des circulations de fluides dans les carbonates jurassiques de l'Atlas saharien, en montrant que les variations isotopiques traduisent à la fois des conditions marines ouvertes, des apports organiques et des circulations de fluides hydrothermaux, possiblement liés au contexte géodynamique régional.

Dans les Monts de l'Ouarsenis, Sadji (2021) a également développé une approche géochimique complémentaire à ses travaux sédimentologiques et biostratigraphiques. Ses travaux ont permis, pour la première fois, de reconstituer les paléotempératures du Jurassique supérieur à partir du $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur des bélemnites, mettant en évidence des conditions chaudes et relativement stables (Sadji *et al.*, 2021).

Plus récemment, les travaux de Belkhedim *et al.* (2024) ont mis en évidence le rôle des processus microbiens dans la formation des ciments micritiques précoces, tout en soulignant les limites d'interprétation des signatures isotopiques en raison des transformations diagénétiques.

Enfin, la synthèse de Sadji *et al.* (2025) a démontré l'existence d'un lien étroit entre les perturbations du cycle du carbone et les phases de déclin de la production carbonatée au Jurassique, confirmant l'importance des approches isotopiques pour reconstituer l'évolution des systèmes carbonatés.

V-BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL

1- But du travail :

Ce travail vise à contribuer à l'amélioration des connaissances sur le massif de l'Ouarsenis à travers une étude sédimentologique détaillée du Jurassique inférieur de la formation de Djorf Touka, au niveau du Grand Pic. Il s'agit de caractériser les différents faciès lithologiques, d'interpréter les environnements de dépôt et d'en préciser l'évolution au cours du temps. Plus

précisément, ce travail introduit une approche de géochimie isotopique basée sur l'analyse des isotopes stables, afin de reconstituer les paléoenvironnements et d'apporter des contraintes sur les conditions de dépôt.

2- Méthodologie de travail :

a-Recherche bibliographique : elle consiste à la lecture toutes les informations (travaux antérieurs) disponibles ayant une relation avec la géologie des Monts de l'Ouarsenis et du secteur d'étude.

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.

c- Traitement au laboratoire : une trentaine de lames minces ont été confectionnées en Allemagne (Erlangen) et étudiées 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-7).

Texture reconnaissable							Texture non 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 des éléments >2 mm				
<10% de grains	>10% de grains								
Mudstone	Wackestone								Packstone
						Par des organisme qui s'organisent comme des cloisons	Par des organismes incrustés	Par des organisme construisant des tests épais	
						Bafflestone	Bindstone	Framestone	
									

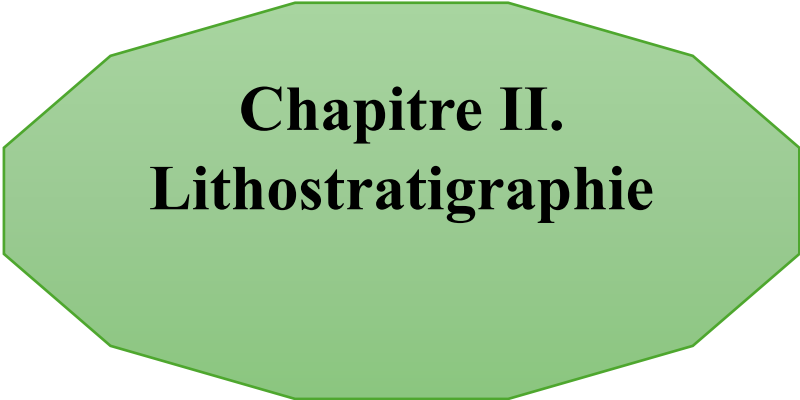
Fig. I-7 : Classification de Dunham, 1962 (in Gary, 2009).

d- Analyses géochimiques.

Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) ont été utilisés afin d'évaluer le signal isotopique de la roche totale dans différents environnements de dépôt. À cet effet, 26 échantillons provenant de la coupe du Grand Pic ont été prélevés par microforage manuel, réalisé à l'aide d'une brosse de dentiste sous loupe binoculaire, en évitant soigneusement les veines de

calcite et les zones recristallisées. Cette méthode a permis d'obtenir environ 5 à 10 mg de poudre par échantillon.

Les analyses isotopiques ont été réalisées au GeoZentrum Nordbayern, au sein de la Friedrich-Alexander-Universität Erlangen–Nürnberg (Allemagne), sous la direction du professeur Axel Munnecke. Les poudres ont été mises à réagir avec de l'acide phosphorique pur à 100 % à une température de 70 °C à l'aide d'un système GasBench II couplé à un spectromètre de masse Thermo Finnigan Five Plus. Toutes les valeurs sont exprimées en pour mille (‰) par rapport au standard V-PDB, en attribuant aux standards NBS19 des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de respectivement +1,95 ‰ et -2,20 ‰, et au standard LSVEC des valeurs de -46,6 ‰ et -26,7 ‰, respectivement. La reproductibilité et la précision analytique ont été contrôlées par des analyses répétées de standards de laboratoire calibrés sur NBS19 et LSVEC, et se sont révélées meilleures que $\pm 0,05$ ‰ (1σ) pour le $\delta^{13}\text{C}$ et $\pm 0,09$ ‰ (1σ) pour le $\delta^{18}\text{O}$. Ces mesures ont été réalisées afin d'apporter des informations sur les conditions paléoenvironnementales et les variations du cycle du carbone au cours de l'intervalle étudié.

A light green octagonal shape with a thin dark green border, centered on the page. It contains the chapter title in black serif font.

Chapitre II. Lithostratigraphie

I-INTRODUCTION ET OBJECTIF

Les dépôts carbonatés du Jurassique inférieur dans le massif des Ouarsenis, en particulier au niveau du secteur du Grande Pic, s'inscrivent dans l'évolution des plates-formes carbonatées nord-africaines développées en marge de la Téthys occidentale.

L'approche lithostratigraphique et l'analyse faciologique, fondées sur l'étude des macrofaciès et des microfaciès, permettent de caractériser les conditions de dépôt et l'évolution des environnements sédimentaires. Toutefois, ces observations peuvent être complétées par l'analyse des isotopes stables du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), qui fournissent des informations précieuses sur les variations des conditions paléoenvironnementales, telles que les changements du niveau marin, de la salinité, de la température des eaux et du cycle du carbone.

L'objectif principal de ce chapitre est donc de réaliser une étude détaillée des formations carbonatées affleurant dans ce secteur à travers une approche intégrée combinant l'analyse lithostratigraphique, l'étude des macrofaciès et des microfaciès, ainsi que l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène, afin de reconstituer les environnements de dépôt et d'identifier les principaux facteurs ayant contrôlé leur évolution.

II- LOCALISATION DE LA COUPE DU GRAND PIC

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 boucaïd 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 : Coordonnées GPS de la coupe étudiée

Coupe	Latitude	Longitude
Grand Pic	X1= 35°52'38"N	Y= 1°37'53"E
	X2= 35°52'50"N	Y2= 1°37'44"W

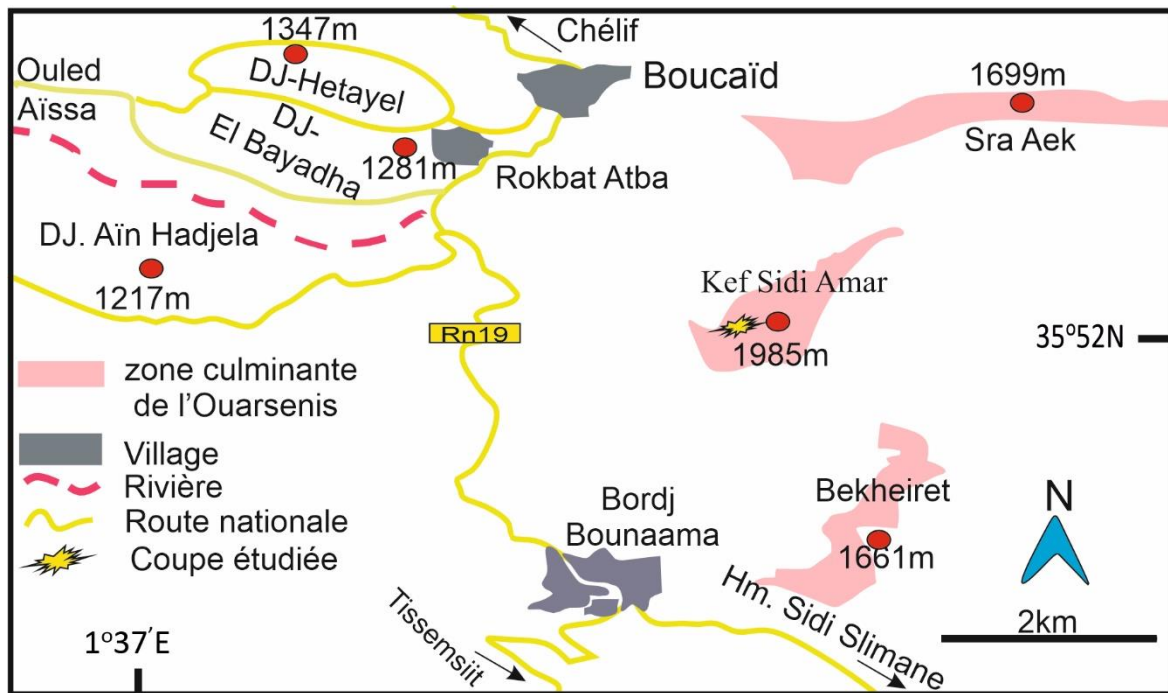


Fig. II-1 : Localisation du secteur étudié près de Boucaïd, nord-ouest de la zone culminante de l'Ouarsenis

III-DESCRIPTION DE LA COUPE ETUDIEE :

Le Jurassique inférieur du secteur du Grand Pic est représenté par trois formations lithostratigraphiques : (i) la Formation de Kef Sid Amar, (ii) la Formation de Djorf Touka et (iii) la Formation de Trig Sidi Ammar. La coupe étudiée, levée dans le secteur du Grand Pic, présente une épaisseur totale d'environ 35 m et concerne les deux premières formations (Fig. II-2 et II-3). Cette succession est affectée par un renversement tectonique ayant entraîné une inversion de la polarité stratigraphique. Ainsi, l'organisation actuelle de la série montre une disposition inverse, caractérisée par le chevauchement des unités les plus anciennes sur les unités les plus récentes (Fig. II-2).

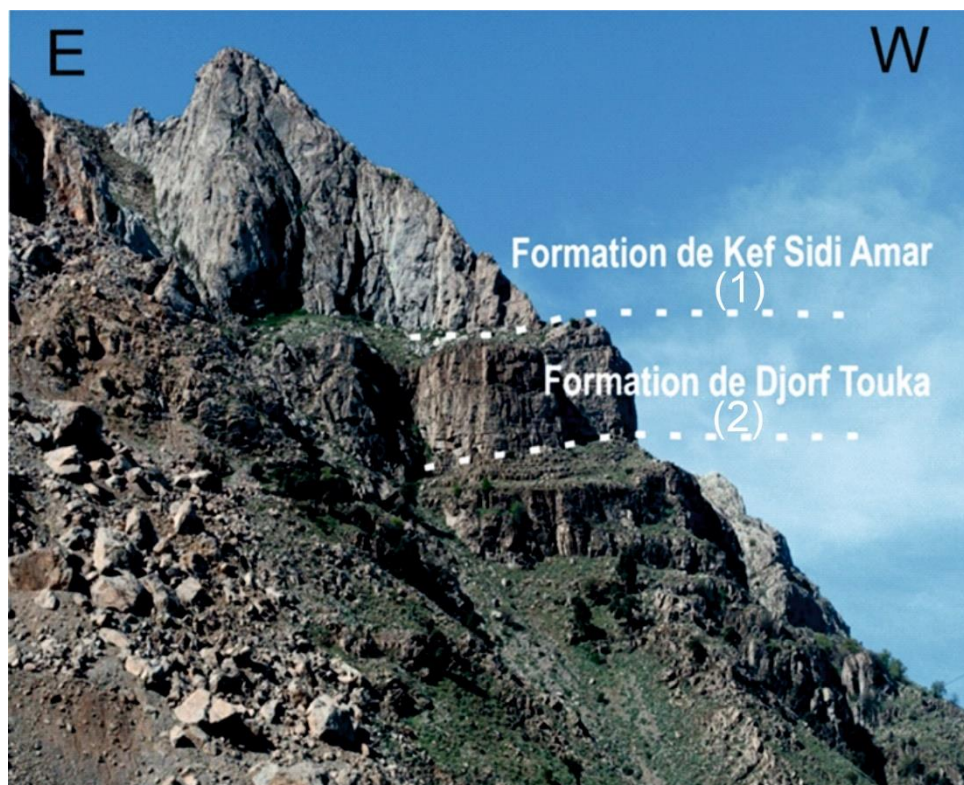


Fig. II-2 : Vue panoramique montrant la formation de Kef Sidi Amar et celle de Djorf Touka (il faut mentionner que la série est renversée ; la formation de Kef Sidi Amar est la plus ancienne)

Légende:			
Composants squelettique	Lithologie	Coloration des membres	Textures
Bioclasts	Calcaires ondulés	Membre des Calcaires Oolithiques	M : Mudstone
	Calcaires	Membre des Calcaires Ondulés	W : Wackstone
Composants non squelettique	Marnes à galets (Conglomérat)	Membre des Calcaires à Lithiotis	P: Packstone
Pésoïdes	Marnes à graviers	Membre de la Falaise micritique	G: Grainstone
Oncoïdes	Karstification	Membre des Alternances marno-calcaires chenalisées	R: Rudstone
Ooïdes	Calcaires à Lithiotis		Cg : Conglomérats
Quartz	calcaires chenalisées		Gv : Graviers
Péloïdes			
Intraclaste			
Structures fenestées			

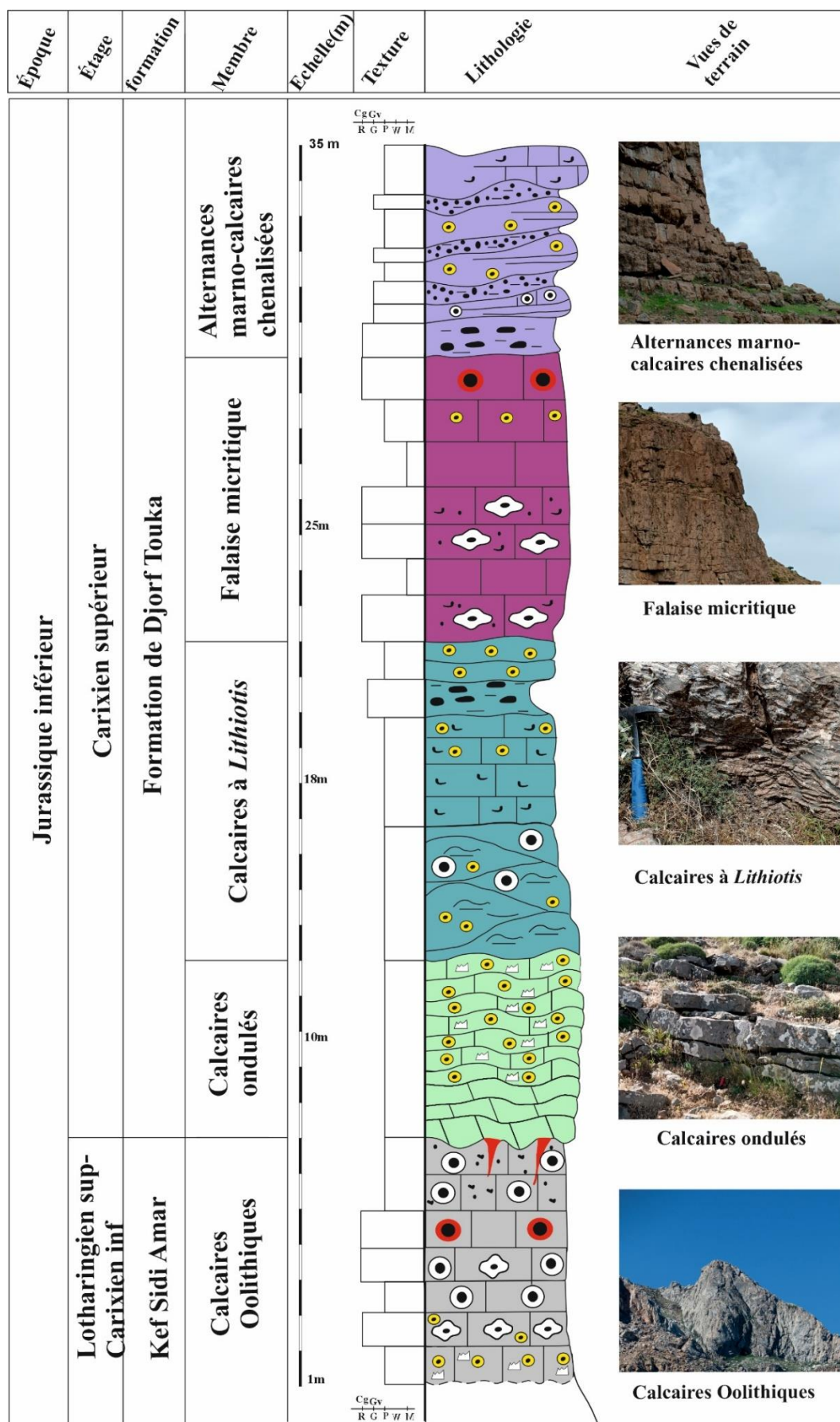


Fig. II-3 : Coupe lithostratigraphique du Grand Pic

1- Formation de Kef Sidi Amar

Cette formation qui 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, seule la partie sommitale du dernier membre, celui des calcaires oolithiques compacts (7 m) a été étudié en détail.

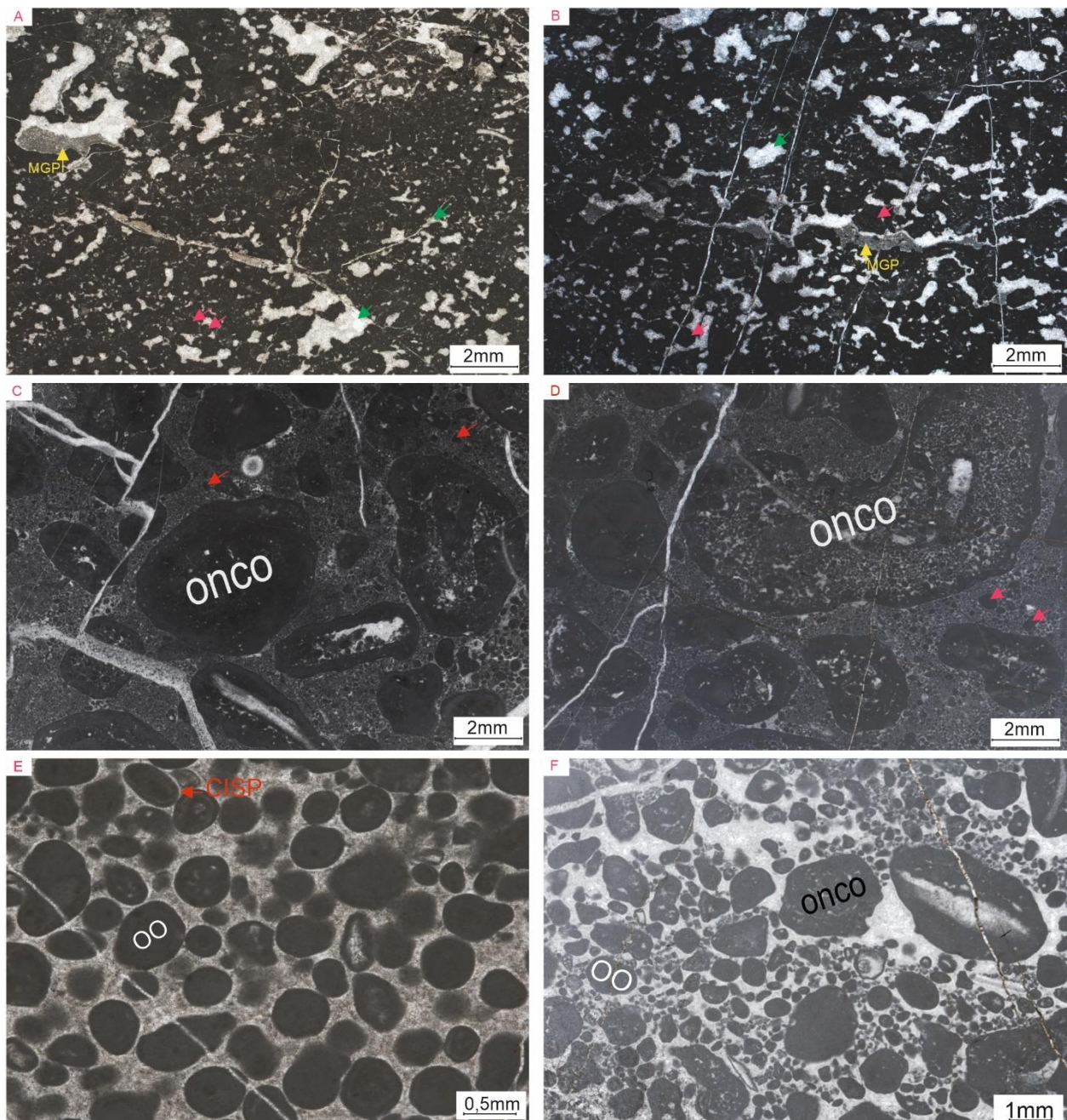


Fig. II- 4: Faciès du membre des calcaires oolithiques. A et B) Calcaires péloïdales (flèches rouges) de texture packstone, montrant des structures fenestrés de type keystone vugs (flèches vertes). Par endroit, ces structures de dessiccation sont remplies partiellement par de la micrite géopétale (flèches jaunes). C, D) Calcaires oncolithiques-péloïdales de texture rudstone. E) Calcaires à oïdes micritique bien classés de texture grainstone. Notons la présence des ciments isopaques (flèches rouges) autour des oïdes. F) Calcaires à oncoïdes et oïdes de texture rudstone.

A la base ce membre est formé 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 est formé par des calcaires péloïdales, de texture packstones à grainstones, montrant fréquemment des structures fenestrées de type *keystone vugs*, dont certains sont remplis par des sédiments internes géopétaux (Fig. II-4A, B). Au-dessus, se superpose des calcaires oncolithiques, mélangés parfois avec des péloïdes formant ainsi une texture rudstone (Fig. II-4C, D). Vers le sommet, la succession évolue vers des calcaires oolithiques massifs, dépourvus de structures sédimentaires visibles. Les ooïdes sont micritiques, bien arrondis et bien classés, emballés dans un ciment sparitique, formant une texture grainstone (Fig. II-4E). Latéralement, ces ooïdes sont associés avec des oncoïdes montrant des contours réguliers formant une texture rudstone (Fig. II-4F). Ces faciès sont surmontés par des croûtes microcristallines laminées de teinte rougeâtre (Fig. II-5A). Celles-ci sont constituées de micrite à microsparite carbonatée présentant des laminations fines et irrégulières (Fig. II-5B) et renfermant localement de nombreuses inclusions détritiques terrigènes (Fig. II-5D). Par endroits, cette micrite rougeâtre s'infiltre vers les niveaux sous-jacents en remplissant des microfractures d'origine karstique (Fig. II-5C) ou en cimentant des intraclastes (Fig. II-5D),

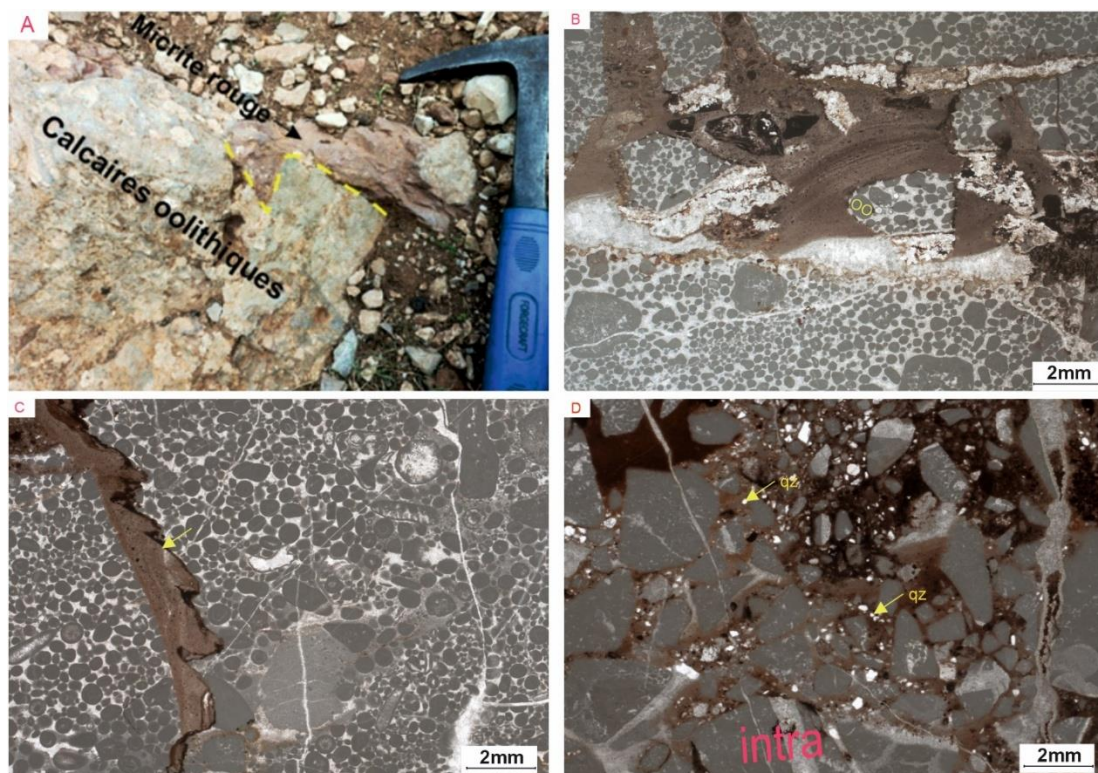


Fig. II- 5. Sommet de la formation de KSA. A) Calcaires oolithique suivis par de la micrite rouge. Cette micrite rouge s'est précipitée après une surface de ravinement due au karstifications. B) En lames minces, on peut voir clairement que les calcaires oolithiques de texture packstone ont été fracturé suite au phénomène de kastification. C) La micrite rouge peut aussi remplir ces microfractures verticalement (flèche jaune). D)

Intraclastes emballés dans une gangue rouge micritique. On note aussi la présence des grains de quartz (flèches jaunes).

2- Formation de Djorf Touka

La Formation de Djorf Touka, datée du Jurassique inférieur (Carixien supérieur), présente une puissance totale de 28 mètres. Cette unité lithostratigraphique se subdivise en quatre membres distincts : (i) membre des Calcaires ondulés, (ii) membre des Calcaires à Lithiotis, (iii) membre de la Falaise micritique et enfin (iv) membre des alternances marno-calcaires chenalisées.

a- Membre des Calcaires ondulés

Le premier membre, d'une épaisseur d'environ 5 m, est constitué de bancs ondulés centimétriques à décimétriques, de teinte grisâtre et présentant une allure globalement ondulée (Fig. II-6A). Sa base, sur environ 1 m, est formée de mudstones dolomitisés, dans lesquels la dolomitisation masque en grande partie les structures sédimentaires originelles, tout en laissant apparaître localement des reliques de textures micritiques (Fig. II-6B). Vers le sommet, ces dolomies évoluent progressivement vers des calcaires péloïdales qui dominent l'essentiel de cet intervalle. Ces calcaires péloïdales sont caractérisés par une texture packstone et présentent par endroits des structures fenestrées de type *keystone vugs* (Fig. II-6C).



Fig. II-6 : Membre des calcaires ondulés de couleur grisâtre. B) En lames minces, les premiers bancs montrent des dolomies dont les cristaux ne sont pas bien développés (anhédraux). C) La partie sommitale de ce membre

est formé par des calcaires péloïdales (flèches rouges) de texture Packstone. Notons la présence des structures fenestrées de type keystone vugs (flèches vertes).

b-Membre des Calcaires à Lithiotis

Ce membre, d'une épaisseur de 9 mètres, est principalement constitué de calcaires à *Lithiotis*.

Il débute par des bancs lenticulaires renfermant de petites accumulations de bivalves des *Lithiotis*, représentés par l'espèce *Lithioperna scutata*. Ces accumulations de *Lithiotis* qui sont disposés principalement horizontalement, (Fig. II-7A), sont emballés dans une matrice micritique et péloïdales, formant une texture packstone (Fig. II-7B). 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 à oolites donnant naissance à une texture packstone (Fig. II-7C).

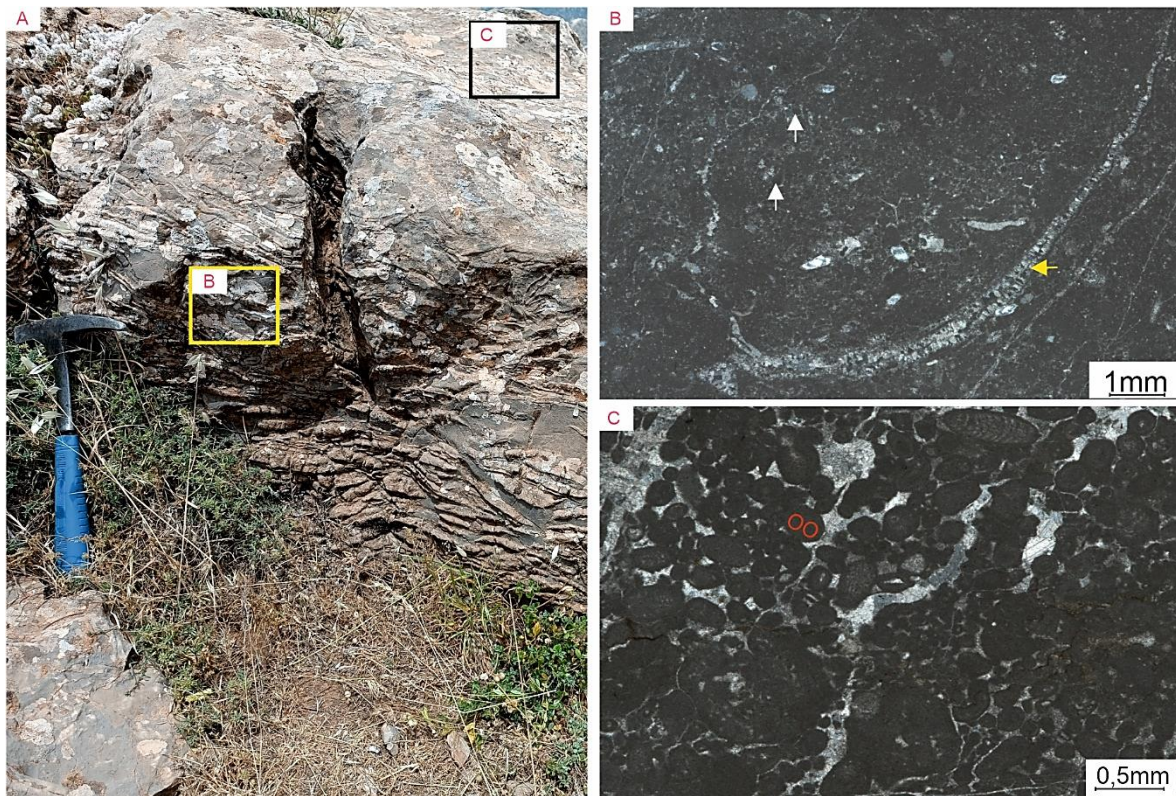


Fig. II-7 : Partie basale du membre des calcaires à *Lithiotis*. A) Les *Lithiotis* qui sont représentés par l'espèce *Lithioperna scutata*, se montrent horizontales et parallèles à la stratification. B) Ces *Lithiotis* (flèches jaunes) sont emballés dans une matrice micritique péloïdale (flèches blanches) de texture packstone. C) Au-dessus, les *Lithiotis* sont moins abondants, et sont emballés dans une matrice micritique de texture packstone.

La partie supérieure de ce membre est constituée de bancs décimétriques à métriques (Fig. II-8A). Ils sont formés soit par de calcaires bioclastiques à texture packstone, soit par des calcaires péloïdales également à texture packstone (Fig. II-8B, C).

Au milieu de ce membre, apparaît un intervalle conglomératique à base ondulée et d'épaisseur variable latéralement. Ces conglomérats sont composés d'éléments carbonatés abondants, en support clastique, bien arrondis et modérément classés, dont la taille varie des graviers aux galets (Fig. II-8D, E). Ces éléments sont emballés dans une matrice marneuse.

Vers le sommet, la succession évolue vers des bancs bien stratifiés, organisés en niveaux centimétriques à décimétriques, constitués de calcaires péloïdales à texture packstone.

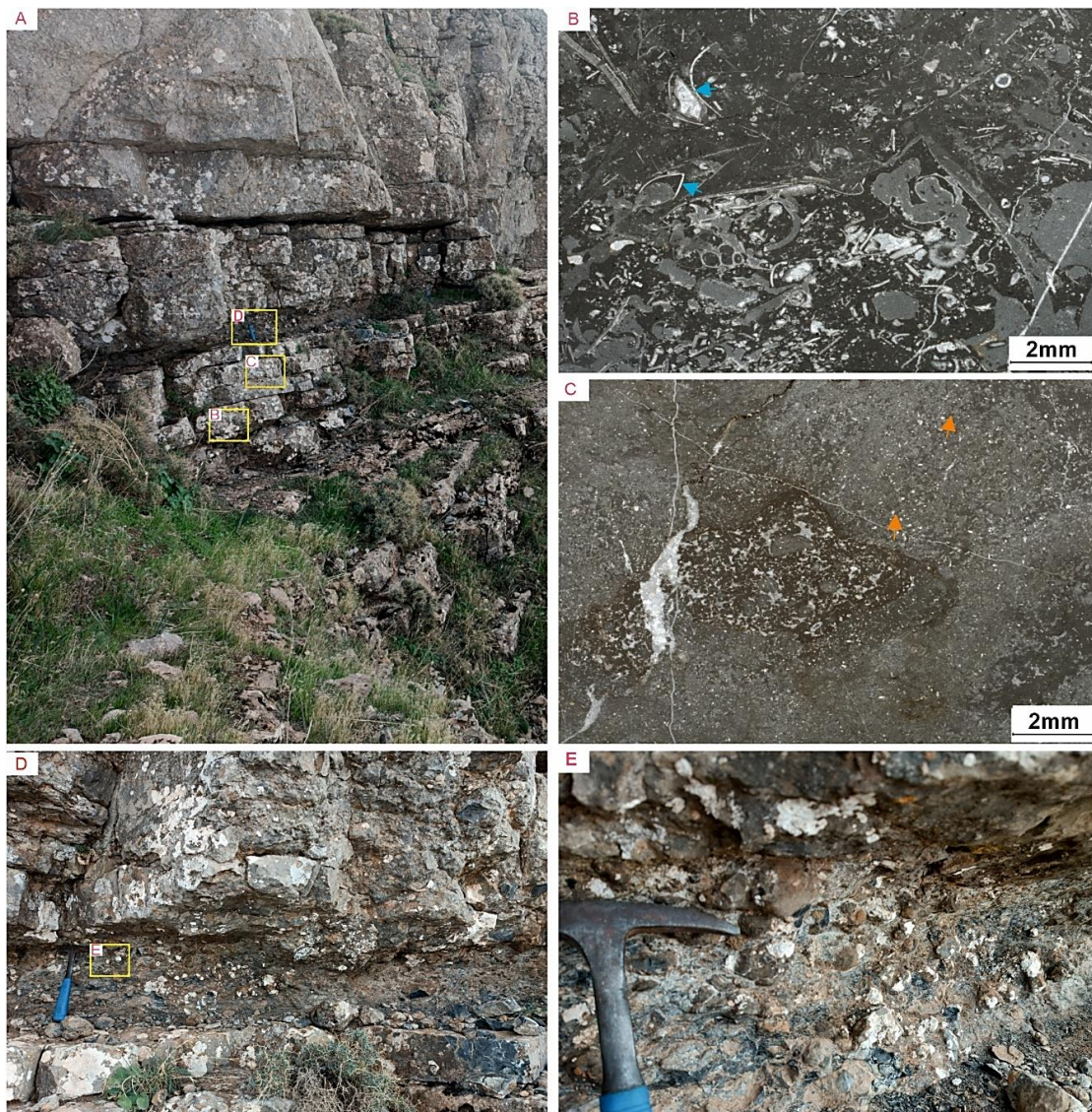


Fig. II-8 : Partie sommitale du membre des calcaires à *Lithiotis*. A) Elle est formée par des bancs de calcaires décimétriques, intercalés par des niveaux conglomératiques. B, C) Les calcaires sont bioclastiques (flèche bleue), ou bien péloïdales (flèches orange), les deux forment une texture packstone. D, E) Les conglomérats sont formés par des éléments carbonatés arrondis de taille de galets et graviers emballés dans une matrice micritique (orthoconglomérats).

c- Membre de la Falaise micritique

Ce membre est formé d'une succession d'environ 8 m d'épaisseur, formant des bancs massifs sous forme d'une falaise (Fig. II-9A). L'étude pétrographique en lame mince a montré que à la

base, cette falaise est dominée par des oncoïdes, associés à des fragments de bioclastes d'algues vertes et de foraminifères. Le tout est emballé généralement dans une matrice micritique donnant naissance à une texture rudstone (Fig. II-9B). Au milieu, on note la prépondérance des calcaires à péloïdes de très petite taille. Ces péloïdes sont enrobés dans une matrice micritique formant ainsi une texture packstone. Vers la partie sommitale de ce membre, apparaissent des calcaires à pisolites bréchifiées donnant naissance à une texture rudstone (Fig. II-9 C).

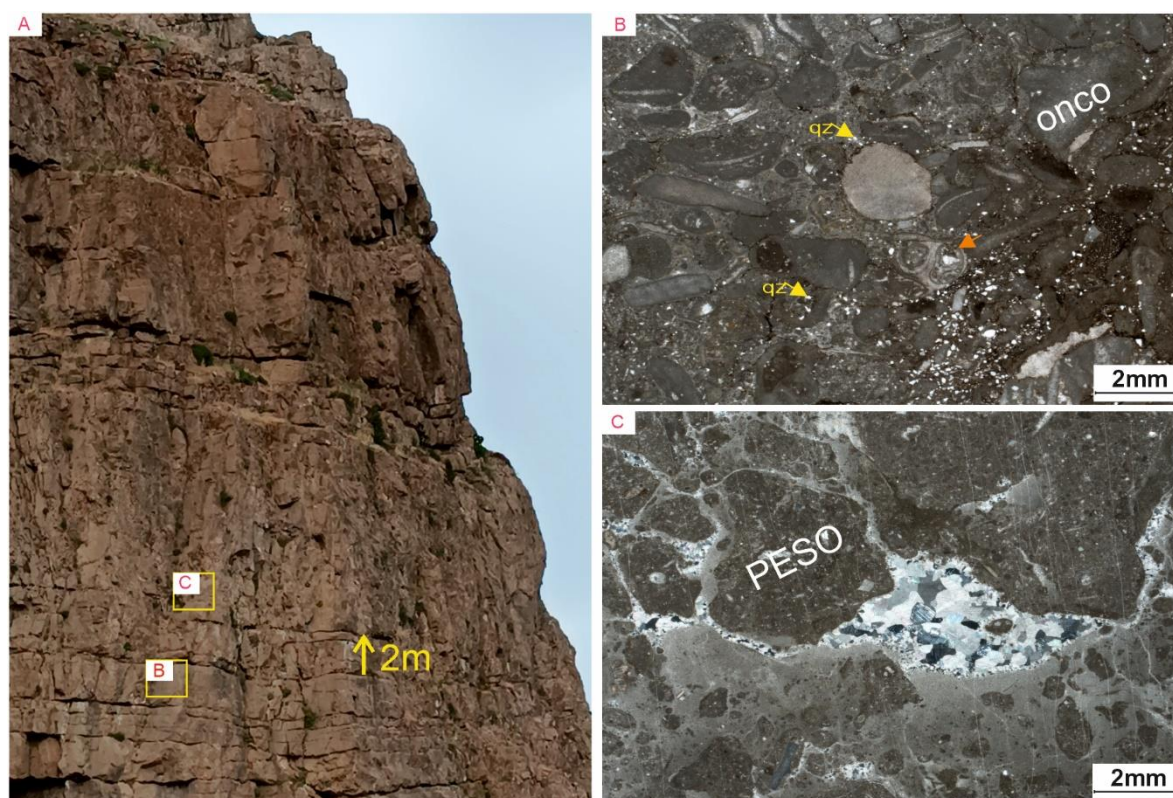


Fig. II-9 : Membre de la falaise carbonatée. A) Vu panoramique de la falaise micritique présentant des bancs décimétriques massifs. B) Calcaires oncolithiques à texture rudstone. Ils sont associés avec quelques bioclastes (flèche orange). Notons aussi la présence de quelques grains de quartz (flèches jaunes). C) Calcaires à pisolites bréchifiées montrant une texture rudstone. L'espace intergranulaire est colmaté principalement par de gros cristaux de sparite.

d-Membre des Alternances marno-calcaires chenalisées

Ce membre présente une épaisseur d'environ 6 m. Il est constitué d'une alternance de chenaux conglomératiques et de bancs calcaires décimétriques (Fig. II-10A). Les conglomérats se présentent sous forme de lentilles dont l'épaisseur varie de 20 cm à 1 m. Ils sont composés, dans un premier niveau, d'éléments de calcaires micritiques mal classés, de taille galets à graviers, puis, dans les niveaux suivants, de graviers et de granules bien arrondis, emballés dans une matrice micritique ou argileuse (Fig. II-10B). Les niveaux carbonatés sont représentés par des bancs décimétriques à oïdes de texture grainstone (Fig. II-10C), ainsi que par des calcaires péloïdaux à texture packstone. La partie sommitale du membre est constituée de bancs

centimétriques, intercalés de joints marneux (Fig. II-10D). Ils sont riches en fragments bioclastiques dominés par les brachiopodes et les bivalves, et présentent des textures de type packstone et/ou rudstone (Fig. II-11 E, F).

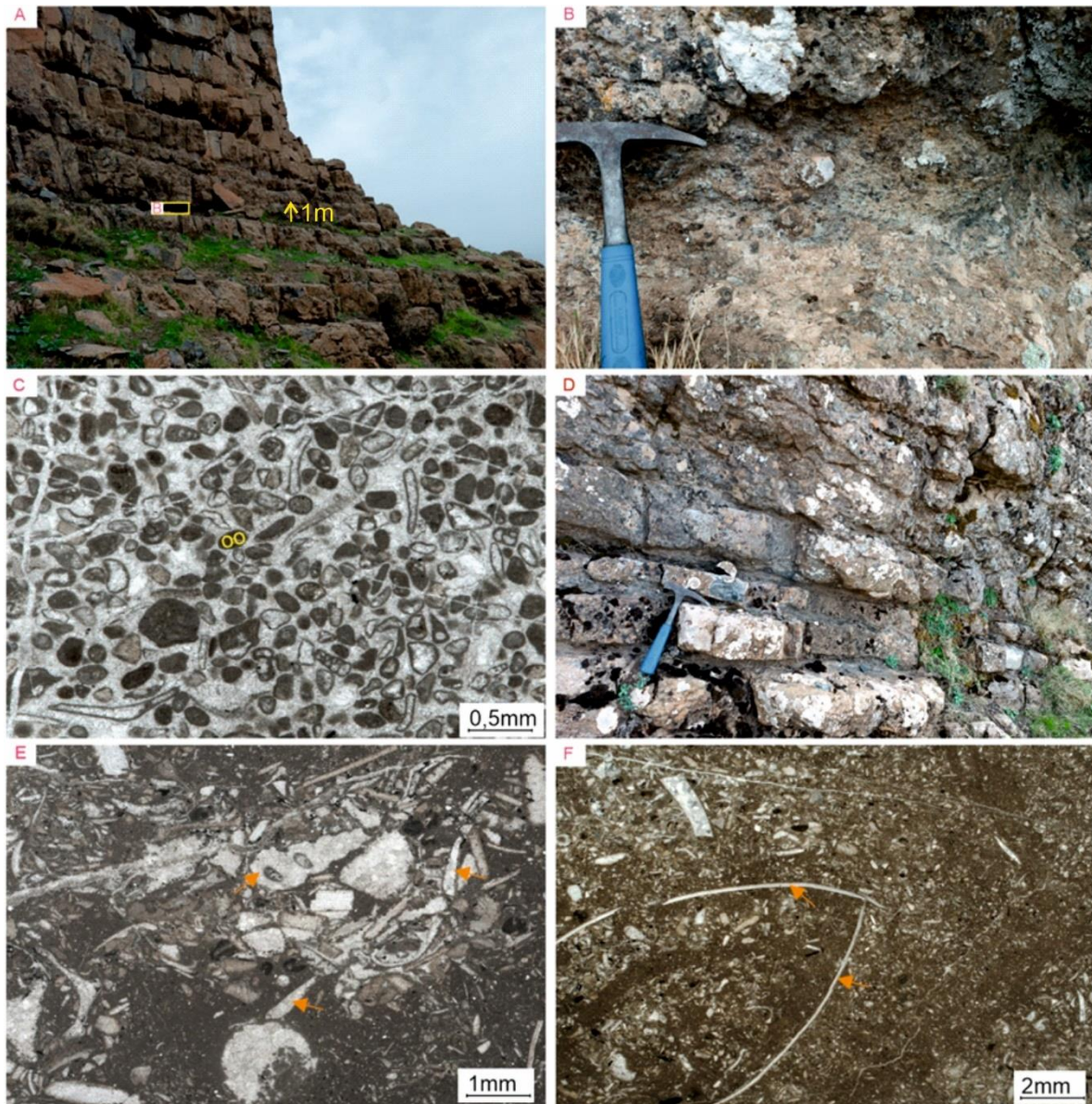


Fig. II-10 : Membre des alternance marno-calcaires chenalisés (Formation de Djorf Touka). A) Les bancs de calcaires sont décimétriques et parfois métriques, alternés avec des marnes conglomératiques chenalisés. B) Premier niveau conglomératique montre des éléments de la taille des galets et graviers emballés dans une matrice marneuse. C) Quelques bancs de calcaires sont formés par des calcaires oolithiques de texture grainstone. D) Alternances des calcaires centimétriques avec des joints marneux formant la partie sommitale de ce membre. E, F) Les calcaires sont très riches en bioclastes (flèche orange) de brachiopodes et gastéropodes, formant ainsi une texture rudstone.

VI- ÉTUDE GEOCHIMIQUE DES ISOTOPES STABLES :

1- Quelques rappels :

a) Concepts fondamentaux et notation δ :

Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène constituent des outils fondamentaux en géochimie sédimentaire pour l'étude des environnements de dépôt et des processus diagénétiques affectant les roches carbonatées (Tucker & Wright, 1990 ; Flügel, 2010).

Les isotopes les plus couramment utilisés sont le ^{13}C et le ^{12}C pour le carbone, ainsi que le ^{18}O et le ^{16}O pour l'oxygène. Les variations naturelles de leurs abondances étant très faibles, les résultats sont exprimés sous forme de valeurs relatives notées δ et exprimées en pour mille (‰) par rapport à un standard international.

La valeur δ est calculée à partir du rapport entre l'isotope lourd et l'isotope léger dans l'échantillon comparé au même rapport dans le standard de référence. Cette notation permet de mettre en évidence les faibles variations isotopiques enregistrées dans les carbonates et de faciliter leur interprétation paléoenvironnementale et diagénétique (Flügel, 2010).

b) Signification paléoenvironnementale du $\delta^{18}\text{O}$:

Le rapport isotopique de l'oxygène constitue un indicateur sensible des conditions physiques du milieu de dépôt. Plusieurs travaux ont montré que les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont influencées notamment par la température et la salinité des eaux lors de la précipitation des carbonates (e.g., Epstein & Mayeda, 1953). Par exemple, une augmentation de la température est généralement associée à un appauvrissement relatif en ^{18}O et conduit à des valeurs plus négatives de $\delta^{18}\text{O}$ (e.g., Epstein & Mayeda, 1953). Par ailleurs, les signatures isotopiques de l'oxygène peuvent être modifiées au cours de la diagénèse. L'infiltration des eaux météoriques ou les phénomènes de recristallisation dans grandes profondeurs sont susceptibles d'altérer le signal isotopique primaire enregistré dans les carbonates (Lohmann, 1988 ; James & Choquette, 1984 ; Andrieu *et al.*, 2018). Ainsi, les valeurs fortement négatives sont fréquemment interprétées comme le résultat d'une influence météorique ou d'une transformation diagénétique lors de l'enfouissement des sédiments (Lohmann, 1988 ; Brigaud *et al.*, 2018).

c) Signification biogéochimique du $\delta^{13}\text{C}$:

Contrairement à l'oxygène, le carbone conserve généralement mieux son signal isotopique initial (Scholle & Arthur, 1980 ; Lohmann, 1988). Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ sont étroitement liées au cycle du carbone et à la matière organique présente dans le milieu de sédimentation (Scholle & Arthur, 1980).

Dans les environnements marins ouverts, les carbonates présentent généralement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ positives ou faiblement positives, reflétant un équilibre avec le réservoir de carbone inorganique dissous de l'eau de mer. À l'inverse, une diminution significative du $\delta^{13}\text{C}$ vers des valeurs négatives peut traduire soit un apport rapide et global de carbone enrichi en ^{12}C , lié à un épisode volcanique majeur et associé à un réchauffement climatique, soit l'influence de fluides diagénétiques enrichis en ^{12}C provenant de la dégradation de la matière organique lors d'épisodes d'émersion locale (Scholle & Arthur, 1980). Par conséquent, les variations isotopiques du carbone constituent un outil précieux pour la reconstitution des paléoclimats et des paléoenvironnements.

d) Émersion et diagenèse :

Les phases d'émersion des plates-formes carbonatées entraînent fréquemment une modification des signatures isotopiques initiales. Selon (Lohmann, 1988), $\delta^{18}\text{O}$. Cette évolution isotopique est souvent utilisée pour reconnaître les surfaces d'émersion l'infiltration des eaux météoriques dans les carbonates peut provoquer une diminution simultanée des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$, les niveaux karstifiés ainsi que certaines discontinuités stratigraphiques majeures (James & Choquette, 1984 ; Lohmann, 1988). L'interprétation conjointe des isotopes du carbone et de l'oxygène permet ainsi de distinguer les signaux liés aux conditions de dépôt de ceux résultant des transformations diagénétiques postérieures, contribuant à une meilleure compréhension de l'histoire géologique des séries carbonatées (James & Choquette, 1984 ; Lohmann, 1988).

2- Résultats des analyses isotopiques de l'oxygène et du carbone de la coupe étudiée :

Les données isotopiques du carbone et de l'oxygène de la coupe étudiée montrent une large variabilité à travers les différents faciès analysés. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sur roche totale varient entre -4,57 et +2,66‰ (Fig. II-11). A la base de la coupe, faisant partie de la formation de Kef Sidi Ammar, les valeurs sont systématiquement positives, variant entre +1,85 et +2,10‰. Vers le sommet de cette formation, au niveau des surfaces karstifiées et surfaces rougeâtres, ces valeurs diminuent brusquement et fluctuent entre -1,45 ‰ et -4,33 ‰ ($\bar{\delta} = -2,17$ ‰). Cette excursion négative est suivie d'une tendance à l'augmentation à la base de la Zone à *Ibex*, dans le faciès ondulé et le faciès à *Lithiotis*, où les valeurs redeviennent majoritairement positives, comprises entre +1,03 et +2,66‰. Toutefois, cette phase est interrompue par une nouvelle excursion négative marquée, qui affecte le reste de la Zone à *Ibex*, avec des valeurs variant de -0,04 à -4,57 ‰ ($\bar{\delta} = -2,57$ ‰). Ces excursions négatives sont principalement associées à des

niveaux conglomératiques bien individualisés au sommet du faciès à *Lithiotis*, au sein desquels est enregistrée la valeur la plus négative ($-4,57\text{ ‰}$). Au-dessus, le reste de la coupe, au niveau des alternances marno-calacires chenalisées, les valeurs sont majoritairement positives, variant entre $+0,49\text{ ‰}$ et $2,63\text{ ‰}$, à l'exception d'un niveau conglomératique au sommet qui montre des valeurs négative de $-0,04\text{ ‰}$.

En revanche, les valeurs isotopiques de l'oxygène sont systématiquement négatives dans l'ensemble des échantillons analysés, variant entre $-3,39\text{ ‰}$ et $-6,08\text{ ‰}$. La valeur la plus appauvrie ($-6,08\text{ ‰}$) est enregistrée au sein des niveaux conglomératiques de la limite Sinémurien–Pliensbachien, tandis que des valeurs relativement moins négatives sont observées dans plusieurs niveaux de la Zone à *Ibex* (environ $-3,39\text{ ‰}$ à $-4,76\text{ ‰}$). Malgré quelques fluctuations locales, la courbe du $\delta^{18}\text{O}$ demeure constamment négative dans l'ensemble des coupes étudiées.

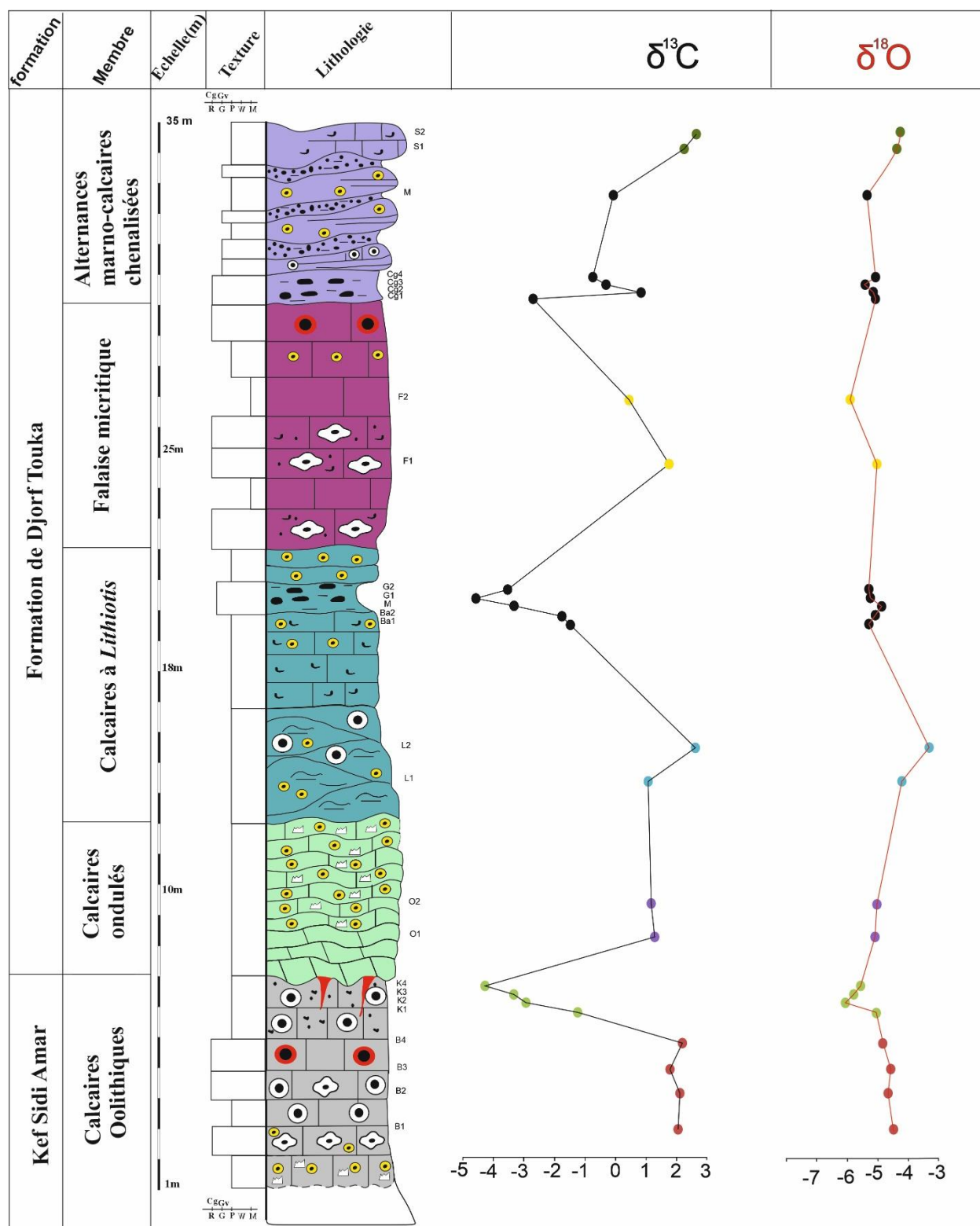
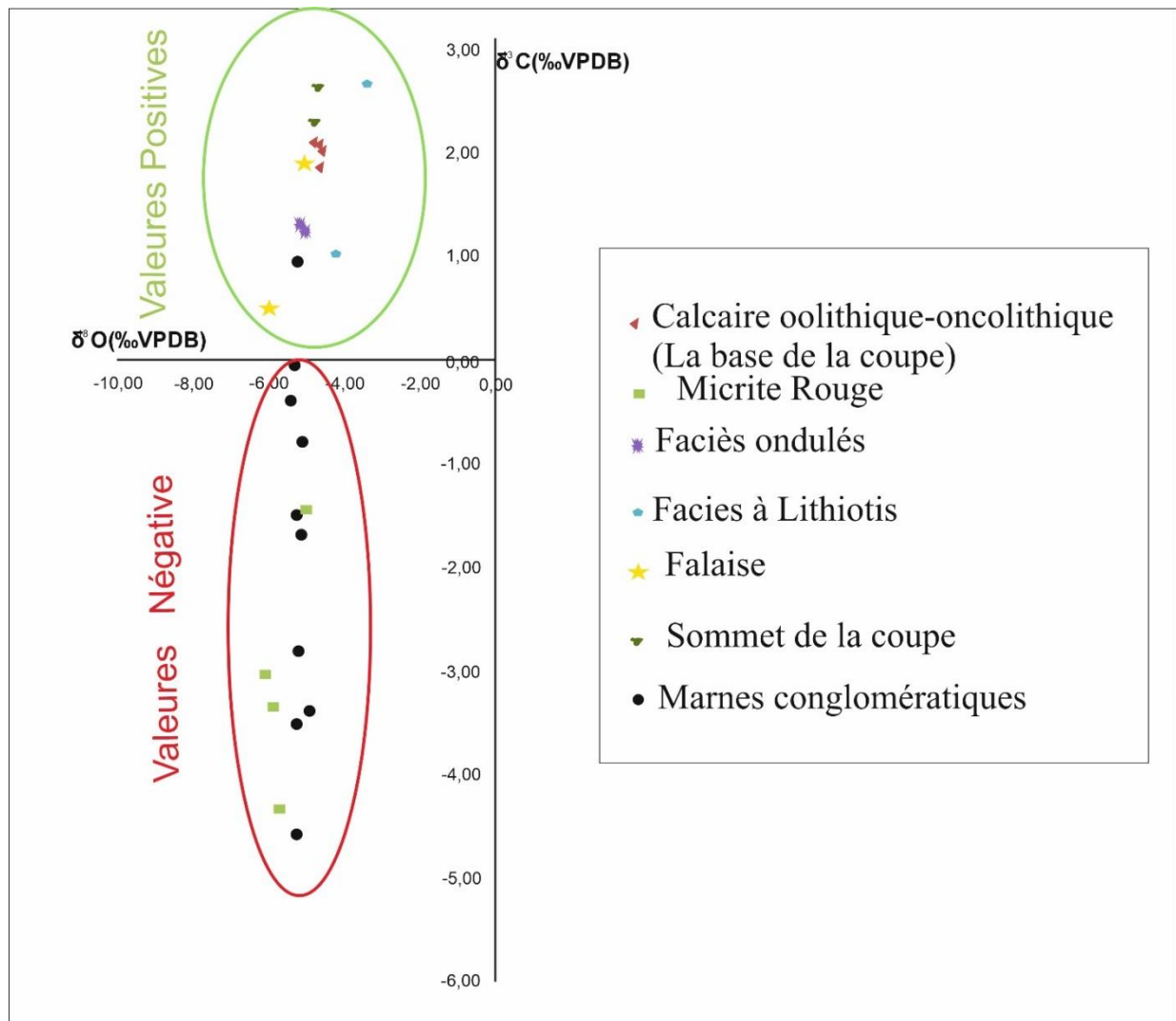


Fig. II-11 : Composition de carbone et d'oxygène de la roche totale (veuillez vous référer à la Fig. II-3 pour la légende de la coupe)

Fig. II-12 : Diagramme de corrélation $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$

V- 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* (Alm  ras & Elmi, 1982 ; Elmi *et al.*, 2003). L'abondance et la diversit   de cet assemblage permettent non seulement une datation pr  cise

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 (Carixien) 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.

**Chapitre III.
Sédimentologie des
faciès**

I- INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à l'analyse sédimentologique des deux premières formations du Jurassique inférieur affleurant dans le secteur du Grand Pic. Cette étude repose principalement sur l'examen des caractéristiques lithologiques observées sur le terrain (macrofaciès) et en lames minces (microfaciès), ainsi que sur l'analyse des isotopes stables du carbone et de l'oxygène. L'ensemble de ces données permettra de caractériser les différents faciès, d'en préciser les conditions de dépôt et de proposer une reconstitution des environnements sédimentaires correspondants.

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).

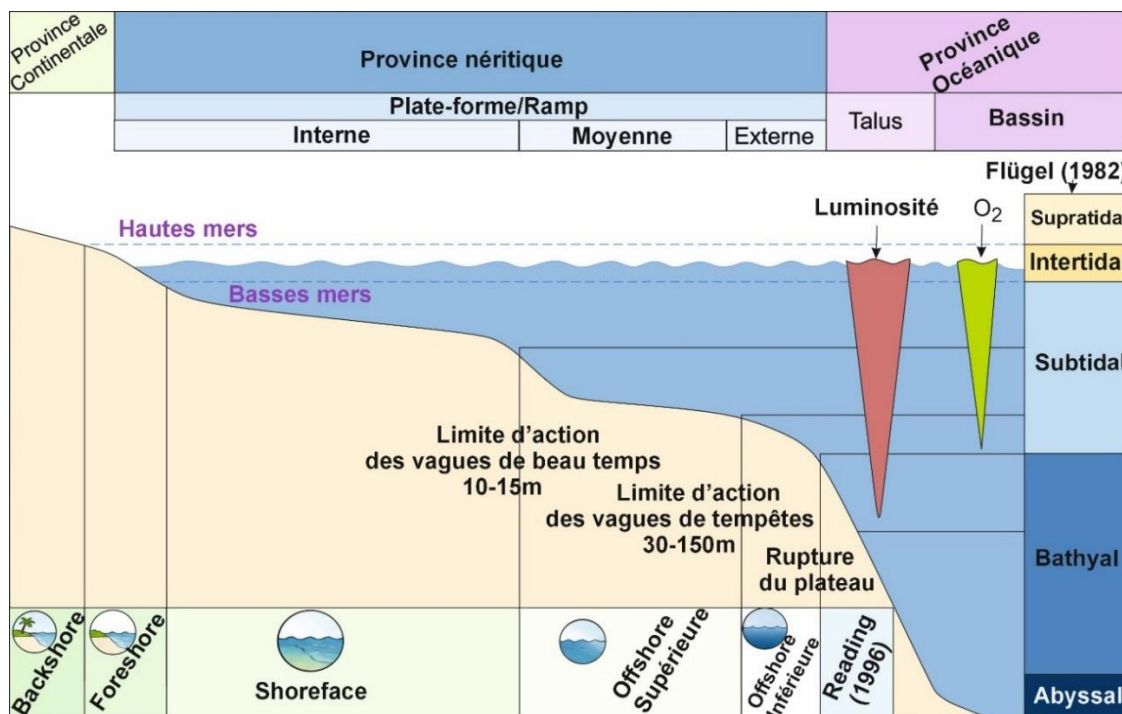


Fig. III-1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés (d'après Reading, 1996 ; Flügel, 1982)

III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION

1- 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 1 : Croûtes rougeâtres microcristallines laminées

Ce faciès coiffe la Formation de Kef Sidi Amar et se développe principalement au sein des cavités karstiques affectant son sommet. Il est constitué de croûtes carbonatées microcristallines laminées, de couleur rougeâtre. La matrice carbonatée renferme d'abondantes particules détritiques terrigènes de taille silt et sable, réparties de manière diffuse au sein des laminations.

Interprétation

Les croûtes laminées rougeâtres à texture micritique et microsparitique constituent des caractéristiques typiques des carbonates pédogénétiques formés en contexte continental. La matrice micritique résulte de l'infiltration de boues carbonatées dans un réseau de fractures karstifiées développé lors d'une phase d'émersion. Sa couleur rougeâtre, associée à la présence de particules terrigènes fines, traduit des processus d'altération subaérienne prolongée et l'incorporation de matériaux détritiques issus des sols ou des terrains environnants.

Faciès 2a : Calcaires péloïdales à keystone vugs

Ce faciès est constitué de bancs calcaires décimétriques observés au sommet de la Formation de Kef Sidi Amar ainsi que dans les premiers niveaux de la Formation de Djorf Touka. Il est dominé par des péloïdes arrondis à subarrondis, présentant un classement moyen. L'espace intergranulaire est comblé par une matrice micritique et un ciment sparitique, conférant à la roche une texture de type packstone. La composante bioclastique est peu abondante et se limite essentiellement à de rares foraminifères benthiques.

Interprétation :

Les péloïdes sont typiques des milieux lagunaires ([Pratt et al. 2012](#)). La présence des structures fenestrées de type keystone vugs 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).

Faciès 2b : Calcaires à pisoïdes bréchifiés.

Ce faciès se trouve au sommet de la formation de Kef Sidi Amar 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 irréguliers, séparés par des fissures de retrait circumgranulaires. L'espace intergranulaire est colmaté par de la spartie donnant ainsi une texture rudstone.

Interprétation

Les calcaires à pisoïdes bréchiques rudstones traduisent des conditions d'exposition subaérienne, typiques des environnements supratidaux et continentaux. Ils pourraient aussi traduire une pédogenèse marquée par le développement de nodules incipients (glæbules) et de fissures de retrait sparitiques (Flügel, 2010).

Faciès 2c : Mudstones dolomitisés

Ce faciès constitue la base de la Formation de Djorf Touka. Il est formé de bancs centimétriques grisâtres à aspect ondulé. À l'échelle microscopique, il correspond à des calcaires fortement dolomitisés, caractérisés par des cristaux anhydreaux à texture xénotopique, où seules de rares reliques de micrite subsistent.

Interprétation

La dolomitisation traduit un remplacement diagénétique précoce des carbonates sous l'effet de circulations de fluides magnésiens (Tucker & Wright, 1990 ; Flügel, 2010). Ce phénomène est fréquent dans les environnements supratidaux soumis à une forte évaporation et à des épisodes d'émersion (Purser, 1980 ; Walker & James, 1992).

Faciès 2d : Conglomérats monogéniques

Ce faciès est observé au sommet du Membre des calcaires à *Lithiotis* ainsi qu'au sommet du Membre de la Falaise calcaire. Il est constitué de clastes carbonatés emballés dans une matrice marneuse. Les éléments, bien arrondis et de taille variable (du gravier aux galets),

correspondent principalement à des fragments de calcaires micritiques remaniés. Les dépôts présentent localement des géométries chenalisées et des variations latérales d'épaisseur.

Interprétation

Ce faciès résulte du remaniement de dépôts carbonatés peu profonds sous l'action d'événements à forte énergie. Les clastes carbonatés arrondis traduisent une érosion et un transport répétés de matériaux micritiques préexistants. Leur emballage dans une matrice marneuse indique des phases de décantation entre des épisodes énergétiques, probablement liés à des tempêtes. Les géométries chenalisées et les variations d'épaisseur témoignent d'écoulements épisodiques à forte énergie.

Faciès 3a : Calcaires oncolithiques

Ce faciès est présent dans les deux formations étudiées. Il est constitué de calcaires riches en oncoïdes de grande taille (1 à 3 cm), à surfaces irrégulières, associés localement à des péloïdes. L'espace intergranulaire est comblé par une matrice micritique, conférant à la roche une texture de type rudstone.

Interprétation

Les oncoïdes se développent préférentiellement dans des milieux ouverts à faible taux d'accumulation sédimentaire, caractérisés par des eaux peu profondes, bien oxygénées et à salinité normale, typiques des plateformes et rampes carbonatées internes ([Vincent, 2001](#) ; [Védrine et al., 2007](#) ; [Pederson et al., 2015](#)). La morphologie irrégulière des oncoïdes, associée à la dominance d'une matrice micritique comblant l'espace intergranulaire, traduit des conditions de dépôt à faible énergie, où la sédimentation fine prédomine et limite le remaniement des grains ([Flügel, 2010](#)).

Faciès 3b : Calcaires bioclastiques à gastéropodes

Ce faciès apparaît dans la Formation des Calcaires de Djorf Touka, au niveau du membre des calcaires à *Lithiotis*. Il est représenté par des bancs centimétriques précédant les niveaux conglomératiques. À l'échelle microscopique, il est constitué de calcaires très riches en bioclastes, notamment des gastéropodes, enrobés dans une matrice micritique, formant une texture de type packstone.

Interprétation

Les calcaires à gastéropodes sont caractéristiques d'environnements lagunaires. La présence d'une matrice micritique confirme un hydrodynamisme faible, généralement associé à des milieux abrités tels que les lagons.

Faciès 3c : Calcaires à *Lithiotis* horizontales

Ce faciès est identifié dans la Formation de Djorf Touka, directement au-dessus des calcaires ondulés. Il est représenté par des bancs décimétriques (15–30 cm) constitués d'accumulations très denses de coquilles articulées de *Lithioperla scutata*, disposées horizontalement et parallèles à la stratification. Les valves sont généralement liées par une matrice micritique, conférant à la roche une texture de type rudstone.

Interprétation.

Les *Lithiotis* en position horizontale peuvent indiquer une accumulation dans des chenaux dans la zone inter-supratidal (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 (Posenato et Masetti 2012).

Faciès 3d : Calcaires micritiques**Description**

Ce faciès correspond à quelques bancs centimétriques à décimétriques au sein de la Formation de Djorf Touka. À l'échelle microscopique, il est dominé par des calcaires de texture mudstone, contenant localement de rares péloïdes. Quelques bioclastes, notamment des foraminifères benthiques, sont également présents, conférant par endroits une texture de type 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 4a : Calcaires oolitiques

Ce faciès occupe la partie sommitale de la Formation de Kef Sidi Amar. 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, alors de 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 brachiopodes

Ce faciès apparaît au niveau de la Formation des Calcaires de Djorf Touka. Il est constitué de bancs centimétriques, localement séparés par de minces niveaux marneux. À l'échelle microscopique, il correspond à des calcaires très riches en bioclastes, notamment des brachiopodes et des gastéropodes, formant une texture de type rudstone.

Interprétation

Ce faciès riche en bioclastes à matrice micritique est interprété comme des dépôts de tempête (tempestites), mis en place lors d'épisodes énergétiques ponctuels, puis préservés durant des phases de calme hydrodynamique favorisant la décantation et l'accumulation des fines particules carbonatées.

Faciès 5b : Marnes

Ce faciès est constitué de marnes grisâtres à beiges alternant localement avec de fins bancs calcaires et présentant parfois des structures chenalisées.

Interprétation

Les marnes résultent de la décantation des particules fines dans un environnement calme à faible énergie hydrodynamique ([Reading, 1996](#)).

IV- APPORT DE L'ÉTUDE DES ISOTOPES STABLES À L'INTERPRÉTATION DES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS :**1- Isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$)****a- Niveaux karstiques (Formation de Kef Sidi Ammar)**

Les données sédimentologiques obtenues dans la présente étude montrent que le sommet de la Formation de Kef Sidi Amar, est coiffé par des surfaces karstifiées associées à des horizons riches en micrites rouges interprétés comme des paléosols. Ces caractéristiques, bien documentées dans cette étude témoignent d'épisodes d'émersion de la plateforme carbonatée liés à des chutes relatives du niveau marin ([Benhamou, 1996](#)).

Ces niveaux karstiques à paléosols sont marqués par des excursions négatives du $\delta^{13}\text{C}$. En fait, on sait que les roches qui ont subi des émergences pourraient être altérées par l'agressivité des fluides en provenance du continent (sol), chargés de CO_2 ou riche en matière organique (isotopiquement légère), et par conséquent pourraient avoir des valeurs plus négatives que l'eau de mer ([Immenhauser et al., 2008](#)). Par conséquent, les valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ enregistrées au niveau de ces surfaces peuvent être interprétées comme le résultat d'une diagenèse météorique active durant les phases d'émersion. L'infiltration des eaux météoriques à travers les horizons pédogéniques, enrichis en CO_2 issu de la décomposition de la matière organique du sol, a probablement conduit à l'introduction du ^{12}C . Ce processus a entraîné un appauvrissement progressif des carbonates en ^{13}C , déplaçant ainsi les valeurs vers des signatures négatives caractéristiques des environnements d'altération subaérienne ([Immenhauser et al., 2008](#) ; [Andrieu et al., 2018](#) ; [Belkhedim et al., 2019](#)). Ces valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ sont combinées avec des valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$, ce qui confirme une recristallisation à partir des fluides météoriques ([Da Silva & Boulvain, 2008](#)).

b- Niveaux conglomératiques (Formation de Djorf Touka)

Les niveaux conglomératiques observés dans la Formation de Djorf Touka, au sein de la Zone à *Ibex* (Pliensbachien inférieur), présentent une signification paléoenvironnementale complexe. Sur la base des seuls critères sédimentologiques, leur interprétation demeure incertaine. En effet, ces dépôts peuvent aussi bien résulter d'événements de tempêtes en milieu subtidal, capables de remanier et redistribuer les sédiments carbonatés, que s'être formés dans un contexte intertidal à supratidal associé à des phases d'émersion à une faible tranche d'eau. Cette dualité d'interprétation rend la reconstitution paléoenvironnementale incertaine lorsqu'elle repose uniquement sur les données faciologiques.

Dans ce contexte, les données isotopiques du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) constituent un élément clé pour contraindre l'environnement de dépôt. À l'échelle régionale et globale, la Zone à *Ibex* est caractérisée par des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ majoritairement positives (Jenkyns *et al.*, 2002 ; Korte & Hesselbo, 2011), ce qui traduit un signal marin relativement stable. Ainsi, les excursions négatives observées dans les niveaux conglomératiques de la présente étude ne semblent pas refléter une perturbation globale du cycle du carbone, mais plutôt des processus locaux affectant la rampe carbonatée.

L'interprétation la plus probable de ces valeurs négatives est liée à l'impact de la diagenèse météorique lors des épisodes de baisse relative du niveau marin. Les niveaux conglomératiques étudiés se sont déposés dans des environnements intertidaux à supratidaux, fréquemment soumis à des phases d'émersion temporaires. Lors de ces épisodes, les eaux météoriques pouvaient s'infiltrer dans les sédiments et transporter du CO_2 issu des sols, ainsi que de la dégradation de la matière organique. Cet apport en carbone isotopiquement léger (^{12}C) a conduit à un appauvrissement des carbonates en ^{13}C et, par conséquent, à des valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ (Allan & Matthews, 1982 ; Christ *et al.*, 2012 ; Andrieu *et al.*, 2018).

Par ailleurs, il convient de noter que certains niveaux de la zone inter- à supratidale présentent également des valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$. Ces signatures positives pourraient traduire soit des épisodes d'exposition très brefs ayant limité l'infiltration des eaux météoriques (Coimbra *et al.*, 2009), soit une précipitation carbonatée en domaine vadose météorique sans développement d'un sol permanent, limitant ainsi les échanges isotopiques avec le CO_2 du sol

(Andrieu *et al.*, 2018). Dans ces conditions, seule une faible modification, voire une absence d'altération du signal isotopique du carbone est observée.

Ainsi, la combinaison des données sédimentologiques et isotopiques permet de mieux comprendre l'environnement de dépôt des niveaux conglomératiques et de démontrer l'importance des processus diagénétiques météoriques dans la modification locale des signaux géochimiques.

Isotopes d'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)

Les valeurs isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) mesurées dans les carbonates de roche totale doivent être interprétées avec prudence en raison de leur forte sensibilité à plusieurs facteurs, à la fois primaires et secondaires. En effet, ce signal dépend initialement (i) de la température de l'eau de mer et (ii) de la composition isotopique de cette eau au moment de la précipitation des carbonates. Ces paramètres peuvent évoluer indépendamment, ce qui rend l'interprétation directe du signal isotopique complexe.

Par ailleurs, les carbonates sont fréquemment soumis à des modifications diagénétiques post-dépositionnelles. Ainsi, au cours de l'enfouissement ou lors de phases d'émersion, les fluides interstitiels circulants, riches en oxygène, peuvent interagir avec les phases carbonatées et induire des rééquilibrages isotopiques. Ce processus est susceptible de modifier de manière significative la signature originelle du $\delta^{18}\text{O}$, en masquant les conditions environnementales primaires.

De ce fait, dans le cadre de la présente étude, les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ observées dans l'ensemble des sections ne sont pas interprétées comme le reflet direct des conditions de l'eau de mer jurassique. Elles sont plutôt considérées comme le résultat d'une surimpression diagénétique, liée à des échanges isotopiques entre les carbonates et les fluides post-dépositionnels.

Cependant, il convient de noter que les bioclastes à tests calcitiques non altérés pourraient préserver un signal isotopique primaire mieux conserve (e.g., Sadjji *et al.*, 2021). Leur relative résistance à la recristallisation et à l'échange isotopique permet en effet de maintenir une signature plus proche des conditions initiales de précipitation. Cette observation est conforme aux conclusions de la littérature, qui soulignent les limites du $\delta^{18}\text{O}$ de roche totale pour les

reconstructions paléoenvironnementales et recommandent, lorsque cela est possible, l'utilisation de phases carbonatées peu altérées (Weissert *et al.*, 2008).

V- 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 rencontrés dans les formations étudiées, quatre associations peuvent être distingués, allant du cône alluvial jusqu'au rampe externe (Tab. III-2 ; Fig. III-2).

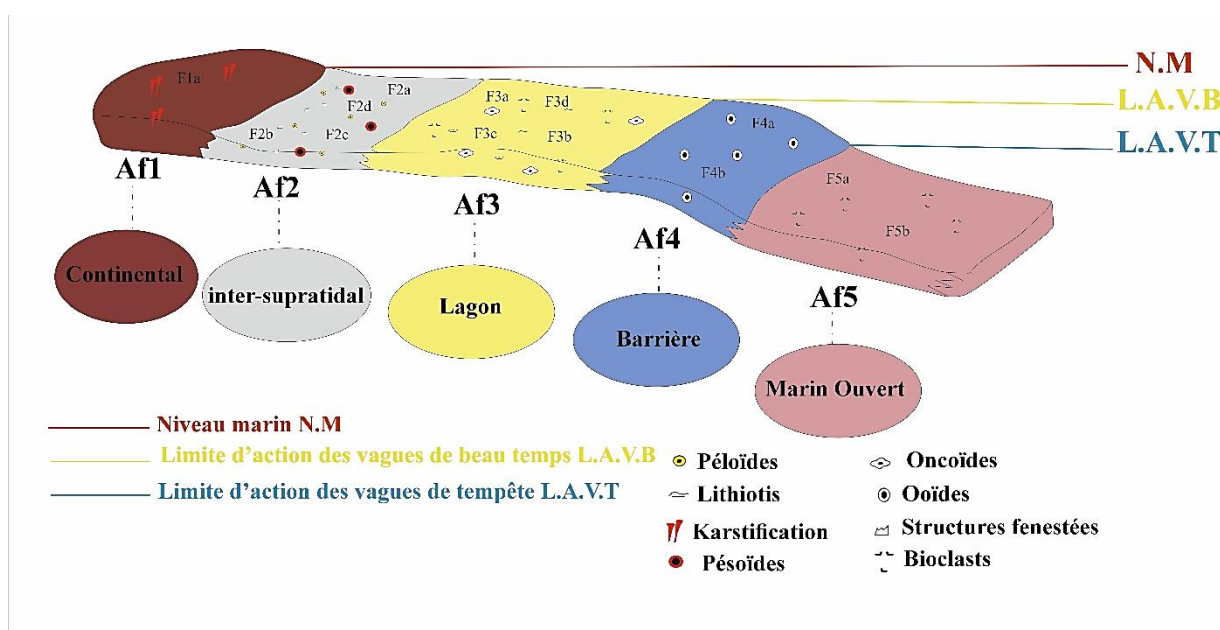


Fig. III-2 : Modèle sédimentologique synthétique des environnements de dépôt du Jurassique inférieur (Secteur du Grand Pic, Ouarsenis)

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.

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

Cette association caractérise le sommet de la formation de Kef Sidi Amar, ainsi que la formation de Djorf Touka. Elle est représentée par trois faciès. Les calcaires peloïdales de texture packstone montrant des structures fénestrées (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 pisoïdes 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 continentaux. 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. Les conglomérats monogéniques (faciès 2d) pourraient refléter un remaniement au sein d'une rampe interne très peu profonde, près du continent, au sein d'un environnement allant de supratidal à l'intertidal.

3- Association de faciès 3 (AF3) : lagon

Cette association est représentée par six faciès : calcaires à oncoïdes (3a), calcaires bioclastiques à gastéropodes (3b), calcaires à accumulations de *Lithiotis* (3c) et calcaires à micritique (3d). La présence d'oncoïdes, de péloïdes, 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 *Lithiotis* d'Italie et de Slovénie (Posenato & Masetti, 2012 ; 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 (Lee, 1983 ; Benhamou, 1996). 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) et calcaires à bioclastes et ooïdes packstone (4b). 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 5 (AF5) ; marin ouvert

Cette association regroupe des rudstones riches en brachiopodes (faciès 5a) ainsi que des joints marneux (faciès 5b). L'abondance des brachiopodes indique un milieu marin ouvert, bien oxygéné et soumis à un hydrodynamisme relativement élevé. Les surfaces érosives et la géométrie irrégulière de certains bancs témoignent de dépôts de tempête (tempestites), tandis que les niveaux marneux marquent des phases plus calmes. Dans l'ensemble, cette association caractérise la partie proximale d'une rampe moyenne ouverte, sous conditions marines normales.

TAB.III-2 : Tableau récapitulatif des faciès, association de faciès et environnements

Association de faciès	Faciès	Paléoenvironnements
Association de faciès 1 (AF1)	.Croûtes rougeâtres microcristallines laminées	Continental
Association de faciès 2 (AF2)	. Calcaires péloïdales à keystone vugs . Calcaires à pisoïdes bréchifiés Rudstones . Mudstones dolomitisés . Conglomérats monogéniques	Inter-supratidal
Association de faciès 3 (AF3)	. Calcaires oncolithiques . Calcaire bioclastique à gastéropodes . Calcaires à <i>Lithiotis</i> horizontaux . Calcaires micritiques mudstone / wackestone	lagon
Association de faciès 4 (AF4)	. Calcaires oolithiques grainstone / packstone.	Barrière
Association de faciès 5 (AF5)	.Calcaires bioclastiques à brachipodes . Marnes	Marin ouvert (rampe médiane)

VI- ÉVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DANS LE SECTEUR D'ETUDE

L'étude sédimentologique détaillée de la coupe du Grand Pic a permis de reconstituer l'évolution des milieux de dépôt au cours du Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur à moyen. Les variations lithologiques observées traduisent des modifications importantes des conditions environnementales, contrôlées principalement par les fluctuations du niveau marin relatif et par l'évolution de la dynamique sédimentaire de la rampe carbonatée.

À la base de la succession, les dépôts sont dominés par des faciès carbonatées supratidales à intertidales, caractérisés par des indices fréquents d'émersion subaérienne. Ces faciès témoignent d'un environnement très peu profond, soumis à des phases répétées d'exposition et de réinondation, favorisant localement le développement de structures liées à la diagenèse précoce. Vers le sommet, une augmentation progressive de l'espace d'accommodation est enregistrée par l'installation de milieux lagunaires peu profonds et des hauts-fonds oolithiques. Ces dépôts sont recouverts par des faciès lagunaires et des systèmes de hauts-fonds oolithiques (shoals), développés dans un environnement marin peu profond à faible ou moyenne énergie. Ces derniers traduisent une production carbonatée active au sein d'eaux bien oxygénées et de salinité normale. Cette tendance transgressive est temporairement interrompue par une phase régressive majeure, matérialisée par la mise en place de dépôts continentaux représentés par des croûtes pédogénétiques, et des surfaces d'émersion. Ces faciès témoignent d'une exposition prolongée de la rampe, lié à une baisse significative du niveau marin relatif.

Par la suite, une nouvelle phase transgressive entraîne la réinstallation des conditions marines peu profondes et la reprise de la sédimentation carbonatée. Les faciès intertidaux et lagunaires réapparaissent progressivement, marquant la restauration des environnements de plateforme et le retour de conditions favorables à la production carbonatée.

Ainsi, l'ensemble de la succession reflète une évolution paléoenvironnementale complexe, marquée par l'alternance de phases transgressives et régressives ayant contrôlé la répartition des différents faciès. Cette organisation verticale met en évidence la forte sensibilité de la rampe carbonatée aux variations du niveau marin relatif durant le passage Sinémurien–Pliensbachien et fournit un cadre essentiel pour comprendre l'évolution sédimentologique associée à cet intervalle stratigraphique.

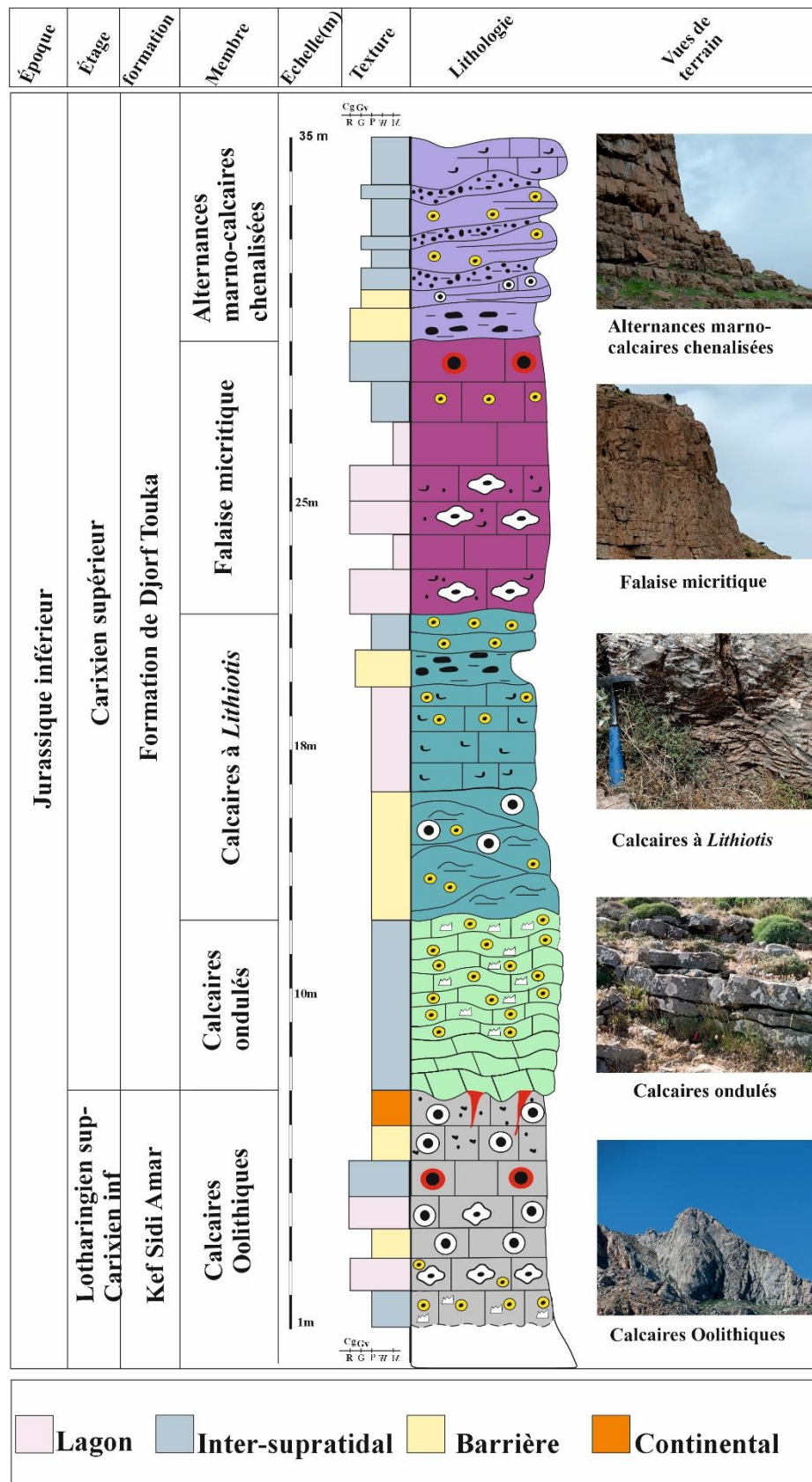


Fig .III-3 : Coupe lithostratigraphique du Grand Pic



Conclusions générales

Conclusions générales

Au terme de cette étude portant sur les formations du Jurassique inférieur du secteur du Grand Pic, plusieurs résultats ont été obtenus à partir des observations de terrain, de l'étude lithostratigraphique, sédimentologique, et géochimique.

L'étude lithostratigraphique a permis l'identification des formations de Kef Sidi Amar et de Djorf Touka attribuées respectivement au Sinémurien supérieur et au Pliensbachien inférieur. L'analyse des différentes unités étudiées a permis de mettre en évidence plusieurs faciès traduisant des variations des conditions de dépôt.

L'étude sédimentologique basée sur l'analyse des faciès et des microfaciès a permis de distinguer cinq associations de faciès représentant plusieurs environnements sédimentaires. L'Association 1 correspond à un environnement continental, l'Association 2 à un environnement inter-supratidal, l'Association 3 à un environnement lagunaire, l'Association 4 à un environnement de barrière et l'Association 5 à un environnement de rampe médiane.

L'organisation de ces différentes associations montre une évolution des environnements sédimentaires depuis les domaines continentaux jusqu'aux milieux marins ouverts. Cette évolution traduit des modifications des conditions de dépôt au sein de la rampe carbonatée étudiée.

L'étude géochimique basée sur les isotopes stables du carbone et de l'oxygène a mis en évidence plusieurs excursions négatives du $\delta^{13}\text{C}$ associées aux épisodes d'émersion et aux phénomènes de diagenèse météorique. Les valeurs négatives enregistrées du $\delta^{18}\text{O}$ indiquent également une altération diagénétique des carbonates étudiés.

L'intégration de l'ensemble des données lithostratigraphiques, sédimentologiques, et géochimiques a permis de reconstituer les différents environnements sédimentaires et leur évolution au sein de la série étudiée.

**Références
bibliographiques**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- **AÏFA T. & ZAAGANE M.** (2014) - Brittle tectonics within the Jurassic formations of the Ouarsenis culminating area, northwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 96, pp. 39-50.
- **ALLAN J.R. & MATTHEWS R.K.** (1982) - Isotope signatures associated with a regional unconformity: alternative models for the Cretaceous of Texas. *Sedimentology*, Vol. 29, No. 6, pp. 797-817.
- **ALMÉRAS Y. & ELMİ S.** (1982) - Fluctuation des peuplements d'ammonites et de brachiopodes en liaison par les variations bathymétriques pendant le jurassique inférieur et moyen en méditerranée Occidentale. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Vol. 21, No. 2-3, pp. 169-188.
- **ANDRIEU S., BRIGAUD B., BARBARAND J. & LASSEUR E.** (2018) - The complex diagenetic history of discontinuities in shallow marine carbonate rocks: New insights from high-resolution ion microprobe investigation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of early cements. *Sedimentology*, Vol. 65, No. 2, pp. 360-399.
- **AZAOUI B.** (2013) - « C'est mieux mourir qu'oublier », ou de la complexité de l'identité plurilingue en construction chez trois EANA arméniens. In: BIGOT, V. & VASSEUR, M. (dir.), *Vers le plurilinguisme ? 20 ans après*, Paris : Archives contemporaines, pp. 149–158.

B

- **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.
- **BELKHEDIM S.** (2019) - *Sédimentologie de faciès de la plate-forme carbonatée du Pliensbachien inférieur des Monts des Traras orientaux (Algérie Nord-occidentale)*. Thèse de Doctorat, Université d'Oran 2, 215 p.
- **BELKHEDIM S., JAROSCHOWSKA E., BENHAMOU M., NEMRA A., RADOUANE S. & MUNNECKE A.** (2019 a) - Interplay of autogenic and allogenic processes on the formation of shallow carbonate cycles in synrift setting (Lower Pliensbachian, Traras Mountains, NW Algeria). *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 89, pp. 412-431.
- **BELKHEDIM S., EBERLI G.P., LÓPEZ CORREA M., SADJI R., NEMRA A., BENHAMOU M. & MUNNECKE A.** (2024) - Microbial micritic cementation in deep time: Implications for early marine lithification and paleoenvironmental reconstruction. *Sedimentary Geology*, Vol. 471, p. 106727.
- **BENHAMOU M.** (1996) - *Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université d'Oran, 434 p., 139 fig., 27 pl.
- **BENYOUCEF M.** (2006) – Les flyschs Albo-Aptiens de l'Ouarsenis (Algérie du Nord) : Aspect sédimentologique et reconstitution paléogéographique. Mémoire de Magister, Université d'Oran.

- **BOSELLINI, A (1972)**-Paleoecologia dei calcari a « Lithiotis » (Giurassico inferiore, Préalpi, Venete). *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 78, n° 3, pp. 441-464, tav. 49-56, 2fig
- **BOUCHEMLA I., BENYOUCF M., ZHANG L.-J., SALAMON M.A., KLEIN H. & MEKKI F. (2023)** - Lower Jurassic trace fossil Zoophycos from the Ksour Mountains of northwestern Algeria and their palaeoecological and palaeoenvironmental significance. *Palaeoworld*, <https://doi.org/10.1016/j.palwor.2023.07.006>.
- **BRAME H.M.R., MARTINDALE R.C., ETTINGER N.P., DEBELJAK I., VASSEUR R., LATHUILLIÈRE 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.

C

- **CALEMBERT L. (1938)** - Recherches sur le rôle des masses calcaires dans la tectonique de l'Atlas algéro-tunisien. *Mémoires de l'Académie Royale de Belgique*, Vol. 12, pp. 1-109.
- **CALEMBERT L. (1952)** - Rendu géologique Massif culminant de l'Ouarsenis. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, TA22184.
- **CHERIF A. (2009)** – Dynamique et biostratigraphie des alternances du Crétacé inférieur. Mémoire de Magister, Université d'Oran, 120 p.
- **CHRIST N., IMMENHAUSER A., AMOUR F., MUTTI M. & PRESTOJAN T. (2012)** - Petrographic and geochemical signatures of ancient subaerial exposure surfaces. *Sedimentary Geology*, Vol. 243, pp. 12-34.
- **COIMBRA R., IMMENHAUSER A. & OLÓRIZ F. (2009)** - Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals synsedimentary marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso Limestones (Betic Cordillera, SE Spain). *Sedimentary Geology*, Vol. 219, pp. 332-348.

D

- **DALLONI M. (1936)** - Matériaux pour l'étude géologique du massif de Ouarsenis. *Bulletin de la Société Géologique de l'Algérie*, Alger, 2ème série, No. 13.
- **DA SILVA A.C. & BOULVAIN F. (2008)** - Carbon isotope lateral variability in a Middle Frasnian carbonate platform (Belgium): Significance of facies, diagenesis and sea-level history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 269, pp. 189-204.

E

- **ELMI S., ALMÉRAS Y., BENHAMOU M., MEKAHLI L. & MAROK A.** (2003) - Biostratigraphie des brachiopodes et âge carrixien (Pliensbachien inférieur) des calcaires à grands bivalves en Algérie occidentale. *Geobios*, Vol. 36, No. 6, pp. 695-706.
- **EPSTEIN S. & MAYEDA T.** (1953) – Variation of $\delta^{18}\text{O}$ content of water from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 4, pp. 213-224.

F

- **FLÜGEL E.** (1982) - *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York, 633 p.
- **FLÜGEL E.** (2010) - *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Implications*. 2nd edition, Springer-Verlag, Berlin, New York, 984 p.

G

- **GARY N.** (2009) - *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd edition, Wiley, Chichester, Oxford, 312 p.
- **GLANGEAUD L.** (1951) - Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 6,n°1, pp. 735-762.

H

- **HANDFORD C.R.** (1988) - Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir, Damme Field, Southwest Kansas. *AAPG Bulletin*, Vol. 72, pp. 112-134.
- **HILLGÄRTNER H.** (1999) - *The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing*. Thèse de Doctorat, Université de Fribourg, Suisse, GeoFocus, 203 p.

I

- **IMMENHAUSER A., HOLMDEN C. & PATTERSON W.P.** (2008) - Interpreting the carbon-isotope record of ancient shallow epeiric seas: Lessons from the recent. In: Holmden, C., and Pratt, B. (Eds.), *Dynamics of Epeiric Seas: Sedimentological, Paleontological and Geochemical Perspectives*. Geological Association of Canada, Special Volume 48, pp. 137-174.

J

- **JAMES N.P. & CHOQUETTE P.W.** (1984) - Diagenesis 9. Limestones - The Meteoric Diagenetic Environment. *Geoscience Canada*, Vol. 11, No. 4, pp. 161-194.
- **JENKYN 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 paleoceanography. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 159, pp. 351-378.

K

- **KORTE C. & HESSELBO S.P.** (2011) - Shallow marine carbon and oxygen isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. *Paleoceanography*, Vol. 26, p. PA4219.

L

- **LEE C.W.** (1983) - Bivalve mounds and reefs of the Central High Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 43, pp. 153-168.
- **LOHMANN K.C.** (1988) - Geochemical patterns of carbonate diagenesis. In: *Paleoceanography and Paleoclimatology: Introduction to Carbonate Geochemistry* (Eds. N.P. James and P.W. Choquette), *Geoscience Canada Reprint Series*, Vol. 4, pp. 58-78.

M

- **MAHBOUBI C.Y.** (2021) - *Les indices de fluides et diagenèse dans les terrains du Jurassique de la région d'Aïn-Ouarka et d'El-Bayadh (Atlas saharien, Algérie)*. Thèse de Doctorat, Université d'Oran 2, 245 p.
- **MARTIN J.E. & KHALLOUFI B.** (2017) – *Deep-time trends in carbonate platform sand-belt dynamics and facies development*. *Geological Magazine*, Vol. 154, No. 4, pp. 745-768
- **MARTIN K.G., TOTTEN M.W. & RAEF A.** (2017) - Characterization of a reservoir ooid shoal complex and Artificial Neural Networks application in lithofacies prediction: Mississippian St. Louis formation, Lakin fields, western Kansas. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol. 150, pp. 1-12.
- **MATTAUER M.** (1958) - Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série). Bulletin No. 17, Monographie Régionale, 534 p.

N

- **NEMRA A., OUALI MEHADJI A., MUNNECKE A., BELKHEDIM S. & BELKEBIR L.** (2019) - Carbonate concretions in Miocene mudrocks in NW Algeria: types, geochemistry, and origins. *Facies*, Vol. 65, No. 17, <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0559-2>.
- **NICAISE D.** (1869) - Géologie de Ouarsenis. *Bulletin de la Société de Climatologie d'Alger*, Vol. 1.

P

- **PEDERSON C.L., MCNEILL D.F., KLAUS J.S. & SWART P.K.** (2015) - Deposition and diagenesis of marine oncoids: implications for development of carbonate porosity. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 85, pp. 1323-1333.
- **POMEL A., CURIE J. & FLAMAND G.** (1890) - *Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/800.000^e, suivie d'une étude succincte sur les roches éruptives de cette région*. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 314 p.

- **POLVÊCHE J.** (1960) - *Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais*. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série), Bulletin No. 24, 2 vol., 577 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*, Vol. 361-362, pp. 1-13.
- **PRATT B.R. & BRENCHELY P.J.** (2012) – Carbonate mud-mounds and tidal flats of the Lower Paleozoic : environmental indicators. *Sedimentary Geology*, Vol. 271, pp. 45–69.
- **PRATT B.R., RAVIOLO M.M. & BORDONARO O.L.** (2012) - Carbonate platform dominated by peloidal sands: Lower Ordovician La Silla Formation of the eastern Precordillera, San Juan, Argentina. *Sedimentology*, Vol. 59, pp. 843-866.
- **PURSER B.H.** (1980) - *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents*. Tome 1, Editions Technip, Paris, 366 p.

R

- **READING H.G.** (1996) - *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 154-231.

S

- **SADJI R.** (2021) - *Calcaires noduleux rouges du Jurassique supérieur (Ammonitico Rosso) du domaine tellien externe (Algérie NW): approches sédimentologique, bio-chimiostratigraphique et paléoclimatique*. Thèse de Doctorat, Université d'Oran 2, 136 p., 59 fig.
- **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
- **SCHOLLE P.A. & ARTHUR M.A.** (1980) - Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, Vol. 64, No. 1, pp. 67-87.

T

- **TCHOUMATCHENCO P., NIKOLOV T., KOZHUKHAROV D., BENEV B., GOCHEV P., KATZKOV N., KHRISCHEV K., MOEV M., NICOLOV Z., SLAVOV I., TZANKOV T. & ZIDAROV N.** (1995) - Le Crétacé inférieur dans le massif de l'Ouarsenis et les Monts de Tiaret (Algérie du Nord). *Geologica Balcanica*, 25(2), pp. 27-59.
- **TUCKER M.E. & WRIGHT V.P.** (1990) - *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.

V

- **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, 308 p.

W

- **WALKER R.G. & JAMES N.P.** (1992) - *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada.
- **WILKINSON B.H., SMITH A.L. & KYGER C.L.** (1985) - Sparry calcite marine cement in Upper Jurassic limestones of southeastern Wyoming. In: *Carbonate Cements* (Eds. N. Schneidermann and P.M. Harris), *SEPM Special Publication*, Vol. 36, pp. 69-184.
- **WEISSERT H., JOACHIMSKI M. & SARNTHEIN, M.** (2008) Chemostratigraphy: Newsletters on Stratigraphy, v. 42, p. 145–179.

Z

- **ZEGHARI A. (2013)** – Etude des blocs diachrones resédimentés dans le « Flysch Albo-Aptien » (Grand Pic de l'Ouarsenis) : cartographie et aspects sédimentologiques. Mémoire de Magister, Université d'Oran, Algérie, 185 p.

Liste des figures

Chapitre I.

Figure I-1: Position géographique du secteur d'étude en relation avec les majeures structures géographiques de l'Afrique Nord-Ouest (<i>in</i> Bouchemla <i>et al</i> , 2023)	1
Figure I-2: Situation et limites géographiques de l'Ouarsenis (<i>in</i> Benhamou, 1996)	2
Figure I-3: Schéma de localisation des grands ensembles morphologiques du Grand Pic de l'Ouarsenis et du secteur d'étude (Ain Debane) (modifiée)	3
Figure I-4:: Tableau montrant la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis (sans échelle) (In Zeghari ; 2013).....	5
Figure I-5: Succession lithostratigraphique et discontinuités de la coupe du Grand Pic de l'Ouarsenis (d'après Benhamou <i>et al.</i> , 2020).....	7
Figure I-6 : Carte structural de la zone culminante de l'Ouarsenis (Zaagane <i>et al</i> 2014 ; modifiée).....	8
Figure I-7 : Classification de Dunham, 1962 (<i>in</i> Gary, 2009).....	11

Chapitre II.

Figure II-1 : Localisation du secteur étudié près de Boucaïd, nord-ouest de la zone culminante de l'Ouarsenis.....	13
Figure II-2 : Vue panoramique montrant les formations de Kef Sidi Amar et de Djorf Touka.....	14
Figure II-3: Coupe lithostratigraphique du Grand Pic.....	20
Figure II-4 : Faciès du membre des calcaires oolithiques.....	16
Figure II-5: Fig. II- 5. Sommet de la formation de KSA.	18
Figure II-6: Membre des calcaires ondulés de couleur grisâtre.	19
Figure II-7: Partie basale du membre des calcaires à <i>Lithiotis</i>	20
Figure II-8: Partie sommitale du membre des calcaires à <i>Lithiotis</i>	21
Figure II-9: Membre de la falaise carbonatée.....	22
Figure II-10: Membre des alternance marno-calcaires chenalisés (Formation de Djorf Touka).	23
Figure II-11: Composition de carbone et d'oxygène de la roche totale.....	27
Fig. II-12 : Diagramme de corrélation $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$	28

Chapitre III.

Figure III-1: Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins carbonatés (d'après Reading, 1996 ; Flügel, 1982)30

Figure III -2: Modèle sédimentologique synthétique des environnements de dépôt du Jurassique inférieur (Secteur du Grand Pic, Ouarsenis).....39

Liste des tableaux

Tab. II-1 : Coordonées GPS de la coupe étudiée.....12

TAB.III-2 : Tableau récapitulatif des faciès, association de faciès et environnements.....40

TABLE DES MATIERES

CHAPITRE I : GENERALITES

I- CADRE GEOGRAPHIQUE.....	1
A- Cadre géographique général de l'Ouarsenis.....	1
B- Cadre géographique local.....	2
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	4
A- Cadre géologique général.....	4
B- Cadre géologique local.....	6
III- Cadre paléogéographique et structural.....	8
IV- Historique des recherches dans le massif de l'Ouarsenis : contributions de la biostratigraphie et de la sédimentologie.....	9
Apport récent de la géochimie isotopique dans l'étude des carbonates jurassiques de l'ouest algérien.....	9
V-BUT & METHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	10
1- But du travail.....	10
2- Méthodologie de travail.....	11
a-Recherche bibliographique.....	11
b- Travail de terrain.....	11
c- Traitement au laboratoire.....	11

CHAPITRE II: LITHOSTRATIGRAPHIE

I-INTRODUCTION ET OBJECTIF.....	12
II- LOCALISATION DE LA COUPE DU GRAND PIC.....	12
III-DESCRIPTION DE LA COUPE ETUDIEE.....	13
1-Formation de Kef Sidi Amar.....	16
2- Formation de Djorf Touka.....	18

a. Membre des Calcaires ondulés.....	18
b. Membre des Calcaires à <i>Lithiotis</i>	19
c. Membre de la Falaise micritique.....	21
d. Membre des Alternances marno-calcaires chenalisées.....	22
VI- Étude géochimique des isotopes stables.....	23
1. Quelques rappels.....	23
a) Concepts fondamentaux et notation δ	23
b) Signification paléoenvironnementale du $\delta^{18}\text{O}$	24
c) Signification biogéochimique du $\delta^{13}\text{C}$	24
d) Émersion et diagenèse.....	25
2- Résultats de des analyses isotopiques de l'oxygène et carbone de la coupe étudiée.....	25
V- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	28

CHAPITRE III: SEDIMENTOLOGIE DES FACIES

I- INTRODUCTION.....	30
II- NOMENCLATURE DE ZONATION DES ENVIRONNEMENTS CARBONATES..	30
III- DEFINITION DES FACIES ET LEUR INTERPRETATION.....	31
1. Principaux faciès.....	31
Faciès 1 : Croûtes rougeâtres microcristallines laminées.....	31
Faciès 2a : Calcaires péloïdales à keystone vugs.....	31
Faciès 2b : Calcaires à pisolites bréchifiés.....	32
Faciès 2c : Mudstones dolomitisés.....	32
Faciès 2d : Conglomérats monogéniques.....	32
Faciès 3a : Calcaires oncolithiques.....	33
Faciès 3b : Calcaires bioclastiques à gastéropodes.....	33

Faciès 3c : Calcaires à <i>Lithiotis</i> horizontales.....	34
Faciès 3d : Calcaires micritiques.....	34
Faciès 4a: Calcaires oolitiques.....	34
Faciès 5a : Calcaires bioclastiques à brachipodes	35
Faciès 5b : Marnes.....	35
IV- APPORT DE L'ÉTUDE DES ISOTOPES STABLES À L'INTERPRÉTATION DES ENVIRONNEMENTS DE DÉPÔTS.....	36
1- Isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$).....	36
a- Niveaux karstiques (Formation de Kef Sidi Ammar).....	36
b- Niveaux conglomératiques (Formation de Djorf Touka).....	36
c- Isotopes d'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)	38
V- ASSOCIATION DE FACIES ET MILIEUX DE DEPOT.....	38
1- Association de faciès 1 (AF1) : continental.....	40
2- Association de faciès 2 (AF2) : Inter-supratidal.....	41
3- Association de faciès 3 (AF3) : lagon.....	41
4. Association de faciès 4 (AF4) ; barrière.....	42
5. Association de faciès 5 (AF5) ; marin ouvert.....	42
VI- ÉVOLUTION PALEOENVIRONNEMENTALE DANS LE SECTEUR D'ETUDE..	42
CONCLUSIONS GENERALES.....	44
REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	46