



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3^{ème} cycle « L.M.D »

En Sciences de la Terre

Option : Sédimentologie

Sédimentologie de faciès de la plate-forme carbonatée du Pliensbachien inférieur des Monts des Traras orientaux (Algérie Nord-occidentale)

Présentée et soutenue publiquement par :

M. Belkhedim Salim

Devant le jury composé de :

Sebane Abbès	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Benhamou Miloud	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
Munnecke Axel	Professeur	FAU, Allemagne	Co-rapporteur
Ouali Mehadji AEK	Professeur	Université d'Oran 2	Examineur
Kharroubi Benali	Professeur	Université USTO	Examineur
Chalabi Aicha	Docteur (C.R)	SONATRACH, Alger	Invitée

Année : 2019

Avant-propos

A l'issue de la rédaction de cette recherche, je suis convaincu que la thèse est loin d'être un travail solitaire. En effet, ce projet de recherche n'aurait pu aboutir sans la riche collaboration que j'ai pu avoir avec de nombreuses personnes. J'attendais avec impatience ces derniers moments de rédaction pour les remercier.

En tout premier lieu, je remercie le Bon Dieu, Le Tout Puissant, pour la volonté et la patience qu'il m'a données durant toutes ces longues années afin d'accomplir ce travail.

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers mon directeur de thèse, Miloud Benhamou de m'avoir proposé ce sujet, et encadré avec un grand investissement pendant ces années de doctorat. Malgré ses nombreuses charges, il a toujours su faire preuve d'une grande efficacité dans la relecture des manuscrits d'articles et de thèse, tout en me laissant une liberté totale dans l'orientation de mon travail. Je le remercie également de m'avoir emmené découvrir la fascination des environnements carbonatés des Monts de l'Ouarsenis lors d'un stage de terrain en Master. C'est grâce à lui que j'ai trouvé le plaisir de me plonger dans cette discipline en étudiant les carbonates en mémoire de Master, puis en doctorat.

Je souhaite remercier chaleureusement mon Co-rapporteur Axel Munnecke, de m'avoir accueilli en Allemagne pour un stage de longue durée (20 mois), dans l'institut de GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. Je serai toujours reconnaissant pour son soutien et ses multiples conseils, et pour l'opportunité qu'il m'a donnée afin d'enrichir mes connaissances tant personnelles que professionnelles. Hormis tout le support que j'ai trouvé dans cet institut et toutes les facilitations mise à ma disposition au niveau du laboratoire, il m'a donné la chance aussi de participer aux deux stages de terrain, en Suède et en Italie, ce qui m'a permis de côtoyer des géologues internationaux, et d'avoir plus d'expérience sur terrain.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans support financier. Les travaux de recherches présentés dans cette thèse ont été réalisés en grande partie grâce au programme d'une formation résidentielle à l'étranger (P.N.E), financé par le Ministère de l'enseignement supérieur algérien. En outre, plusieurs analyses ont été effectuées en Allemagne (lames minces, géochimie). Je remercie mon Co-rapporteur Axel Munnecke et le directeur de laboratoire Wolfgang Kiesseling de m'avoir fait gratuitement ces analyses.

J'exprime ensuite toute ma reconnaissance à l'ensemble des membres du jury, qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir juger ce travail : un grand merci à Sebane Abbés (Oran 2) qui a accepté de présider ce jury, à Ouali Mehadji Abdelkader (Oran 2), à Kharroubi Benali (USTO), et aussi à notre invitée Chalabi Aicha (SONATRACH) pour le temps accordé à la lecture de ce manuscrit

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers Emilia Jarochovska, qui m'a suivie de près durant mon séjour en Allemagne. Son dynamisme, ses bonnes idées et sa motivation m'ont souvent poussé vers l'avant. Elle fût un soutien sans faille, souvent durant mes pires moments de déprime. Je la remercie encore pour sa gentillesse, sa serviabilité et surtout pour les multiples séances de sport qui clôturaient de longues journées de travail. Merci pour tous les conseils scientifiques (et non scientifiques).

Évidemment, j'exprime un grand merci à mes amis qui m'ont accompagné durant les multiples missions de terrains : Abdelkrim Nemra, Radouane Sadji, Morad Rebba, Morad Kecili, Boudia Lakhdar et Mohamed Aimouche, sans vous tous, ces journées sur terrains auraient été bien plus ternes, et je n'aurais certainement pas eu la même motivation à me lever tous les matins !

Un remerciement spécial à mon ami et frère Nemra Abdelkrim, avec qui, j'ai fait tout mon cursus de géologie jusqu'au stade de doctorat. Il est un thésard enthousiasmé avec qui j'ai appris beaucoup de choses, que ce soit sur terrain ou en théorie. Il était toujours à mes côtés dans les moments difficiles, nous partagions nos rêves et nos ambitions et parlions que de géologie quand l'occasion se présentait. Que dieu, tout puissant, protège et perdure cette amitié solide, et lui garde sa famille et sa petite fille Fatima.

Que serait un travail de sédimentologie sans lames minces ? Merci à Birgit Matta (Erlangen, Allemagne) et Ben Aissa (CRD Algérie) pour leur promptitude à réaliser des lames de haute qualité. Merci également à monsieur Michael Joachimski et à Mattias Lopez Correa pour leur aide à la cathodoluminescence et au microforage respectivement.

En écrivant ces mots, j'ai une pensée pour tous ceux avec qui j'ai effectué mes études en géologie, de l'ingénieur et au Master, et aux côtés de qui j'ai partagé des moments absolument mémorables : Ramdane. N, Boubekri. M, Osmanli. M. Soltani B, Manzoul.B, Halimi. I, Yahiaoui. N, Fouka. S, Benshila. F, Benchachoua. A et tous les autres ; je vous souhaite une vie pleine de succès !

Un remerciement spécial, profond et reconnaissant à mes collègues en Allemagne : Carl, Adam, Theresa, Vanessa, Patricia, Barbara, Birgit, Crsitina, Mattias, Andréas, Abdelbasset, Hicham et Ahmed. Sans vous la vie dans un pays européen serait tellement difficile, et avec vous je garde de très bons souvenirs.

Je remercie vivement Elhadi Abdat pour l'accueil chaleureux pendant un mois en France (Rennes), lors de mon premier voyage en Europe. La gentillesse de sa femme (française à l'Algérienne) et ses petits-enfants Adam et Lyna, m'a facilité la tâche de me familiariser avec le mode de vie européen, avant de changer la direction vers l'Allemagne. Je remercie aussi son cousin Salim Abdat (aussi un ami d'enfance) de m'avoir beaucoup aidé à trouver mes repères à Rennes, et pour les bons moments que nous avons partagés ensemble.

Enfin, je n'oublie jamais de remercier mes parents. Mon père, l'homme que je suis le fruit de ces efforts, symbole de Bonté, de sagesse et de fierté, mon exemple dans la vie, sans son épaule vigoureuse et sa force inépuisable, je n'aurais jamais pu regagner le port pour enfin accoster. Ma mère, la femme qui m'a apporté sans cesse amour, soutien et encouragements, et qui combattait depuis ma naissance, pour me voir un jour, un homme de Fierté et d'honneur.

Un grand remerciement s'adresse à ma chère fiancée pour être à mes côtés pendant toutes ces longues années de doctorat. Elle m'a soutenu sans cesse et surtout, a subi ma colère inexplicable pendant les moments de dépression.

Mes chers frères Amine, Abdenour et Adlen, et ma chère sœur Sihem, qu'ils trouvent ici tous mon amour et remerciements.

Je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin, par leur indéfectible soutien, à l'élaboration de cette thèse. Que les personnes auxquelles nous pensons ici nous pardonnet, d'avoir été contraint de ne pas les citer tous nommément car la liste aurait été trop longue.

Sommaire

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: GENERALITES	6
I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	7
II- CONTEXTE GEOLOGIQUE :	10
III- CONTEXTE STRUCTURAL :	19
IV-CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE :	22
V-HISTORIQUE DE RECHERCHES :	24
VI- MATERIELS ET METHODES	34
CHAPITRE II: ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES	39
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF	40
II- CHOIX D'UNE NOMENCLATURE DE ZONATION DES PALEOENVIRONNEMENTS	41
III- SEDIMENTOLOGIE DES FACIES DES COUPES ETUDIEES.	42
CHAPITRE III: PHENOMENES DIAGENETIQUES: CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES	65
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF	66
II. ANALYSE STADIALE DES DIFFÉRENTES PHASES DIAGÉNÉTIQUES	67
CHAPITRE IV: CYCLICITE: NATURE ET CAUSE	106
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF	107
II- DEFINITIONS ET QUELQUES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	108
III- FACTEURS CONTRÔLANT LA CYCLICITE	115
IV- CYCLES TROUVES ET ETUDIES DANS LE SECTEUR D'ETUDE	122
V- L'APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE A LA PREDICTION DE LA CYCLICITE.....	127
VI – CONTROLE DES CYCLES TROUVÉS DANS LE SECTEUR D'ETUDE	131
CONCLUSIONS GENERALES	140
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	146

Résumé :

Dans la présente étude, six coupes ont été étudiées, appartenant aux affleurements de Pliensbachien inférieur dans les Monts Traras, au Nord-Ouest de l'Algérie (partie occidentale de la Téthys). L'étude sédimentologique détaillée a permis de distinguer 23 faciès, regroupés en cinq associations de faciès, répartissent dans des environnements peu profonds, allant de subtidal à inter-supratidal. Ces dépôts se développent dans une rampe interne, au-dessus de la limite des vagues de beau-temps (LAV).

L'histoire diagénétique de la "Formation des calcaires de Zailou" a été reconstituée pour la première fois par cathodoluminescence (CL) et à travers des analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène (roche totale et ciments). Dans la phase de la diagenèse précoce, nous avons distingué dix générations des ciments précoces, formant trois types de surfaces de discontinuités : (i) marines, (ii) surfaces émergées, et (iii) une *surface composite*. Les ciments non luminescents indiquent une précipitation ou recristallisation dans des conditions oxydantes, alors que les ciments à luminescence variée suggèrent une recristallisation minéralogique dans des conditions semi-restreintes (luminescence orange), à restreints (luminescence brune) lors de l'enfouissement, rabaisant ainsi les $\delta^{18}\text{O}$ vers des valeurs négatives. Les valeurs positives du $\delta^{13}\text{C}$ indiquent des conditions marines ou météoriques, alors que les valeurs négatives caractérisant certains niveaux reflètent l'incorporation de la matière organique du sol dans la zone inter-supratidal.

Parmi les ciments éogénétiques, des ciments asymétriques, ressemblant à des ciments pendants ou gravitationnels ont été répertoriés en lames minces dans la coupe de Ras El Manara. Les structures géopétales indiquent que ces ciments préjugés "pendants" sont, à certains endroits, (i) orientés vers le haut, dans la direction opposée comme à l'habituel, ou (ii) ils se développent à partir des grains vers le centre des pores. Ces observations réfutent leur origine comme des ciments gravitationnels précipitaient à partir de gouttelettes d'eau suspendues sur la face inférieure des grains, dans la zone vadose. En revanche, une formation dans la zone phréatique marine, sous un fort écoulement, semble plus probable.

L'étude sédimentologique et diagénétique a permis de mettre en évidence plusieurs cycles discontinus latéralement à tendance régressive " *shallowing-upwards cycles*". Les cycles ont été interprétés comme étant contrôlés principalement par des facteurs autogéniques ; les cycles subtidaux sont contrôlés par la migration latérale des hauts-fonds tandis que les cycles péritidaux seraient probablement générés par la progradation des dépôts inter- et supratidaux au-dessus des sédiments lagunaires. Dans ce cas, le transport des sédiments pourrait contrôler l'épaisseur et la durée des cycles, plutôt que la vitesse à laquelle l'accommodation a été créée. Cependant, la superposition des faciès supratidaux au-dessus des faciès subtidaux, ainsi que la superposition des ciments marins et subaériens sur la même surface (*surface composite*) ne pourrait pas refléter une formation autogénique, mais refléter absolument une origine allocyclique (chute du niveau marin eustatique ou tectonique saccadée), entraînant l'émersion de la surface, après une inondation initiale.

Mots clés : Monts de Traras ; Pliensbachien inférieur ; cathodoluminescence ; isotopie, diagenèse ; cyclicité.

Abstract:

In the present study, we investigate six sections, which belong to the lower Pliensbachian outcrops in the Traras Mountains, north-west of Algeria (Western Tethys). The detailed sedimentological study allowed to distinguish 23 facies, regrouped into five facies associations. The deposits are suggested to be formed in inter-supratidal to shallow subtidal environments, above the fair-weather on a tropical ramp.

The diagenetic history of the "Zailou Formation" has been investigated for the first time under cathodoluminescence and from carbon and oxygen isotope analysis (bulk rock and cements). In the phase of early diagenesis, we distinguished ten generations of early cements, forming three types of discontinuities, (i) marine, (ii) emerged surfaces, and (iii) composite surface. Non-luminescent cements indicate precipitation or recrystallization within oxidized conditions, while the cements with various luminescence suggest recrystallization within semi-restricted (orange), to restricted conditions (dull), during shallow burial conditions, resulting in negative oxygen values. The positives values of $\delta^{13}\text{C}$ indicate marine or meteoric conditions, whereas the negative values characterizing some levels reflect incorporation of organic matter within the intertidal and supratidal zone.

Among the eogenetic cements, asymmetric cements, resembling pendant cements, have been recorded in thin sections from the Ras El Manara section. Geopetal fabrics indicate that these seemingly "pendant cements" are, in some places, oriented upwards, i.e. grown in the opposite direction than expected, or they grew from grains towards the pore centres. These observations disprove their origin as gravitational cements precipitated from pendant water droplets on the bottom sides of grains as in the vadose zone. In contrast, a formation in the marine phreatic zone, under strong tidally-driven horizontal pore-water flow, seems more probable.

The detailed sedimentological and diagenetic study allowed highlighting meter-scale shallowing-upward cycles. The cycles as mainly produced by autocyclic processes under steady relative sea-level rise; subtidal cycles are interpreted to have been controlled by lateral migration of shoals, while peritidal cycles are thought to be generated by progradation of inter- and supratidal flats into lagoonal sediments. In this case, sediment transport would control the thickness and duration instead of rate at which accommodation was created. However, the superposition of supratidal facies upon subtidal facies, as well as the superposition of marine and subaerial cements on the same surface (*composite surface*), would not reflect an autogenic formation, but rather reflect absolutely an allocyclic origin (eustatic sea level fall, or tectonic uplift), resulting in the emergence of the surface, after an initial flooding.

Keywords: Traras Mountains; Lower Pliensbachien; cathodoluminescence; isotopy, diagenesis; cyclicity.

الملخص

في هذه الدراسة ، تمت دراسة ستة مفاطع جيولوجية ، تنتمي إلى البليستاشيان السفلي في جبال ترارا الواقعة شمال غرب الجزائر (تيثيس الغربية). الدراسة التفصيلية للرسوبيات مكنت من تمييز 23 من السحنات ، تم تجميعها في خمس مجموعات سحنية، موزعة في بيئات تتراوح بين الانتر و السبراتبدال الى غاية السبتيبدال. تكونت هذه الرواسب في منحدر داخلي ، أعلى من موجات الطقس الجيد

الدراسة الدياجينيزية لتشكيلة " كلس زابلو" تمت لأول مرة عن طريق الكاثود اللامع و دراسة نظائر الكربون والأكسجين (الصخور الكلية او الأسمنت). في مرحلة الدياجينيز المبكرة ، وجدنا عشرة انواع من الأسمنتات المبكرة ، مكونين ثلاثة أنواع من أسطح التوقف: (1)الاسطح البارزة (2) الأسطح البحرية ، و (3) السطح المركب. تشير الأسمنت الغير منيرة إلى هطول الأمطار أو إعادة التبلور في ظل ظروف الأكسدة ، في حين تشير الأسمنتات ذات الانارة المختلفة الى إعادة التبلور المعدني تحت ظروف شبه مقيدة (التلألؤ البرتقالي) ، مقيدة (التلألؤ البني) عند الدفن ، وبالتالي تنخف قيم الكسجين الى قيم سلبية. تشير القيم الإيجابية للكربون الى الظروف مميزة للمياه البحرية أو المياه القارية ، في حين أن القيم السلبية التي تميز مستويات معينة تعكس دمج المادة العضوية في التربة في المنطقة الواقعة بين الانتر و السبراتبدال.

من بين الأسمنت الاولية ، تم العثور على أسمنت غير متماثل ، الذي يشبه الأسمنت المعلق ، في فيوللقطع الجيولوجي لراس المنارة. تشير الهياكل الجيولوجية إلى أن هذه التحيزات "المعلقة" هي ، في بعض الأماكن ، (1) للأعلى ، او في الاتجاه المعاكس للمعتاد ، أو (2) أنها تتطور من الحبوب نحو مركز المسام. تدحض هذه الملاحظات أصلها حيث تترسب الأسمنت الثقالي من قطرات الماء المعلقة على الجانب السفلي من الحبوب ، في منطقة الفدور. من ناحية أخرى ، فإن التكوين في المنطقة البحرية ، تحت تدفق افقي قوي ، يبدو أكثر احتمالاً.

وقد أبرزت الدراسة الرسوبية و الدياجينيزية عدة دورات متقطعة جانبياً "دورات تصاعدية" ذات سمك متري . تم تفسير الدورات على انها متشكلة أساساً عن طريق العوامل الذاتية المنشأ تحت ارتفاع مستمر لمستوى سطح البحر؛ يتم التحكم في دورات البيريتيدال من خلال تقدم الرسوبيات الضحلة لتترسب فوق رواسب البحيرة ، في حين من المحتمل أن تتولد دورات السبتيبدال عن طريق الهجرة الجانبية لرواسب الحواجز فوق رواسب البحيرة. في هذه الحالة ، يمكن للتحكم في الرواسب أن يتحكم في سماكة الدورات ومدتها ، بدلاً من السرعة التي تم بها إنشاء أماكن الإقامة. ومع ذلك ، فإن تراكم الرواسب فوق السطحية فوق راسب السبتيبدال ، بالإضافة إلى تراكم الأسمنت البحرية القارية على نفس السطح (السطح المركب) ، لا يمكن أن يعكس تكويناً ذاتي المنشأ ، ولكن يعكس تمامًا تحكم اقليمي (هبوط مستوى سطح البحر او صعود تكتوني) ، مما يؤدي إلى ظهور السطح بعد الفيضان الأولي.

الكلمات الرئيسية: جبال الترارا؛ بليستاشيان السفلي. كاتودولمينيساس. نظير ، دياجينيز ؛ التقلبات الدورية.

INTRODUCTION

PROBLÉMATIQUE SET OBJECTIFS DE RECHERCHE

I-Paléoenvironnements sédimentaires

Les dépôts de la plate-forme carbonatée des Traras orientaux, s'étendant du Pliensbachien inférieur (Carixien) jusqu'au Bathonien inférieur ont été largement étudiés, que ce soit par des géologues algériens (*cf.* Thèse Aneur, Benhamou, ou par les géologues français (Guardia, Elmi, Ciszak, Benest..).

Le massif de l'Annina Boudjellil a été étudié pour la première fois par Gentil (1903), puis par Guardia (1975). Cependant, ces deux auteurs se contentaient d'une description sommaire et ne citaient que les grands faciès constituant la Formation en question, celle des "Calcaires compacts de Zaïlou". Pour le massif de Dahr Ed Diss, formé uniquement par la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou", n'a jamais été soumis à une étude détaillée. En outre, après les travaux de Feu Aneur (1978, 1999), et de son dauphin Benhamou (1983) aucune étude sédimentologique détaillée n'a été entreprise sur la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou". A cet effet, notre recherche a pour but de compléter et de réactualiser les travaux antérieurs dans les Traras orientaux, en entamant une étude détaillée de six coupes géologiques dans ces deux massifs.

Le premier objectif de cette thèse est donc de décrire tous les faciès trouvés dans le Pliensbachien inférieur de ces deux massifs, afin de procéder à une association de faciès qui sert à la reconstitution des paléoenvironnements.

II) Diagenèse :

Des questions se posent sur le problème de la diagenèse de la cimentation et elles nécessitent une discussion, une réponse et une réflexion.

-Pourquoi l'étude diagénétique des ciments précoces est si importante ?

Les ciments diagénétiques précoces correspondent à des événements caractérisant les périodes de non sédimentation et d'érosion. Il s'agit donc des surfaces de discontinuités sédimentaires qui peuvent se former dans des milieux marins et aussi pendant l'émergence (Clari *et al.*, 1995), en présentant différents degrés de lithification ; *softground*, *firmground* et *hardground*. Ces discontinuités constituent une « mémoire diagénétique » permettant de restituer l'histoire des lacunes sédimentaires, et dans lesquelles s'enregistre parfois un temps

INTRODUCTION

plus long que dans les sédiments eux-mêmes (Christ *et al.*, 2012 ; Andrieu, 2017). En ce sens, quand plusieurs ciments éogéniques se superposent dans le même niveau, ils forment une surface polygénique (Immenhauser *et al.*, 2000), ou une surface composite (Immenhauser *et al.*, 2000b ; Sattler *et al.*, 2005), qui pourrait enregistrer parfois une séquence entière de variation du niveau marin (Hamon *et al.*, 2005).

En domaine de géologie pétrolière, le développement des ciments précoces formant les discontinuités limite la compaction mécanique lors de l'enfouissement, et donc peuvent constituer des bons conduits facilitant la circulation des fluides quand les ciments mésogéniques sont rares. Cependant, quand la cimentation précoce est très active, elle colmate la majeure partie de l'espace intergranulaire, et par conséquent compartimentalise la circulation des fluides lors de l'enfouissement (Christ *et al.*, 2015 ; Andrieu, 2017). En outre, Ils constituent généralement des limites de séquences, ce qui permet de procéder à des corrélations à grande échelle, et donc détecter les niveaux privilégiés à propriété de réservoir.

Vu leur grande importance, tant dans le domaine académique, que dans l'industrie, plusieurs travaux ont été menés sur les discontinuités (Hillgärtner, 1998; Immenhauser *et al.*, 2002; Sattler *et al.*, 2005 ; Christ *et al.*, 2012, 2015 ; Andrieu *et al.*, 2018). De ce fait, le premier objectif de ce chapitre est de décrire et interpréter toutes les phases de la diagenèse précoces du Pliensbachien inférieur, répertoriées au niveau du secteur étudié. L'étude classique de la morphologie des ciments précoces n'est plus suffisante pour les replacer dans leurs paléoenvironnements. Les "ciments en ménisques" micritiques ou bien les ciments en "dents de chien" par exemple, pourraient se former dans la zone vadose, comme dans la zone phréatique (Hillgärtner, 2001 ; Andrieu *et al.*, 2018). De ce fait, l'utilisation du microscope en cathodoluminescence (CL) et la géochimie des ciments précoces enregistrent les processus à l'origine de l'hétérogénéité des discontinuités, comme la nature des eaux à saturation hydrique (marine, météorique, hydrothermale, ou un mixte) ou les conditions redox (Andrieu *et al.*, 2018), ce qui les rend un outil appréciable dans la reconstitution des conditions aboutissant à la formation des différents types de discontinuités.

-Minéralogie et timing de recristallisation des ciments précoces : quel intérêt ?

Les ciments précoces peuvent se précipiter en calcite faiblement magnésienne (LMC), directement à partir des eaux marines ou météoriques, ou ils se précipitent sous forme de calcium hautement magnésienne (HMC) ou aragonite puis se recristallisent en LMC. La recristallisation HMC-LMC pourrait être un phénomène mésogénique dans la mesure où elle se déroule après un certain enfouissement et nécessite l'intervention de fluides météoriques,

INTRODUCTION

mixtes, ou marins modifiés sous un léger enfouissement (Durllet, 1996). Cette transformation conserve la structure originelle des ciments et semble se dérouler en système totalement fermé, isolé des fluides interstitiels (Frank & Lohmann, 1996). Ce phénomène de recristallisation pourrait s'effectuer aussi au niveau de la zone vadose météorique, généralement sous-saturée en aragonite et en calcite magnésienne. Dans ce cas, la plupart de ces produits sont dissous ou néomorphosés en LMC lors de l'émersion (Budd *et al.*, 1995; Hendry *et al.*, 1995; Kenter *et al.*, 2002; Melim *et al.*, 2002; Kiefer-Ollier *et al.*, 2010; Volery *et al.*, 2010; Deville de Périere *et al.*, 2011). En domaine de géologie pétrolière, cette homogénéisation des ciments précoces en LMC dans la zone météorique vadose limite la source potentielle de carbonates instables pour cimentation, ce qui empêche partiellement la dissolution mésogénique et favorise la préservation de la porosité primaire (Purser, 1978; Wagner & Matthews, 1982; Javaux, 1992; Alsharhan & Magara, 1995; Budd *et al.*, 1995; Melim *et al.*, 2002; Heydari, 2003; Volery *et al.*, 2011). Cette grande importance des ciments précoces nous a incité à dévoiler leur minéralogie initiale, ainsi que leur lieu (*timing*) de recristallisation au niveau des coupes étudiées, afin d'avoir une idée sur la manière et la cause de colmatage de réservoir primaire.

- Ciments asymétriques sont-ils de bons indicateurs de la zone diagénétique vadose ?

Parmi ces phases de l'éogénèse, des ciments asymétriques anisopaques ressemblant à des ciments gravitationnels, ont été trouvés au niveau de la coupe de Ras El Manara. Cependant, la présence de nombreuses structures géopétaux met en évidence le fait que ces préjugés "ciments pendants" sont orientés dans différentes directions, certaines étant même orientées vers le haut, contrairement à une interprétation des ciments gravitationnels. Le troisième objectif de ce chapitre est de fournir (i) une description détaillée de ces ciments asymétriques inhabituels, (ii) une détermination de leur nature, vadose ou phréatique, et enfin (iii) le développement d'une hypothèse expliquant leur formation.

III- Les cycles de petites échelles : quel mécanisme aboutissant à leur formation ?

L'étude sédimentologique et diagénétique détaillée du Pliensbachien inférieur au niveau du massif de l'Annina Boudjellil et la partie nord de Dahr Diss dans Monts de Traras, a permis de mettre en évidence des cycles péritidaux et subtidaux. Ce genre de cycles pourrait se former soit par des processus allocycliques soumis à un contrôle externe, soit par processus autocycliques dépendant étroitement aux conditions des dépôts eux-mêmes. (Miall, 1997 ; Schlager, 2005 ; Catuneanu *et al.*, 2011). Les études précédentes ont montré que parfois les

INTRODUCTION

formations de cycles tendent à être un processus compliqué, dans lequel plusieurs facteurs contribuent à leurs formations, mais souvent un seul mécanisme devrait dominer. Pendant le Pliensbachien, dans la Téthys occidentale, quelques études (seulement au Maroc), ont mis en évidence une telle cyclicité. A titre d'exemple, dans le Haut-Atlas, la sédimentation du Lias inférieur et moyen s'est déposée en permanence dans des milieux littoraux soumis conjointement aux influences eustatiques (Kaoukaya *et al.*, 2001). Crevello (1991) a considéré que les cycles étaient principalement orbitaux et que leur épaisseur était sous contrôle tectonique. Verwer *et al.*, (2009) s'est focalisé uniquement sur les dépôts de Pliensbachien supérieur et a également suggéré le contrôle orbital à haute fréquence comme un contrôle majeur, mais avec plus d'impacts des processus autocycliques. En Espagne comme en Italie, aucune cyclicité rythmique n'a été décrite dans le Pliensbachien, bien que dans la Cordillère Bétique du Sud-Est de l'Espagne. Ruiz-Ortiz *et al.*, (2004) a montré le rôle de la tectonique sur la distribution des cycles non-rythmiques. En Algérie, de nombreux travaux ont été menés pendant cet intervalle de temps ; les Monts Traras (Ameur 1999), les Monts de l'Ouarsenis (Benhamou, 1996 ; Belkhedim, 2013), les Monts de Tlemcen (Maroc *et al.*, 2012), mais aucune cyclicité n'a été observée. A cet égard, les cycles péritidaux et subtidaux enregistrés dans les Monts Traras constituent une exception de la rythmicité de la sédimentation dans la partie médiane du Pliensbachien inférieur (Zone à Ibex) en Algérie.

Par conséquent, le troisième objectif de cette thèse a pour but de déchiffrer l'origine de ces cycles en répondant aux questions suivantes : Les processus autogéniques pourraient-ils générer à la fois des cycles péritidaux et subtidaux développés sur une topographie irrégulière ? Ces cycles ont été générés par le rifting qui a eu lieu dans cette région pendant le Pliensbachien ? Par l'eustasie de basse amplitude et de haute fréquence (périodes chaudes) caractérisant le Pliensbachien, ou peut-être générés par la combinaison de plus d'un processus ? La succession de carbonates tropicaux peu profonds du Pliensbachien inférieur est ici comparée aux critères existants pour distinguer les deux types de cyclicité.

IV) Organisation le manuscrit de la thèse pour répondre aux questions posées

Dans le but de répondre aux questions posées, nous avons structuré la thèse en quatre chapitres ;

Dans le premier chapitre, nous avons montré la position du secteur d'étude dans les Monts de Traras, le placer dans un cadre géologique, et citer les différents travaux réalisés dans cette région. Nous avons aussi cité et expliqué toutes les méthodes utilisées et leurs intérêts dans le présent travail.

INTRODUCTION

Le deuxième chapitre est consacré à une étude sédimentologique bien détaillée du secteur d'étude ; nous avons inventorié les différents faciès formant la "Formation des calcaires compacts de Zailou" dans le secteur d'étude, afin de reconstituer les paléo-environnements sédimentaires.

Dans le troisième chapitre, nous avons entamé une étude diagénétique détaillée, en citant les différentes phases diagénétiques. Leur caractéristiques géochimiques (quand il est possible) et sous cathodoluminescence permettaient de les replacer dans leur paléoenvironnements, ainsi que de remonter à leur minéralogie initiale. En outre, les ciments asymétriques répertoriés au niveau de la coupe de Ras el Manara (RM) ont été étudiés en détail, afin de trouver une interprétation adéquate, expliquant leur croissance dans différentes directions.

Dans le quatrième chapitre, nous avons cité les différents cycles de petites échelles caractérisant la coupe de RM et la première coupe de l'Annina Boudjellil (AB). Nous avons aussi discuté en détail les mécanismes possibles aboutissant à leur formation (allocycliques ou autocycliques ou les deux).

On termine par une conclusion générale qui récapitule tous les résultats obtenus par le biais de ce présent travail.

Chapitre I.

**Généralités : Contexte géographique,
géologique, structural et paléogéographique,
matériels et méthodes**

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

I.1-Cadre géographique général :

Les terrains étudiés font partie des Monts de Traras. Ceux-ci s'intègrent dans la partie septentrionale et occidentale du bloc oranais (Fig. I-1). Ils sont limités au Nord par la Méditerranée, à l'Est par la vallée de l'Oued Tafna, creusée dans les marnes miocènes, à l'Ouest par la terminaison orientale de Béni Snassen, alors qu'au Sud, ils sont bordés par la dépression de Maghnia (Fig. I-2).

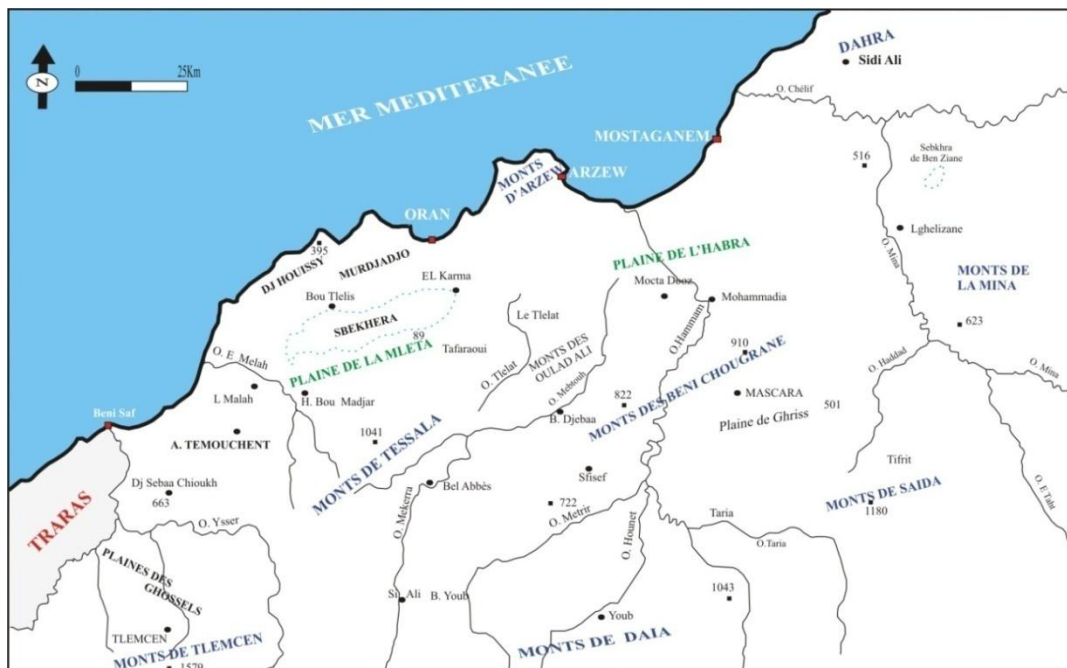


Fig. I-1 : Position des Monts des Traras dans le bloc oranais.

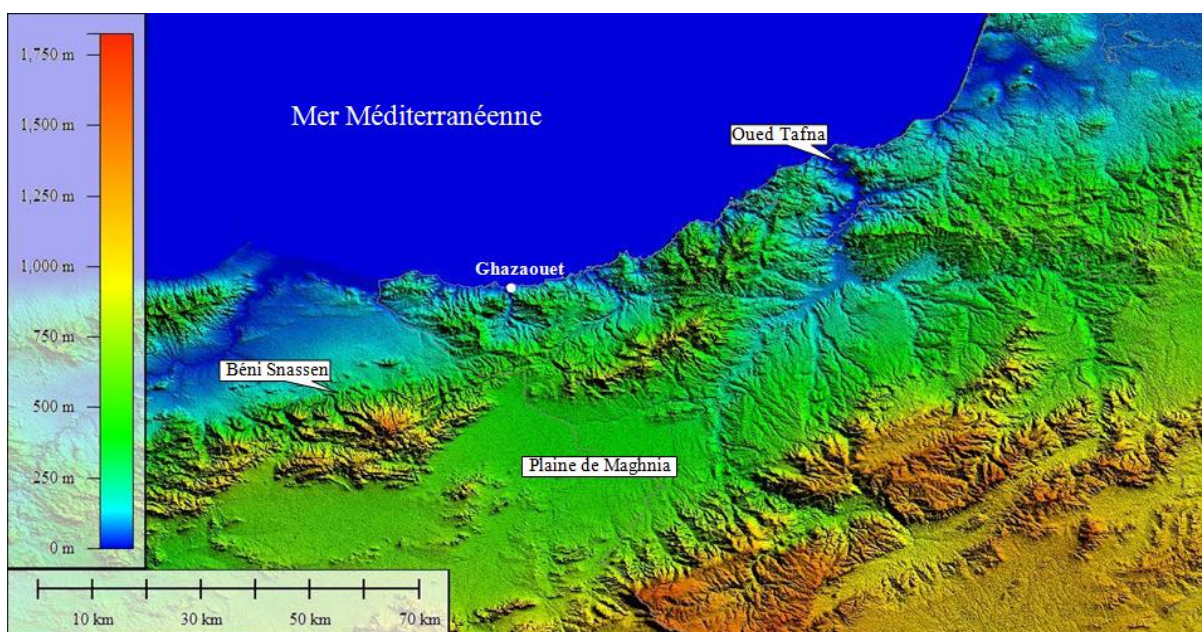


Fig. I-2 : Localisation géographique des Monts des Traras

I.2-Cadre géographique du secteur d'étude :

Les Monts des Traras au sens large sont formés par plusieurs secteurs. Ils comprennent la chaîne du Fillaoussène au centre, encadrée au NE par les régions de Béni Abed, Béni Khaled, Béni Ouarsous et Béni Berkoua, à l'Est par les Béni Mishel, au Sud par les Maâziz et les Béni Rached, et à l'Ouest par les Béni Menir, les Souahlia et les Monts de M'sirda. Au sens strict, les Traras occupent une position médiane, et apparaissent comme un vaste bombement anticlinal, à cœur paléozoïque où affleure le "Granite de Nedroma" (Ameur, 1978)

Notre secteur d'étude s'inscrit dans les Béni Ouarsous. Ceux-ci occupent la partie Nord-oriental des Monts de Traras. Ils se situent à environ 25 km au Nord de la ville de Nedroma, à 20 km à l'Est du Ghazaouet et à 10 km de la ville de Honaïne. Ils sont limités au Nord par les Béni Khaled, au Sud par les Béni Mishel. Les Béni Dedouche forment leur bordure orientale, alors qu'à l'Ouest sont bordés par les Béni Ménir et Béni Abed (Fig. I-3).

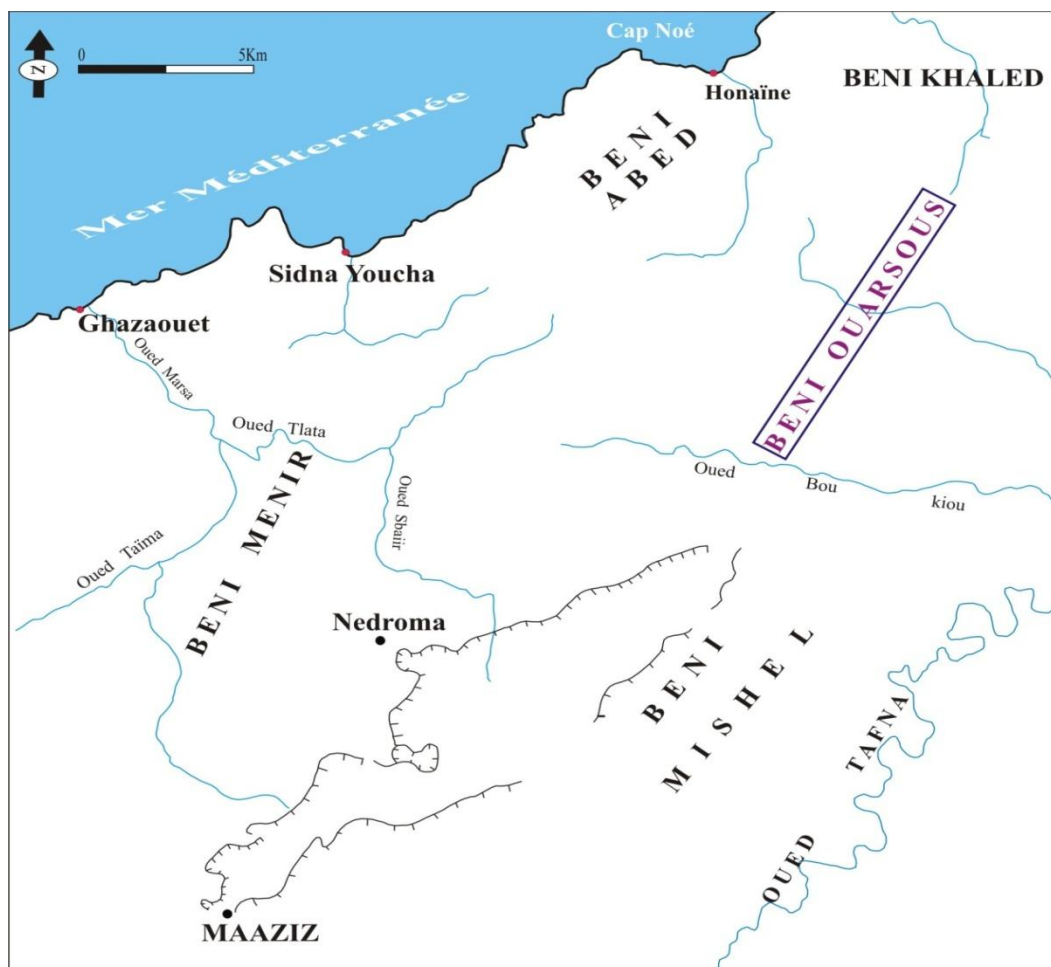


Fig. I-3 : Cadre géographique du secteur d'étude

-Les Béni Ouarsous sont constitués par plusieurs massifs. Les massifs de l'Annina Boudjellil, et la partie orientale du massif de Dahr Diss (Ras Sania et de Ras El Manara) ont été l'objet de cette étude (Fig. I-4).

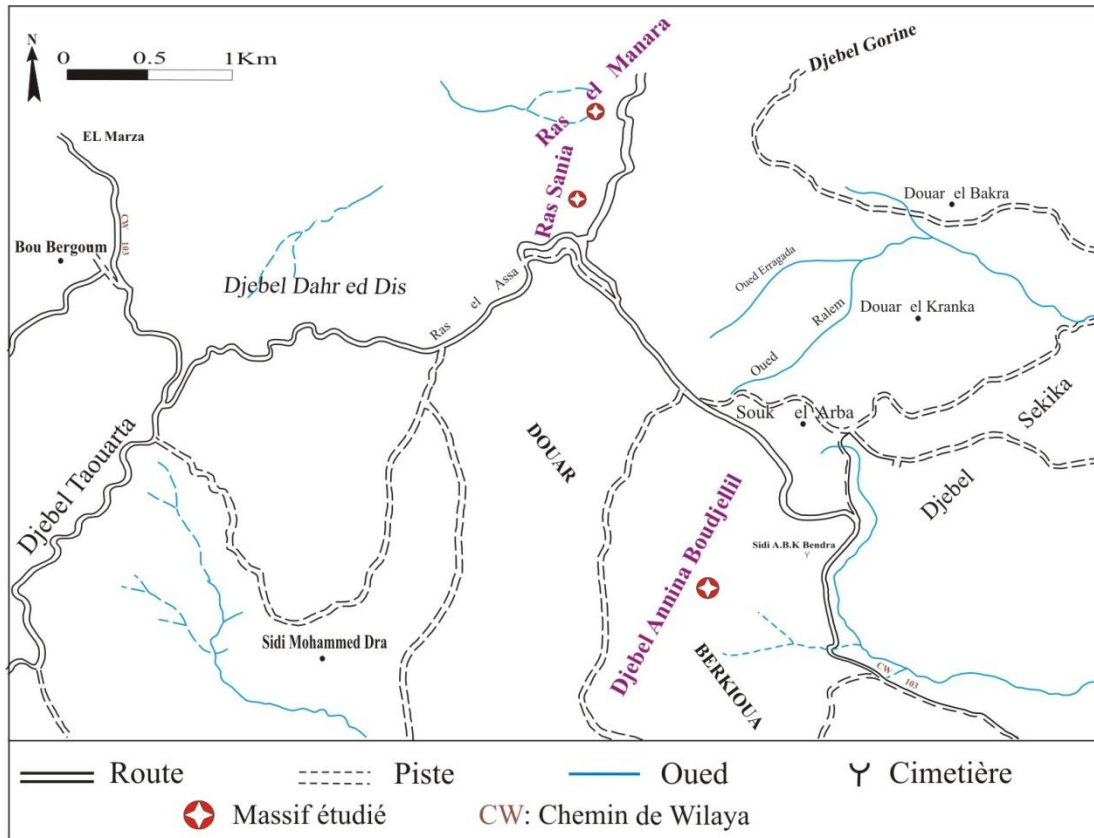


Fig. I-4 : Position des massifs étudiés dans les Béni Ouarsous

I.2.1-Localisation géographique des massifs étudiés

Le massif de l'Annina Boudjellil apparaît sous forme d'une longue muraille, orientée SW/NE, allongé sur plus de 2 Km de longueur et 1 km de largeur. Les altitudes varient entre 667 m et 701 m. Les massifs de Ras Sania et Ras El Manara constituent la bordure orientale de Djebel Dahr Diss, Ils culminent respectivement 680 m et 700 m et s'éloignent l'un de l'autre de 250 m.

Ces massifs sont limités au Nord par le chemin de wilaya n°103E et la ville de Honaïne, au Sud par la Route Nationale RN 98 et Douar Bentata. Sa limite orientale est formée essentiellement par Douar Tizaghane, Bordj Arima et Souk El khemis, tandis que la limite occidentale est représentée par Douar Ziatene, Sidna Youcha, et le chemin de wilaya n°104 menant vers le Nord à la ville de Honaïne, (Fig. I-5).

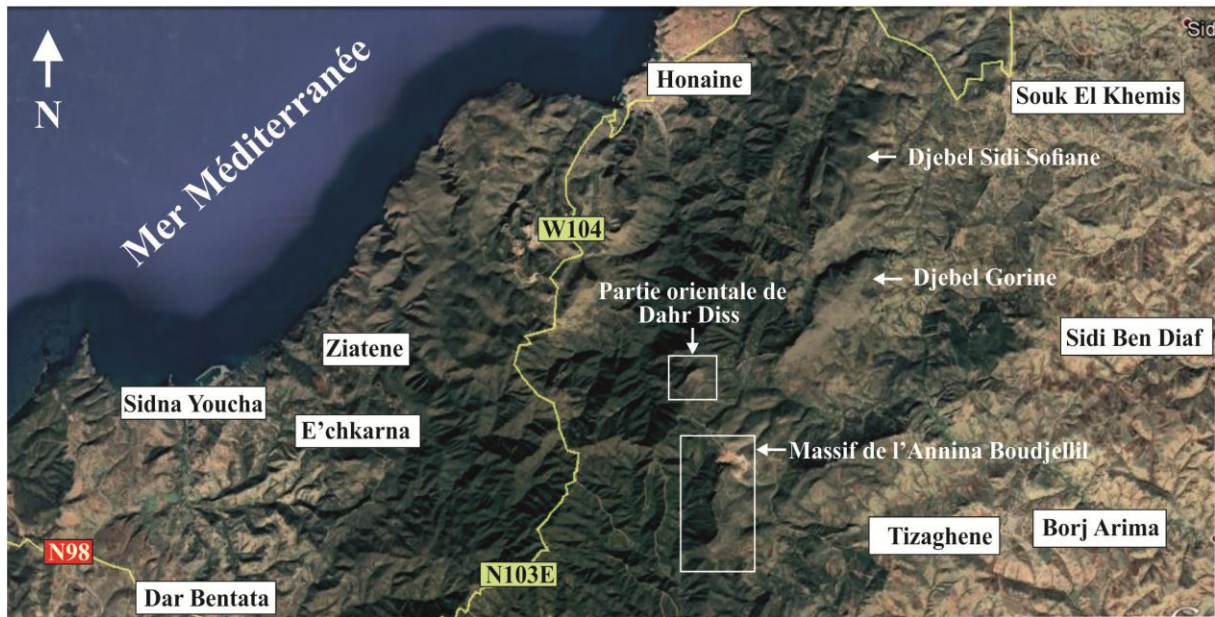


Fig. I- 5 : Localisation géographique de l'Annina Boudjellil et de la partie orientale de Dahr Diss

II-CONTEXTE GEOLOGIQUE

II.1- Histoire géologique des Traras pendant le Jurassique inférieur et moyen :

Les différentes études géologiques effectuées sur les Monts des Traras permettaient de mettre en évidence un substratum paléozoïque, sur lequel se dépose une couverture sédimentaire d'âge secondaire, tertiaire et même quaternaire (Fig. I-6). L'histoire géologique pendant le Jurassique inférieur et moyen peut se résumer ainsi ;

Avant la transgression de la mer jurassique, la région des Traras est affectée, dès le Trias supérieur, par le rejeu d'un système d'accident, aboutissant à l'apparition des premières distensions post-hercyniennes. Celles-ci sont accompagnées par le dépôt du "Complexe volcano-sédimentaire".

Pendant le Pliensbachien inférieur (Carixien moyen), les Traras sont caractérisés par une subsidence généralisée active, provoquant l'individualisation des petits bassins losangiques, allongés Nord-Est/Sud-Ouest, de dimensions kilométrique (1 à 3 km), séparés par des hauts-fonds. Par conséquent, une mer pelliculaire s'avance pour permettre l'installation d'une plate-forme interne ("Calcaires compacts de Zaïlou"), avec des séries épaisses dans les zones subsidents (bassins), et une sédimentation réduite ou nulle sur les hauts-fonds. Toutefois, cette transgression laisse subsister quelques reliefs fournissant ainsi des matériaux grossiers qui alimentent le "Membre des calcaires de Djerf Kebir", tandis que la

pénéplation de ces reliefs donne naissance à la sédimentation du membre des "Calcaires de Taouia"(Guardia, 1975 ; Aneur, 1976 ; Benhamou, 1983).

Du Carixien supérieur au Domérien (Pliensbachien supérieur), un deuxième morcellement affecte la région des Traras. Le milieu évolue d'une plate-forme interne vers une plate-forme externe calme, où se développe des faciès de mer ouverte (ammonites, brachiopodes), permettant le dépôt de la "Formation des calcaires du Tisedoûra". Ils débutent précocement à l'Ouest et au Sud-Ouest (Carixien supérieur), que plus au Nord et à l'Est (Domérien inférieur et Moyen) (Aneur, 1999).

A partir du Domérien supérieur, les Traras orientaux correspondaient à une zone résistante à sédimentation réduite ou nulle, tandis que les Traras occidentaux fonctionnaient en plate-forme externe en voie d'enfoncement (début de dépôt de la "Formation marno-calcaires de Bayada").

Au début du Toarcien, les mouvements épirogéniques s'accroissent, provoquant la naissance des bassins à subsidence différentielle, dans lesquels se déposent les "Marno-calcaires de Bayada", alors que sur les bordures s'installent les "Ammonotico-rosso des Traras", dès le Toarcien moyen (Benhamou, 1983).

A la fin du Toarcien et au début de l'Aalénien, on assiste à une diminution générale de la profondeur, permettant la sédimentation des faciès d'"Oncolithes stromatolithiques de Béni Ouarsous"(Benhamou, 1983) sur les hauts fonds, alors que dans les bassins subsidés se manifestent les "Marno-calcaires à *Zoophycus* de Traras".

Depuis l'Aalénien moyen jusqu'au début du Bajocien, les Traras se caractérisent par le développement de la "Formation des calcaires des Traras", qui illustrent des environnements de la zone de transition entre bassin-haut fond.

Au Bajocien inférieur et moyen, les Traras occidentales sont représentées par un bassin pélagique à hémipélagique, où se mettent en place les "Marno-calcaires de Fenakech". Ces dernières sont matérialisées par des dépôts de talus, de cônes sous-marins et des pentes synsédimentaires, alors que les Traras orientales étaient le siège d'une sédimentation carbonatée dans une plate-forme externe (Calcaires des Traras).

Au Bajocien supérieur, les Traras orientales correspondaient à un haut-fond érodé et raviné par des courants sous-marins, sur lequel se déposent des niveaux condensés appartenant à la "Formation des calcaires des Traras", et qui indiquent un milieu de plate-forme carbonatée

externe. En revanche, dans les Traras occidentaux les "Marnes de Ain Kiloun" se mettent en place, et elles sont matérialisées par des faciès de bassin et pente pélagique à hémipélagique, subsident et calme à Ain Kiloun, et par des dépôts de transition entre plate-forme carbonatée externe et le passage bassin à Sof Ahmed (Ameur, 1999)

Au Bathonien inférieur et moyen, la structure paléogéographique générale restait semblable à celle du Bajocien. En effet, les Traras septentrionaux sont matérialisés, généralement par le dépôt de la "Formation des Marnes de Sekika", tandis que les Traras méridionaux pourraient correspondre à un haut-fond, où se déposent des niveaux condensés des "Calcaires de Traras" d'âge Aaléno-Bajocien.

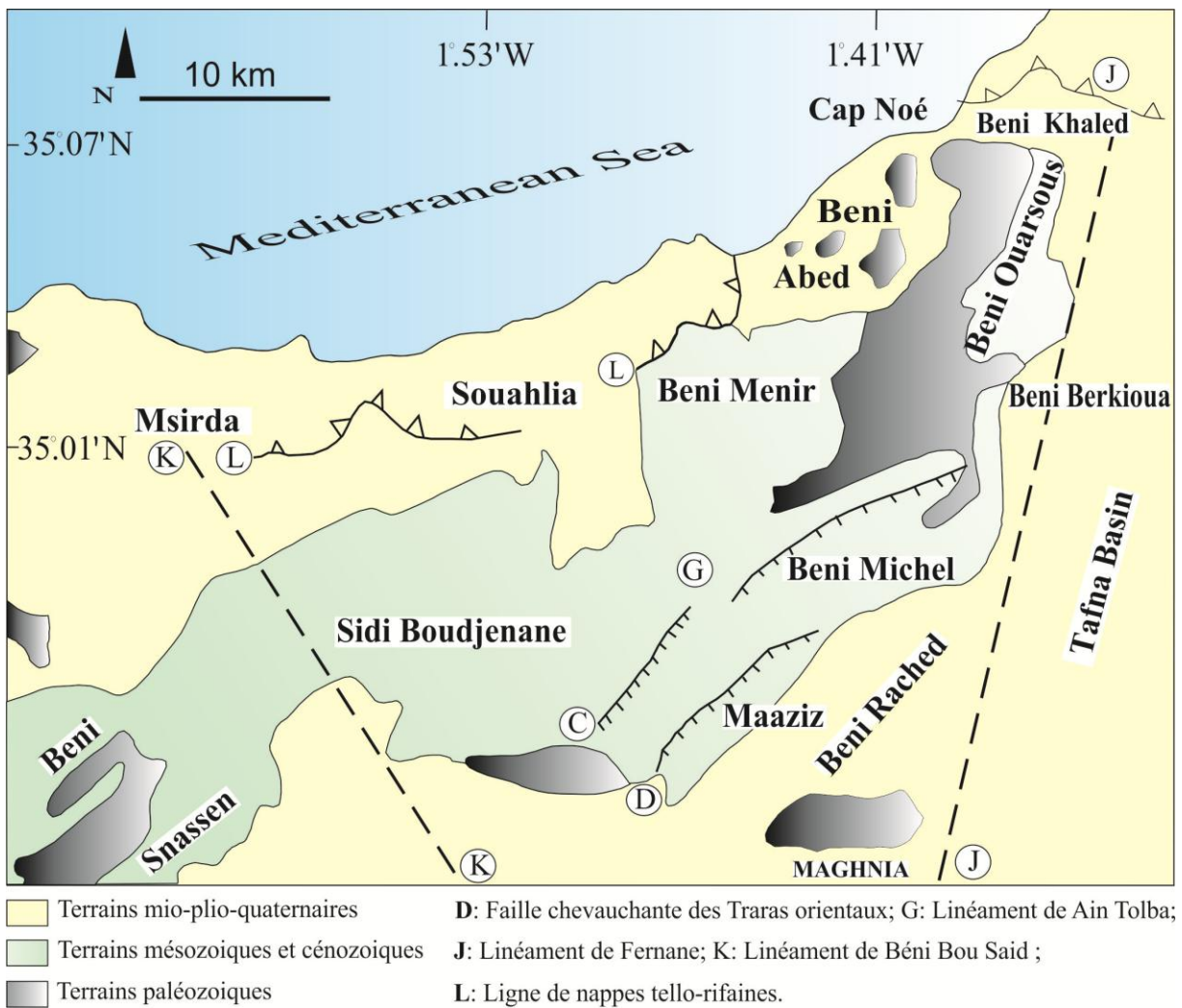


Fig. I-6 : Carte géologique des Monts des Traras

II.2- Succession lithologique synthétique dans le secteur de Béni Ouarsous :

Depuis l'avancement des recherches de détail sur les Monts des Traras, le secteur de Béni Ouarsous a attiré l'attention des géologues oranais ; il a été étudié, d'abord par Guardia (1975) de point de vue stratigraphique et structurale, puis par Elmi (1981) et enchaîné par Benhamou (1983) dans le Djebel Gorine, Cizak (1993) dans le Sekika. Le Djebel Annina Boudjellil, n'a pas été étudié en détail, mais les auteurs précédents se sont contentés à citer que les grands faciès rencontrés. De base en haut on reconnaît la succession suivante (Ameur, 1999).

II.2.1- Complexe volcano-sédimentaire (Trias supérieur-Siné murien)

Ce complexe comporte lithostratigraphiquement deux formations bien distinctes qui sont :

II.2.1.1- Formation des coulées volcaniques (Héttangien)

Cette formation repose en discordance sur le substratum schisto-gréseux du Dévonien. Elle n'a été individualisée que dans le secteur de l'Annina Boudjellil, à l'Ouest de Sekika (Traras méridionaux). Elle a été rattaché au Permo-Trias par Gentil (1903) et Guardia (1975), et au Lias inférieur (Héttangien) par Lapierre *et al.*, (1984). Elle est formée par une coulée volcanique qui fait 2,7m d'épaisseur à Sidi Aissa (NE). Au Sud de Annina Boudjellil, elle représentée par quatre épanchement basaltique (24,5m) très altérés, de texture doléritique et microlitique, associés à des ponces de textures vitreuse et bulleuse (Guardia, 1975). Elles sont entrecoupées par des niveaux terrigènes indiquant un milieu fluvio-lacustre, ainsi que des niveaux carbonatés légèrement laminés, déposées dans une plate-forme carbonatée intertidale, peu profonde.

II.2.1.2- Formation lie-de-vin (Trias supérieur-Sinémurien)

Cette formation affleure dans la partie orientale des Traras (Béni Ouarsous, Maâziz). Elle dessine une bande étroite, discontinue, orientée Nord - Est /Sud - Ouest. Dans le secteur de Béni Ouarsous, elle repose en continuité stratigraphique sur la "Formation des coulées volcaniques". Le travail récent réalisé par Ferhat & Ait Ouali (2017) sur le massif de l'Annina Boudjellil a permis de les attribuer au Trias supérieur-Sinémurien. Cette localité-type a permis de mettre en évidence succession suivante (Guardia, 1975) :

- à la base des dépôts fluviatiles, formés à proximité des reliefs actifs ;
- au milieu dépôts de milieu marin peu profond ;
- au sommet dépôts fluviatiles, relayés rapidement par une sédimentation de plaine alluviale, à chenaux fluviatiles, dans lesquels s'intercalent des dépôts lagunaires, ou de plaine d'inondation.

II.2.2-Formation des Calcaires compacts de Zaïlou (Pliensbachien inférieur)

Cette formation a été définie par Aneur (1978), dans les Traras orientaux (Béni Mishel), près de Douar de Zaïlou. Elle correspond aux "Calcaires compacts épais" de Guardia, (1975) qui les décrits surtout sur la bordure orientale des Traras, près de Sidi Aissa, (Béni Ouarsous). En l'absence de fossiles stratigraphiques permettant une datation précise, cette formation a été rattachée au Lias Moyen (Pliensbachien inférieur) par comparaisons avec des faciès semblables dans l'Est marocain, et certain séquences développées dans les Monts de Ghar-Rouban (Bassoullet & Benest, 1976 ; Elmi, 1971 ; Benhamou, 1983 ; Ciszak, 1993 ; Marok *et al.*, 2012).

Dans le secteur de Béni Ouarsous, les "Calcaires compacts de Zaïlou" sont caractérisés par une variation d'épaisseur remarquable ; elle fait 2 m à Illoul, 60-65 m au Sekika-Annina Boudjellil, 80m à Gorine. Elle comprend deux membres :

II.2.1.1-Calcaires graveleux de Djerf Kébir :

Ce membre s'organise en biseau stratigraphique, il présente d'importantes variations d'épaisseurs et de faciès. Il fait 47 m à Djebel Gorine, alors que le secteur Annina Boudjellil-Sekika ne dépasse pas les 10m. Selon Benhamou (1983), ce membre est subdivisé en trois termes :

- **Conglomérats de base.** Ce terme a une extension limitée ; il n'affleure qu'au Djebel de l'Annina Boudjellil et Sidi Sofiane (secteur de Béni Khaled), en corps discontinus et chenalés, et avec une épaisseur de 4,5 à 5 m. Il correspond à des poudingues hétérométriques, hétérogéniques, à éléments de quartzites paléozoïques et de fragments liasiques, cimentés par une matrice calcaréo-ferrugineuse.

- *Calcaires biodétritiques*. Ce sont des calcaires détritiques et bioclastiques, contenant des passées riches en grands lamellibranches à test épais (*Lithiotis* et *Protodicerias*).

- *Calcaires à grands bivalves à test épais*. Ils sont en continuité sur le terme précédent. Ils correspondent à des calcaires gris-blanchâtres, en bancs métriques (0,60 à 2m) à *Lithiotis*, associés à des *Protodicerias*...

II.2.1.2- Membre de Calcaires oolithiques de Taouia :

Il fait 33m à Djebel Gorine et plus de 50m au Djebel Sekika-Annina Boudjellil. Ce membre, essentiellement oolithique, comporte trois termes qui se superposent en fonction de l'apparition ou la disparition des oncolithes, qui sont :

- *Terme a (11,5 m)* : il est représenté par des calcaires à gros oncolithes, riches en bioclastes et en oolithes. Les éléments sont cimentés par une sparite.

- *Terme b (8,5 m)* : il est caractérisé par des calcaires oolithiques à figures fénestralles. Il contient de rares grains de quartz, mais il est riche en bioclastes de bivalves, de gastéropodes et quelques madréporaires isolés.

- *Terme c (13 m)* : il s'agit des calcaires oolithiques à madréporaires et grains de quartz, associés à des articles de crinoïdes.

II.2. 3- Formation des Calcaires du Tissedoûra (Domérien inférieur-Moyen)

Cette formation a été définie par Elmi (1982) dans la partie médiane de Ghar-Roubane, dans la falaise de Djerf de Tissedoûra (Ameur, 1999). Ces calcaires sont hétérochrones, leur limite inférieure est marquée par une surface de ravinement. Ils sont peu épais, mais à forte extension géographique. La plus grande épaisseur a été repérée au niveau de Djebel Gorine, où Benhamou (1983) a pu mettre en évidence trois membres, qui se succèdent de bas en haut comme suite :

II.2. 3.1-Membre des Calcaires biodétritiques à brachiopodes :

Ce membre repose en concordance sur la première formation. Il est matérialisé par des calcaires sableux, à articles de crinoïdes, associés à des débris de gastéropodes. Les assises sommitales contiennent de nombreux brachiopodes et quelques rares lamellibranches à tests noirs, caractérisés par une intense bioturbation.

II.2. 3.2-Membre des Calcaires à silex :

Ils correspondent à des calcaires très bioclastiques, agencés en bancs décimétriques à métriques, renfermant des nodules de silex. Latéralement, ils passent aux calcaires à bélemnites.

II.2. 3.3-Membre des Calcaires à bélemnites :

Ce membre se caractérise par des variations latérales des épaisseurs et des faciès. Il est formé par de calcaires bioclastiques, riches en bélemnites et matériels détritiques. Leur limite supérieure est matérialisée par une surface ferrugineuse à grains de pyrite.

II.2.4- Formation de l'Ammonotico-rosso de Traras (Toarcien-Aalénien inférieur):

Cette formation d'âge Toarcien correspond à la continuité latérale de la "Formation de Marno-calcaires de Bayada". C'est l'équivalent des "Calcaires rouges du Traras" décrits brièvement par Gentil (1903). Cette sédimentation pourrait évoquer la sédimentation sur les marges d'un paléorelief structuré (Elmi *et al.*, 1974 ; Guardia, 1975). Son épaisseur peut atteindre 20 m dans le secteur de Sekika ; par contre elle est très réduite dans le secteur de l'Annina Boudjellil. Elle est formée par deux membres qui sont :

II.2.4.1 -Membre calcaréo-marneux :

Ce membre date du Toarcien inférieur à Moyen. Il est caractérisée par une sédimentation évoluant depuis un faciès calcaréo-détritique vers un faciès argileux, à des calcaires noduleux à pseudo-noduleux.

II.2.4.2-Membre de Calcaires à oncoïdes-stromatolithiques de Béni Ouarsous :

Ce membre a été défini par M. Benhamou (1983). Il correspond à des calcaires compacts, à sheet cracks, à fentes de dessiccations, à laminites et à oncolithes stromatolithiques. Son âge est Toarcien supérieur-Aalénien inférieur.

II.2.5- Formation des Calcaires des Traras (Aaléno-Bajocien):

Cette formation a été définie par M. Aneur & S. Elmi (1981) dans les Traras orientaux. Il s'agit de la "Formation de calcaires graveleux à *Zoophycos* et silex" (Aneur, 1976). Elle montre d'importante variation des épaisseurs, associées à des passages latéraux de faciès. Sa base est hétérochrone ; elle débute à la fin du l'Aalénien, dans ce secteur d'étude, pour se terminer au Bajocien. Elle comprend deux membres qui sont :

II.2.5.1- Membre basal :

Ce membre est bien développé dans le Djebel Gorine. Il correspond à des Calcaires graveleux à *Zoophycos* et nodules de silex slumpés, qui s'agencent en bancs de 0,30 m à 0,40m, et dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'au 50 m.

II.2.5.2 -Membre principal :

Il est constitué par des calcaires à microfilaments et à *Zoophycos* qui passent latéralement, dans ce secteur, à des calcaires biodétritiques à entroques, avec 5 m d'épaisseur à Djebel Gorine et 2 m à Sekika, Ils renferment des brachiopodes lorsqu'ils présentent des interlits argileux.

II.2.6- Formation des Marnes de Sekika (Bathonien)

Ces marnes ont été dénommées par S. Elmi (1971) dans leur localité-type : le Djebel Sekika. Elles sont formées par une alternance de marnes et de calcaires argileux de couleur grisâtre ou jaune-kaki, très riche en posidonomye (*Bositra buchi*). L'épaisseur maximale a été estimée à 130m à Sidi Yekhlif, dans l'extrémité est du Djebel Gorine. Elles sont d'âge Bathonien inférieur (Elmi, 1981 ; Benhamou, 1983). Elles sont soit discordant sur le Toarcien (piste de Souk Arba), soit sur les dépôts du Pliensbachien inférieur et supérieur (Ouled Ralem), soit concordantes dans le reste du secteur de Béni Ouarsous. Elles forment des biseaux stratigraphiques transgressifs sur les paléstructures hérités du Lias moyen (Elmi, 1981).

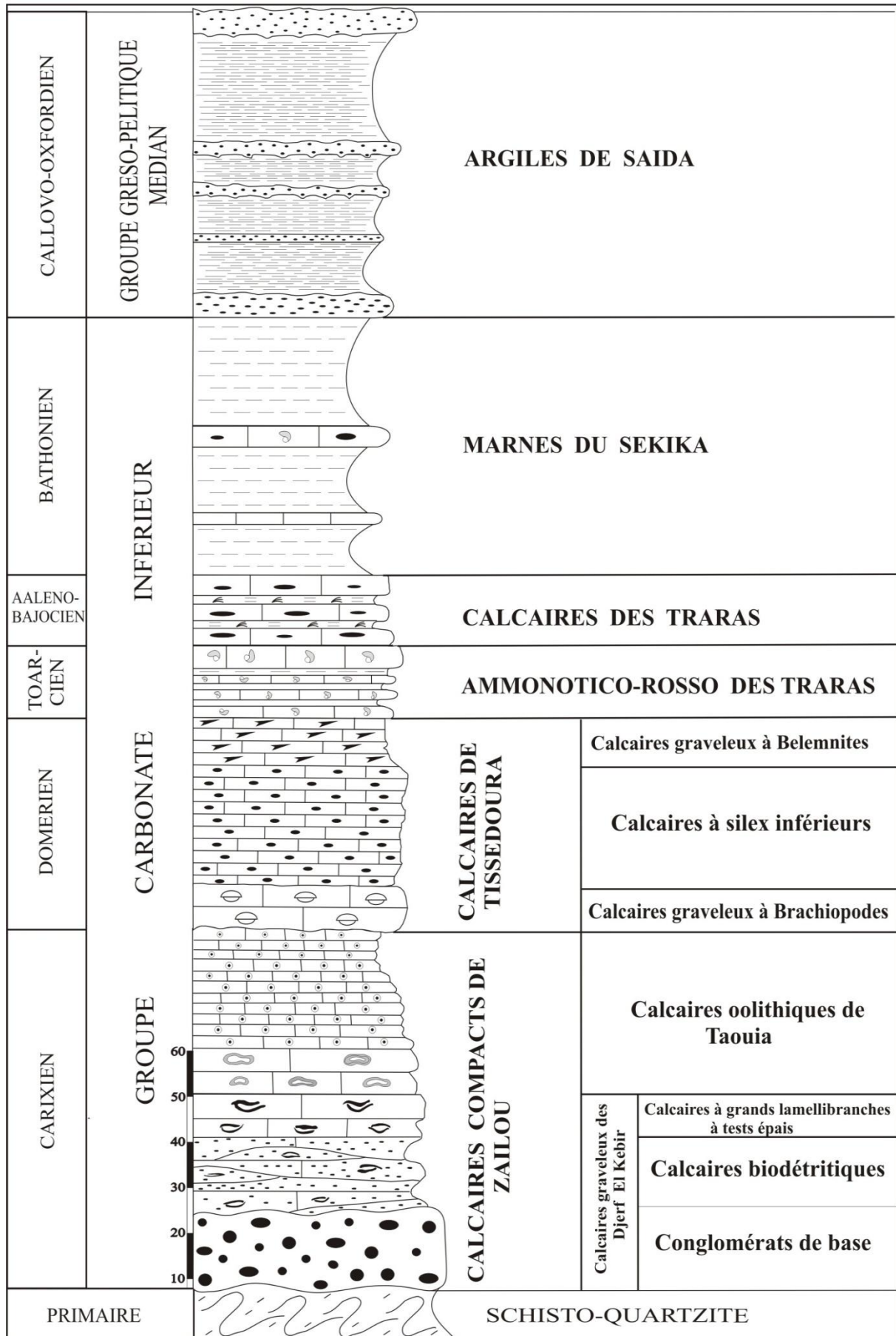


Fig. I-7 : Succession lithologique synthétique dans le secteur de Béni Ouarsous (Benhamou, 1983).

III- CONTEXTE STRUCTURAL :

III.1-Cadre structural général :

Les grands traits structuraux de Monts des Traras sont acquis avant la transgression du Miocène moyen (Miocène synchro-nappes nappes) (Guardia, 1975). Les principales phases responsables de l'édification de ces structures appartiennent à une période nommée orogénèse atlasique (Guardia, 1975), réactivées lors d'une phase anté-messinienne. La délimitation des Monts de Traras est indiquée à l'Est par l'alignement de Fernane (N20), au Sud-Ouest par celui de Béni Bou-Saïd (K), alors qu'au Nord, elle coïncide avec la ligne méridionale des nappes tello-rifaines (L). Ces limites donnent aux Traras une géométrie triangulaire qui s'encastre en coin ou en "cul de sac" entre le domaine rifain au Nord-Ouest et le domaine des nappes telliennes au Nord-Est (Ameur, 1999). Le linéament de l'Aïn Tolba (G), hérité de l'orogénèse hercynienne, permet de distinguer deux zones : une zone (A) au Nord correspond aux Traras septentrionaux et une zone (B) au Sud, constitue les Traras méridionaux (Fig. I-8).

III.1.1-Traras septentrionaux :

-Les Béni Mishel. Ils comprennent le compartiment de Fillaoussène et celui de de Béni Mishel (IVA, IIIA). Ils sont délimités à l'Est par l'alignement de Fernane (S), à l'Ouest par l'alignement de Nedroma, au Nord par le tracé de l'Oued Boukiou (H), orienté Est-Ouest et au Sud par celui de l'Oued Chetibia (I) (N140).

-Les Béni Ouarsous et Béni Khaled. Ces secteurs prolongent les précédents vers le Nord. Ils sont délimités à l'Est par l'accident de Fernane, au Sud par celui de l'Oued Boukiou (H), à l'Ouest et au Nord par l'apex granitique et métamorphique. Les Béni Ouarsous renferment le Djebel Annina Boudjellil, Dahr Diss, Sekika, et Gorine, alors que les Béni Khaled ne comprennent que le Djebel Sidi Sofiane.

-Les Béni Abed. Les Béni Abed sont orientés sensiblement Nord-Est / Sud-Ouest. Ils sont bordés au Nord-Ouest par la Méditerranée et au Sud par la faille de Cap Noé. Leur partie méridionale est formée par le secteur de Sidna Oucha, tandis que la partie septentrionale correspondent au domaine des nappes tello-rifaines.

-Les Béni Menir. Ils sont séparés du secteur de Sidna Oucha par le tracé de l'Oued Boukiou.

III.1.2-Traras méridionaux :

Ils sont découpés en mosaïque en trois secteurs à orientation générale SW-NE, et qui sont successivement :

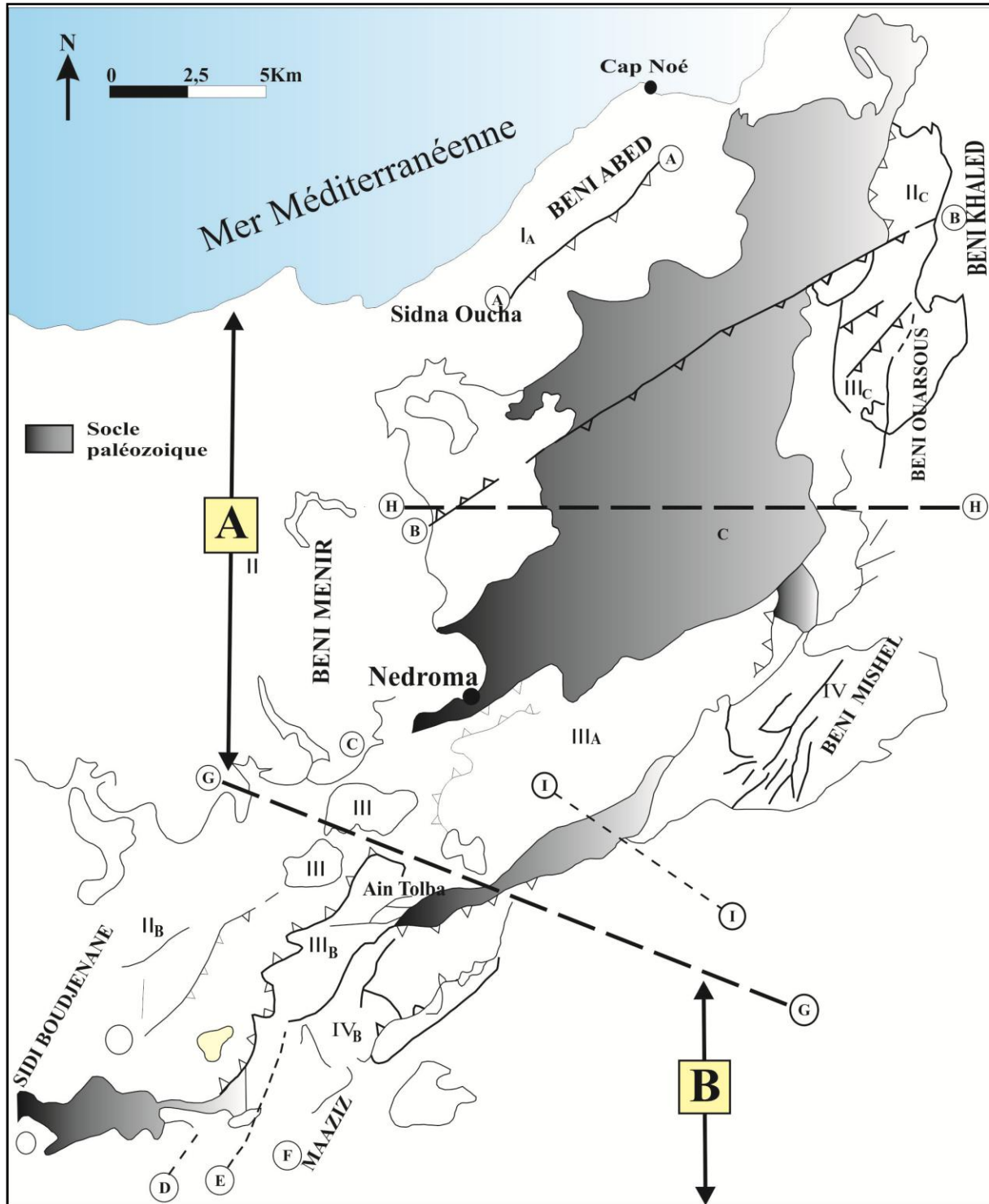
-Secteur de Sidi Boudjnane. Ce secteur constitue la partie occidentale des Traras méridionaux. Il est délimité à l'Est par le prolongement de la faille de Nedroma C, qui le sépare du secteur de Maâziz. Les variations de la série permettent de distinguer le domaine de Sidi Boudjenane au Sud et celui de Sof Ahmed au Nord.

-Secteur de Maaziz. Ce secteur forme la partie méridionale des Traras méridionaux. Il est bordé à l'Est par les terrains miocènes transgressifs et discordants sur les terrains du Jurassique inférieur et moyen. Ce secteur est constitué par trois domaines qui sont d'Ouest vers l'Est ;

-Le domaine de Djebel El-Louz, formé par le Djebel Msama, le Djebel Kébir, le Djebel Kourkar et la Koudiat Hedjar Ben Djeddou.

- Le domaine des Djebala (III B), formé par Djerf Toumai Seghir, le Djebel Toumai et Djebel Mahassar. Il est délimité par les failles chevauchantes D et E ;

- Le domaine oriental, formé par les reliefs du Hadjar Bou Amoud, décroché par la faille E par rapport à la Koudiat Timerselt. Ces deux reliefs constituent le compartiment (IV B). Le Djebel Tiouina et Bentouila et Djebel Bourekba représente le compartiment V.



A: Traras septentrionaux; B: Traras méridionaux; A: faille du Cap Noé; B: faille de Dahr Ed Diss; C et C' : faille de Nedroma; D, E et F : faille chevauchante de Traras orientaux; G: linéament d'Ain Tolba; H: linéament de l'ou Boukiou; I: linéament de l'O Chetibia; J: linéament de Fernane; IA: compartiment de Sidna Oucha-Béni Abed; IIA: compartiment des Béni Ménir; IIB: compartiment de Sidi Boudjnane; IIC: compartiment des Béni Khaled; IIIA: compartiment du Fillaoussène; IIIB: compartiment des Djebala-Maaziz; IIIC: compartiment des Béni Ourasous; IV: compartiment des Béni Michel; IVB: compartiment du Kourkar-Djorf Toumai; V: compartiment de Djbel Tiuouna-Bentouila.

Fig. I-8 : Cadre structural des Monts des Traras

IV-CADRE PALEO GEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE :

Pendant le Jurassique, les Monts des Traras se sont situés dans partie ouest de la Téthys et occupaient le bassin nord du domaine paléogéographique tlemcénien (Fig. I-9). Ce domaine correspond à un sillon intracratonique mineur, subsident et relativement peu profond, ultérieurement plissé (Guardia, 1975). Son évolution paléogéographique est contrôlée par les jeux tardi-hercyniens, responsables d'une distension générale, dans la zone de transition entre le domaine des Hautes-plaines oranaises au sud, et le futur domaine tellien au Nord. Pendant le Lias Moyen, ce domaine s'est différencié grâce à plusieurs pulsations épirogéniques, pour enfin s'individualiser du domaine tellien pendant l'Oxfordien (Mekahli, 1988). Néanmoins, leur limite est difficile à préciser, car elle est actuellement soit recouverte par les nappes telliennes, soit effondrée sous les bassins miocènes. De forme généralement polygonale, le domaine tlemcénien est orienté Est-Ouest. Il occupe la partie Nord-Ouest de l'Oranie occidentale. Il est limité au Nord par la dépression miocène, qui le sépare du sillon tellien ; au Sud, il est bordé par le môle résistant des Hautes-plaines oranaises, à l'Est par la transversale NNE-SSW d'El Bayadh-Tiaret, qui le sépare du domaine pré-atlasique ; alors qu'à l'Ouest, il est limité par le domaine des nappes rifaines et la bordure septentrionale du Moyen Atlas marocain (Fig. I-2)

Les principales structures du domaine tlemcénien sont orientées N 70° et déviées par des décrochements N-10° et N-20°, parallèles aux transversales définies successivement par Lucas (1942, 1952), Glangeaud (1951), Guardia (1975) et Elmi (1971, 1978, 1982). Ces transversales découpent ce domaine en le délimitant en quatre panneaux paléogéographiques, bien distincts (Elmi, 1978), qui sont de l'Ouest vers l'Est :

IV.1-Panneau de Guercif (I) :

Ce panneau est limité à l'Est par la transversale de Moulaya (M) (Elmi, 1978), où il se termine en "cul de sac".

IV.2-Panneau de Béni Snassen, Traras, Monts de Ouajda et Rhar Roubane (II):

Il est bordé à l'Est par la transversale de Tafna-Magoura (TA) (Lucas, 1942 ; 1952 ; Elmi, 1982). Il est coupé longitudinalement par la dépression Angad-Maghnia, qui sépare les Béni Snassen et les Traras au Nord, des Monts de Oujda et Rhar-Roubane au Sud.

IV.3- Panneau des Monts de Tlemcen et de Daya (III) :

Ce panneau se caractérise par une forme parallélogramme. Il est bordé à l'Est par la transversale de Saida-Ain Sefra (S). D'autres transversales, tel que de l'Oued Chouly (Benest, 1971) et de l'Ain Tellout (Gentil, 1903 ; Benest, 1971) en constituent les principaux accidents. Ce panneau est formé essentiellement de dépôts du Jurassique supérieur et du Crétacé.

IV.4- Panneau de Saïda (IV) :

Ce panneau est limité à l'Est par la transversale d'El Bayadh-Tiaret (TI) qui sépare le domaine tlemcénien du domaine pré-atlasique du Nador. Il est constitué de terrains paléozoïques qui affleurent près du môle de Tiffrit, ainsi que des terrains jurassiques.

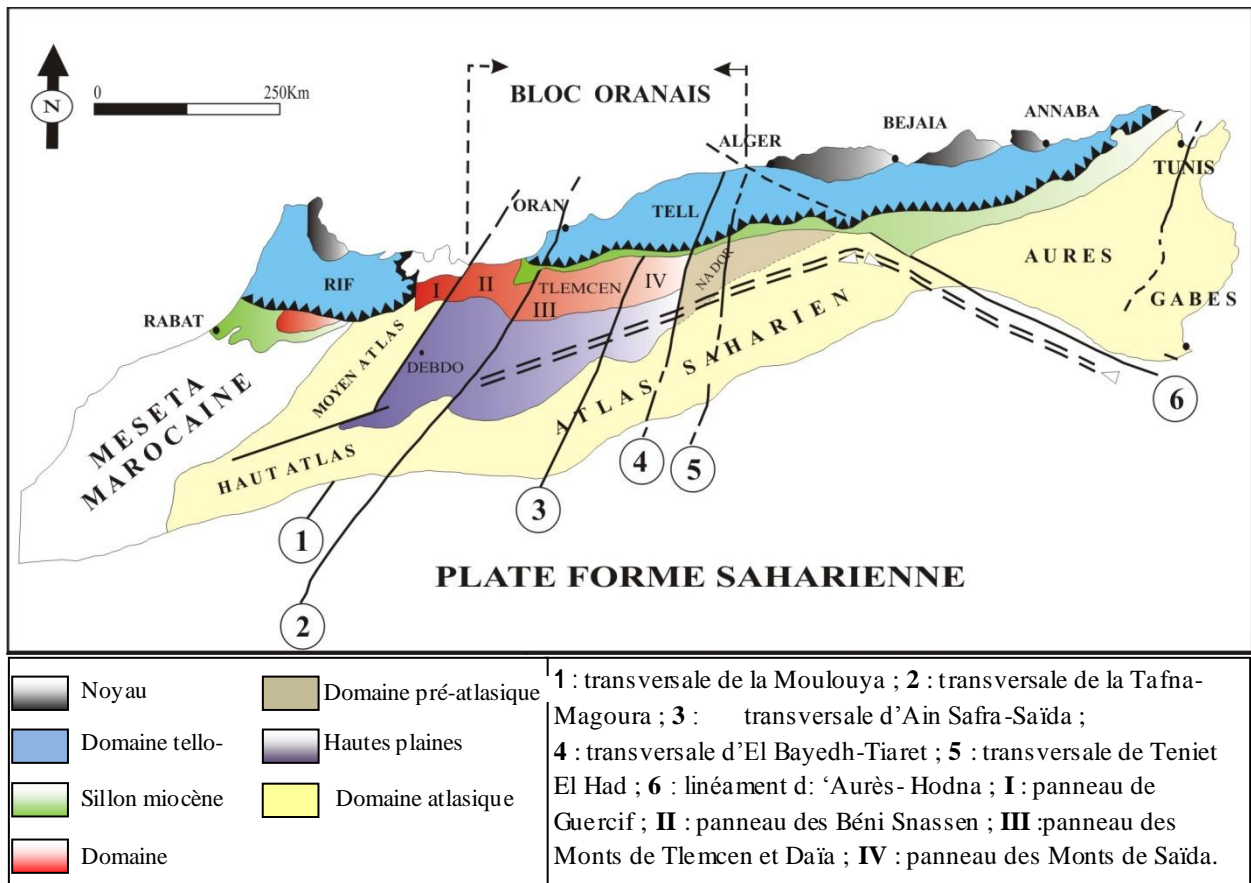


Fig. I-9 : Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; in Aneur, 1988).

V-HISTORIQUE DE RECHERCHES :**V.1- Travaux réalisés sur les Monts des Traras pendant le Jurassique :****V.1.1-Période de reconnaissance générale (1848- 1896) :**

Les recherches géologiques en Algérie ont pris naissance dès le début de la colonisation française en 1830. Les premières observations et reconnaissances du terrain ont été menées par des militaires, à l'image du Capitaine Rozet, qui a publié sa première note en 1830 sur la description géologique des environs d'Alger (Savornin, 1907). Dans un but économique, les travaux réalisés dans cette période se focalisaient sur l'exploration des ressources minières que recèle le pays soumis. C'est la raison pour laquelle, le service des Mines a été créé en 1846, en regroupant les meilleurs géologues de leur époque, parmi d'autres : Fournel, DuBocq, Ville.....

Le premier travail touché la région du Traras paraissait en 1848 dans le mémoire de Renou (géologue principal de la commission scientifique en Algérie). Cet auteur a rattaché les schistes primaires des Traras au Crétacé. Pomel (1855), connu surtout par ses travaux paléontologiques, fût paraître un mémoire sur le Sahara, où il consacre un chapitre pour l'étude du massif atlantique. Il distingue dans le littoral de l'Afrique du Nord : (i) terrains cristallins, dans lesquels placent les Granites de Nedroma, (ii) terrains jurassiques comprenant le Lias calcaires et dolomitiques des Traras (Gentil, 1903).

Le premier travail sérieux entamé sur la région du Tlemcen a été confié à l'ingénieur Pouyanne en 1861. Cependant, il restait jusqu'au 1877 pour qu'il puisse fructifier ses longues années de recherches par l'apparition de la Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen, accompagnée d'une carte en couleur au 1/400 000è. Cet auteur a donné une classification de la série sédimentaire comme suit : (i) schistes des Traras probablement anté-siluriens, (ii) poudingues de Béni Ménir, rappelant les formations permienes, (iii) calcaires de Sidi Sofiane d'âge Lias supérieur, (iv) marnes oxfordiennes de Djebel Sidi Sofiane et Djebel Filaoussène.

Bleicher (1881), un Docteur appartenant à l'armée française, le premier qui a entrepris une étude détaillée du Lias supérieur de Sidi Sofiane où il a suggéré : (i) calcaires noduleux ferrugineux à ammonites surtout les *Bifrons* BRUG., (ii) schistes argileux à *Posidomya bronni* VOLTZ., (iii) banc de calcaire marneux compact à ammonites hollandrei d'ORB., et enfin des (iv) schistes à *Posidomya bronni* (Gentil, 1903).

V.1.2-Période des synthèses régionales :

En 1903 apparait la thèse de Gentil dans le Service de la Carte géologique de l'Algérie. Cet auteur synthétisa les travaux des prédécesseurs, et présenta un excellent travail sur la stratigraphie et la paléontologie du bassin de la Tafna. Les Monts des Traras, faisant partie à cette époque au bassin de la Tafna, prenait une part considérable dans la thèse de cet auteur. En effet, il précisa la stratigraphie des Traras septentrionaux, et reconnut pour le Jurassique inférieur et moyen la succession suivante : (i) poudingues de Béni Menir, définis par Pouyanne (1876) et Pomel et *al.*, (1890), rattachés au Keuper par ces deux auteurs, alors que Gentil les a attribués à l'Infralias ; (ii) conglomérats ferrugineux de Béni Ouarsous : définis par Gentil, (1903) dans la région de Béni Ouarsous, au Djebel Gorine, à Annina Boudjellil (p. 147). Ces deux types de conglomérats reposent en discordance sur les schistes et les quartzites primaires ; (iii) calcaires massifs liasiques des Traras, attribués au Lias inférieur et moyen ; (iv) calcaires en bancs réglés en dalles, rattachés au Lias supérieur, sans preuve paléontologique ; (v) calcaires marneux ferrugineux en surface, renfermant des ammonites du Toarcien moyen et supérieur, (vi) marno-calcaires gris non fossilifères rapporté au Dogger par Gentil ; (vii) schistes à Posidonomyes et argiles brunes, attribués au Callovo-Oxfordien. Ils sont appelés par Bleicher (1881), groupe supérieur du Lias supérieur par opposition à un groupe inférieur carbonaté (Gentil, 1903).

Les résultats de Gentil ont été précisés et modifiés par les travaux paléontologiques de Roman (1933). Cet auteur, a pu reconnaître le Bathonien inférieur, pour la première fois dans les Monts des Traras, grâce à une importante faune d'ammonites récoltés par Gauthier dans les marnes de Sekika, rattachées par Gentil (1903) au Callovien.

Gautier (1936) divisa la série lithostratigraphique pendant le Jurassique inférieur et moyen, dans la région de Nemours (Ghazaouet), en trois types qui sont du Sud vers le Nord : (i) la série de la chaîne de Fillaoussène ; (ii) la série du massif des Traras et (iii) la série des reliefs côtiers.

La série de la chaîne du Fillaoussène comporte une série réduite d'âge permo-trias, formée essentiellement par des couches détritiques rouges, sans gypse et à coulées doléritiques. Au Lias inférieur, elle est matérialisée par des calcaires massifs à Mégalodontidés et à gros silex. Quant au Lias supérieur, il est formé, au Toarcien et l'Aalénien, par des marnes à ammonites pyriteuses ; au Bajocien, par des calcaires à

madréporaires et térébratules qui passent à des calcaires argileux, alors qu'au Bathonien, il est représenté par des marnes grises à *Zoophycos* et ammonites pyriteuses.

En contre-partie, la série du massif des Traras est formée, dans le Permo-Trias par des couches puissantes détritiques rouges sans gypses, mais à prédominance des épanchements doléritiques. Pendant le Lias inférieur et moyen, elle est représentée par des calcaires massifs à Mégalodontidés et à gros silex, alors qu'au Lias supérieur, elle est matérialisée par des calcaires en dalles, légèrement argileux, rougeâtres (ammonotico-rosso). Le Bathonien représenté par les marnes grise à *Zoophycos* et à ammonites pyriteuses.

Dans la série des massifs côtiers, le Trias est représenté par des marnes bariolées à gypses, cargneules, dolomies noires et roches vertes. Le Lias inférieur et moyen, il est constitué par la superposition des calcaires feuilletés et des calcaires massifs, tandis que le Lias supérieur, calcaires en dalles, légèrement argileux, rougeâtres (ammonotico-rosso). Il faut mentionner que l'Aalénien et le Bajocien sont absents dans la série du massif des Traras et celle des massifs côtiers.

Après le travail de Gautier, et durant toutes les années de la deuxième guerre mondiale, les travaux réalisés sur les Monts des Traras se raréfiaient. Néanmoins, il faut mettre l'accent sur l'importance du travail de Lucas (1942-1952) qui a été effectué sur les Monts de Ghar Roubane et qui a contribué à certaines attributions biostratigraphiques et subdivisions lithologiques des Monts des Traras.

V.1.3-Période des travaux récents :

Les travaux géologiques en Algérie ont été interrompus en 1955 et jusqu'après 1962. La quasi-totalité des enseignants d'Alger et du service de la Carte géologique et d'autres organismes officiels ont quitté l'Algérie. Ensuite, les recherches ont été reprises avec l'arrivée des coopérants universitaires, majoritairement jeunes diplômés des universités françaises. La tâche principale de ces coopérants était de former des cadres pour l'Algérie indépendante.

P. Guardia, un de ces coopérants s'étant installé à l'Université d'Alger, s'est occupé de l'étude du secteur qui s'encastre entre la Tafna et la frontière marocaine. Il présenta sa thèse en 1975. A la faveur d'une nouvelle faune découverte (ammonites, brachiopodes). Cet auteur a pu développer et approfondir la stratigraphie de la couverture des Traras. Pour le Jurassique, il l'a scindé en cinq groupes bien distincts :

- (i) groupe permo-triasique, qu'il l'a subdivisé en deux formations, la première est sédimentaire, appelée "Formation lie-de-vin", alors que la deuxième est volcanique ;
(ii) groupe carbonaté inférieur, constitué pratiquement par toutes les formations du Jurassique inférieur et moyen, connues à nos jours. D'après cet auteur, son histoire géologique peut se résumer ainsi :

Au cours du Lias, la mer envahit la majeure partie de la région de Traras. Cependant, quelques reliefs restaient émerger, et qui servaient à fournir du terrigènes. La pénélplanation conduisait à la sédimentation des calcaires oolithiques. Pendant cette période, le Fillaoussène correspondait à une zone haute qui sépare une partie sud confinée et dolomitisée, d'une partie Nord plus ouverte. Le milieu proposé étant peu profond et assez agité, permettant le dépôt de la formation des calcaires compacts épais (*sensu* Guardia, 1975).

Au Domérien, le milieu s'approfondit dans la partie Ouest, en donnant une sédimentation marneuse, tandis-que la partie médiane continuait à fonctionner comme étant un haut-fond, où la sédimentation était réduite ou nulle.

Cette architecture se poursuivait au cours du Lias supérieur (Toarcien), les formations transgressives sur ce haut-fond ou relief sous-marin, où régnaient de forts courants provoquant des lacunes de sédimentation et *de hardground*. Le reste des Traras correspondait à des bassins où se développent des marno-calcaires, séparés par des hauts-fonds. Sur les talus se déposaient l'ammonotico-rosso qui affleure uniquement dans la partie orientale des Traras.

Au Bajocien, dans la partie occidentale, une barrière sub-récifale fortement subsidente sépare le haut-fond d'un bassin à sédimentation marneuse. Par contre, la bordure orientale, la subsidence est moins importante. Les dépôts sont très réduits et n'affichent aucune tendance récifale.

Au Bathonien, la subsidence est limitée partout, il est régressif sur la partie occidentale et transgressif sur la partie orientale.

- (ii) : groupe grésopélique, d'âge Callovo-Oxfordien, caractérisé par une sédimentation homogène qui est devenue terrigène, le milieu reste marin, peu profond. La subsidence est assez forte, compensée par le taux élevé de sédimentation terrigène.

(iii) : groupe grésocarbonaté supérieur ;

(iv) : groupe marno-calcaire du Crétacé supérieur.

V.1.4-Les travaux de l'école oranaise :

En collaboration avec le laboratoire LA 11 de Lyon, et sous la direction de S. Elmi, les travaux ont pris naissance dès 1969, avec l'ouverture du Département de Géologie à Oran. Ces travaux portaient sur la stratigraphie, la biostratigraphie, la sédimentologie et la paléogéographie de tous les terrains mésozoïques du domaine tlemcénien. Les terrains de Jurassique inférieur et moyen ont été étudiés par Elmi, Ameer et Benhamou, alors que le Jurassique supérieur et le Crétacé font l'objet des études de Benest et son équipe.

Dans une publication apparue en 1976, Elmi a considéré la région comprise entre le plateau de Terni-Margout (Moyen Atlas marocain) et Freneda près de Tiaret comme étant un domaine bien différencié, d'un point de vue morphologique, structural, stratigraphique et paléogéographique, il l'appelle alors « Domaine Tlemcénien ». La ségrégation du domaine tellien ne s'installera qu'à la fin de l'Oxfordien, avec l'apparition du régime deltaïque (Grès de Boumediène) dans le domaine tlemcénien aboutissant à son cicatrization (fin de son jeu en sillon). La différenciation avec les Hautes-plaines s'accusent dès le Toarcien, avec :

- dépôts continentaux rougeâtres ;
- retour aux faciès de plate-forme pendant l'Aalénien et Bajocien ;
- absence de dépôt des argiles de Saida, pendant le Callovo-Oxfordien, mais on trouve des assises deltaïques, où la forte subsidence compensée par le taux élevé de la sédimentation.

En (1978), le même auteur retraça l'évolution tectono-sédimentaire de la région comprise entre Ghazaouet et Sahara. Il s'est rendu compte que le domaine tlemcénien a connu la même évolution que le domaine tellien et atlasique, mais décalée dans le temps. Ce décalage résulte d'une nette polarité orientée du Sud vers le Nord.

Pour contraindre davantage la sédimentologie des Traras, Ameer (1978) a élaboré une thèse de doctorat de 3^{ème} cycle. Il a entamé une étude lithostratigraphique et sédimentologique des formations carbonatées du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne de Fillaoussène (Béni Mishel). Cet auteur a levé plusieurs coupes bien détaillées dans le but d'établir une stratigraphie assez fine, afin de définir les différents phénomènes diagénétiques, et par conséquent de retracer les paléoenvironnements. Les résultats tirés de cette thèse peut se résumer ainsi :

La formation des calcaires compacts épais *sensu* Guardia a été redéfinie dans le secteur oriental par cet auteur, en la donnant le nom de "Formation des calcaires compacts de Zaïlou".

Il l'a même subdivisée en deux membres : membre de Djerf Kebir, défini dans la falaise constituant l'alignement de Djerf Kébir, près de l'Aïn Meftah, et membre de calcaire de Taouia, défini près de Taouia. Les mouvements épirogéniques qui se manifestaient au cours du Domérien provoquaient l'apparition d'un relief sous-marin. Les dépôts de la formation domérienne que Aneur l'a donnée le nom de "Calcaires graveleux à bélemnites" sont transgressives sur ce relief, en engendrant localement une discordance angulaire avec les Calcaires compacts de Zaïlou.

Au Toarcien, dans le secteur oriental, on assiste à un enfoncement favorisant un dépôt de bordure de plate-forme (ammonotico-rosso) et de "Marno-calcaires de Bayada" dans les zones subsidentes, tandis que sur le secteur septentrional, on trouve un hardground visible à Ain Kebira, en position balayé par des courants violents.

A l'Aalénien-Bajocien, une importante phase d'instabilité conduisait à l'exhaussement des zones hautes sujettes à l'érosion, mais compensées par un enfoncement permettant le dépôt de la Formation des calcaires à *Cancellophycus*, l'équivalent de la "Formation des calcaires argileux à *Zoophycos*" de Guardia, puis les Calcaires à silex supérieur qui se manifestent uniquement à Taouia, Zaïlou et Bayada (secteur oriental).

Benhamou (1983) présenta sa thèse de doctorat de 3^{ème} cycle sur les dépôts du Jurassique inférieur et moyen de Djebel Gorine et Sidi Sofiane (Traras orientaux). Cet auteur entreprit une étude détaillée, basée essentiellement sur le levé de plusieurs coupes dans les deux massifs, ce qui lui permettait d'extrapoler les résultats suivants :

D'un point de vue stratigraphique, l'étude détaillée de l'ammonotico-rosso lui conduisait à établir une biostratigraphie assez fine du Toarcien inférieur et moyen, aboutissant à l'identification de l'extrême base du Toarcien pour la première fois dans les Traras dans la coupe de l'Aïn Soltane. Cet étage était mal caractérisé à l'époque de Guardia. Il a aussi pu distinguer, dans cette formation, trois types de ce faciès, notamment : ammonotico-rosso marneux, ammonotico-rosso pseudo-noduleux et calcaires compacts pseudo-noduleux.

D'un point de vue sédimentologique, cet auteur a mis en évidence 7 séquences pour la "Formation de calcaires compacts de Zaïlou" qui se déposent dans un environnement de bordure du bassin mobile. Une séquence de comblement a été identifiée pour les "Calcaires de Tissedoûra" d'âge Domérien. Pendant le Toarcien, l'ammonotico-rosso marneux s'est déposé dans une pente légèrement inclinée (talus), alors que l'ammonotico-rosso calcaire reflète une sédimentation dans une plate-forme en amont de pente. Les calcaires compacts pseudo-

noduleux (faciès à oncolithes stromatolithiques), découverts pour la première fois dans les Traras, se déposent dans un milieu présentant des indices d'émersion. Le tout est inscrit dans une séquence de comblement et de ralentissement en bordure d'un relief, évoluant vers une émersion. Pour la "Formation des calcaires des Traras" (Bajocien), l'auteur l'a placé dans un milieu calme et profond, affichant des slumping et des fissures synsédimentaires. Au Bathonien, il a décrit la "Formation des marnes de Sékika" qui s'est mise en place dans un milieu calme et profond, et qui surmonte en légère discordance l'ammonitico-rosso. Au Callovien-Oxfordien se dépose la "Formation des argiles de Saida", homogène et à caractère flyschoides. Cette formation indique une séquence d'enfoncement et de comblement.

Après avoir étudié le Jurassique inférieur et moyen de la chaîne de Fillaoussène, Ameur présenta sa thèse de doctorat en (1988), dans laquelle il a élargi son thème pour englober tout l'autochtone des Traras, afin de comprendre la modalité de transgression de la mer jurassique sur le bâti-hercynien. Pour y arriver, il a établi une étude stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique fondée sur le levé de plusieurs coupes dans les différents secteurs formant les Monts des Traras occidentaux. Pour le secteur de Béni Ouarsous, Ameur a pris comme référence les travaux réalisés par Benhamou (1983). Les résultats tirés de cette thèse étaient si fructueuses, qu'elle a été publiée dans les *Documents* du Laboratoire de Géologie de l'Université Claude Bernard (Lyon 1) (Ameur, 1999). L'importante faune découverte (ammonites et brachiopodes) permettait d'établir une biostratigraphie fine des différentes formations carbonatées qui ont été maintenues dans cette thèse. Hormis la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" qui s'est rattachée, toujours au Carixien sans preuve paléontologique, les autres formations dans les différents secteurs sont hétérochrones.

Pour les Calcaires du Tissedoûra, placés dans un milieu de plate-forme externe, se sont déposés à Sidi Boudjenane au Carixien supérieur, à Sof Ahmed, Maâziz, Béni Menir et Béni Ouarsous au Domérien inférieur et moyen et à Béni Mishel au Domérien supérieur (bélemnites, brachiopodes)

La "Formation des marno calcaires de Bayada", indiquant un milieu profond (bassin) débute au Domérien supérieur dans les Béni Mishel, où elle passe latéralement aux "Calcaires de Tissedoûra". Elle commence à se déposer pendant le Toarcien inférieur dans le secteur de Sof Ahmed, pour passer latéralement aux ammonitico-rosso sur la bordure de bassin, qui s'étendent durant le Toarcien supérieur et l'Aalénien inférieur. La "Formation des Calcaires des Traras" montrent d'importante variation d'épaisseur, accompagnée par des passages latéraux de faciès. Elle débute dès le Toarcien supérieur dans les zones subsidentes, près de

Bayada, pour se terminer au Bajocien ; tandis qu'au niveau des zones résistantes, elle ne se développe qu'au Bathonien.

La "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" a été soumise à une étude sédimentologique et diagénétiques, effectuée par Adyatar (1992) en vue de la préparation de son mémoire de Magister. Cet auteur s'est basée uniquement sur les coupes levées par les prédécesseurs, surtout celles de Aneur. Les coupes choisies dans les Traras méridionaux se trouvent dans les Maâziz (Ben Seria), alors que dans les Traras septentrionaux, elle a étudié celles qui se localisent dans les Béni Mishel. Cette étude a permis de mettre en exergue trois modèles diagénétiques :

- **Type d'Ain Tolba.** Il se caractérise par des environnements diagénétiques transgressifs ou régressifs, mais généralement à tendance régressive. Ce type regroupe les régions à forte subsidence, tels que Aïn Kébira dans les Traras méridionaux, qu'on peut les rattacher à une pente distale et Djebel Mahassar et Aïn Tolba dans les Traras septentrionaux, qui affichent des caractères d'une pente proximale.

-**Type Ouled Malek.** Il se distingue par des faciès diagénétiques permettant de les placer dans un environnement diagénétique monotone de lagon, indiquant une zone de mélange où le milieu phréatique marin prend place dans les dépressions, alors que les hauts fonds sont influencés par les apports continentaux. Ce type caractérise les régions moins subsidentes, tels que Aïn Meftah et Ouled Malek dans les Béni Menir (Traras septentrionaux).

- **Type Ben Séria.** Ce type a été identifié uniquement dans la région de Ben Seria, d'où il a tiré son nom. Les structures diagénétiques qu'il le caractérise permettaient de confirmer qu'il s'agit d'un milieu vadose, marin ou météorique.

R. Cizak (1993), a étudié l'évolution géodynamique du domaine tellien oranais et le domaine atlasique avec leurs deux cycles hercynien et alpin. Le compartiment bien distinct, nommé par S. Elmi (1976), domaine tlemcénien, pour cet auteur correspond au domaine pré-tellien méridional, dont le massif de Traras occupe une position occidentale permettant de le considérer comme étant un domaine pré-tellien occidentale. Il n'utilise le terme domaine tlemcénien que pour les Monts de Ghar-Roubane, en les appelant « domaine tlemcénien occidental », et les Monts de Saïda qui prennent le nom de « domaine tlemcénien oriental ».

R. Cizak a utilisé les nouveaux principes de la stratigraphie séquentielle qui les a appliqués essentiellement sur des données bibliographiques. Il a interprété les ensembles

lithologiques aux termes de cortèges sédimentaires au sein des séquences, afin de les corrélérer avec les cycles mentionnés dans la charte de Haq *et al.*, (1987). Son propre travail a été effectué au Lias où il a reconnu huit (8) séquences de dépôts dans le Lias, quatre (4) ont été identifiées dans le Dogger et onze (11) séquences dans l'intervalle Callovien-Oxfordien. Pour la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou", l'ensemble des "Calcaires de Djerf Kebir" a été interprété en se basant sur la coupe type de l'Aïn Meftah. En effet, il a mis en évidence un intervalle transgressif, représenté par trois séquences mineures à rétrogradantes. Chaque séquence formée par une alternance de calcaires gréseux et de calcaires biodétritiques qui s'agencent en bancs pluri-décimétriques. Le prisme de bas niveau marin correspond aux termes supérieur de la série, dépourvue de grandes lamellibranches (Lithotidés). Il est matérialisé par des calcaires gréseux à ciment sparitique, suivi par des calcaires oolithiques à laminations ondulées et enfin des calcaires micritiques. Cette architecture sédimentaire lui permet de suggérer une évolution depuis un milieu subtidal peu profond à l'intertidal. Le deuxième ensemble, celui de "Calcaires de Taouia", et dans leur localité type : coupe de Taouia, Cizak a mis en exergue deux séquences : la première correspond au prisme de bas niveau marin, représenté par les termes inférieurs détritiques, tandis que la deuxième, étant matérialisé par des calcaires oolithiques et bioclastiques, marque un intervalle transgressif. Néanmoins, dans les autres secteurs, l'enchaînement des faciès n'est pas identique, ce qui induisait d'autres types de séquences. Vu l'absence d'aucune preuve paléontologique permettant une datation précise, cet auteur a suivi ses prédécesseurs, en admettant que la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" est d'âge Carixien (Pliensbachien inférieur). Par conséquent, ses deux ensembles, représentés par deux séquences majeures, ont été corrélées hypothétiquement avec deux cycles eustatiques du 3^{ème} ordre proposé dans la charte de Haq *et al.*, (1987) dans le Carixien

Tableau. I-1 : Tableau récapitulatif des principaux travaux réalisés dans les Monts des Traras.

Auteur	Contributions
Gentil, 1903	<p>Considérer les Monts des Traras comme étant une entité du bassin de la Tafna.</p> <p>Décrire les différents faciès formant la région des Traras</p> <p>Placer ces différents faciès dans un cadre chronostratigraphique allant de l'Infra lias jusqu'au Callovo-Oxfordien (Ammonites, Brachiopode)</p>
Roman, 1933	<p>Rattacher les marnes de Sekika au Bathonien inférieur (Ammonites), dans les Béni Ouarsous.</p> <p>Subdiviser la couverture sédimentaire des Monts des Traras en cinq groupes bien distincts</p> <p>Décrire avec précision les différents faciès formant les Monts de Traras, en les subdivisant à plusieurs formations</p>
Guardia, 1975	<p>Apporter une datation précise et importante pour ces formations, grâce à de nouvelles faunes découvertes.</p> <p>Reconstituer la paléogéographie des Monts de Traras pendant le Jurassique inférieur et moyen.</p>
Elmi, 1971	<p>Donner le nom de marnes de Sekika pour cette formation, en l'attribuant au Bathonien moyen dans les Béni Menir</p>
Elmi, 1976	<p>Intégrer les Monts des Traras au domaine tlemcénien.</p> <p>Etudier en détail le faciès Ammonotico rosso.</p> <p>Nouvelle datation grâce aux ammonites.</p>
Elmi, 1981 Elmi, 1982	<p>Définir la "Formation des calcaires des Traras" dans les Traras orientaux (calcaires à <i>Zoophycus</i> et à <i>Bélemnites</i> (<i>sensu</i> Ameur, 1976)</p> <p>Donner le nom des Calcaires de Tissedoûra (défini dans les Monts de Ghar Roubane) pour la "Formation de calcaires graveleux à <i>Bélemnites</i>" (<i>sensu</i> Ameur & Elmi, 1981).</p>
Ameur, 1978	<p>Procéder au découpage lithostratigraphique de différentes unités carbonatées du Jurassique inférieur et moyen.</p> <p>Donner le nom de "Calcaires compacts de Zaïlou" pour les calcaires compacts épais de Guardia.</p> <p>Subdiviser cette formation en deux membres.</p>
Benhamou, 1983	<p>Repérer la base du Toarcien pour la première fois dans les Monts de Traras.</p> <p>Cartographier le Djebel Gorine et celui de Sidi Sofiane</p> <p>Identifier le membre des Calcaires à oncolithes stromatolithes d'âge Toarcien-</p> <p>Aalénien inférieur qui l'a attribué à la "Formation de l'ammonotico-rosso".</p>
Ameur, 1999	<p>Etudier la modalité de la transgression de la mer jurassique sur le bathercynien des Monts de Traras.</p> <p>Montrer l'hétérochronie des différentes formations (datation précise), exceptée la "Formation des calcaires compacts de Zaïlou" qui restait rattacher au Carixien sans preuve paléontologique.</p>

VI- MATERIELS ET METHODES

VI.1- Sédimentologie des faciès :

Deux massifs ont été étudiés (i) Annina Boudjellil et (ii) la partie orientale du Dahr Diss qui comporte Ras Sania et Ras El Manara. Six coupes sédimentaires ont été levées en détail banc par banc, dans la "Formation des calcaires compacts de Zailou" ; trois dans le massif de l'Annina Boudjellil (A.B.I, II, et III), deux à Ras Sania (R.SI et II) et une à Ras El Manara (R.M).

La détermination des faciès et leur interprétation environnementale est basée sur (i) les observations sur le terrain (lithologie, continuité des bancs, figures sédimentaires...) accompagné avec une étude pétrographique détaillée de 250 lames minces (composants bioclastiques et non-bioclastiques, textures) échantillonnés systématiquement le long des coupes levées ; (ii) la classification des carbonates (texture) est basée sur le modèle de Dunham (1962).

VI.2- Diagenèse

L'étude pétrographique à l'aide d'un microscope polarisant des lames minces n'est pas suffisante pour procéder à une étude diagénétique détaillée du secteur étudié. De ce fait, la coloration des lames minces, ainsi que l'utilisation de cathodoluminescence et les analyses géochimiques (isotopes de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) s'avère indispensable afin de bien contraindre les différentes phases diagénétiques et essayer de remonter aux eaux parentes responsables de l'oblitération totale de la porosité intergranulaire.

VI.2.1- Coloration des lames minces

La coloration des lames minces est réalisée à partir d'une solution mélangeant alizarine et ferricyanure de potassium (Dickson, 1966). Cette solution est appliquée sur 120 lames après une légère attaque acide permettant de nettoyer les surfaces cristallines. L'alizarine colore dans les tons rouges tous les cristaux de calcite, et le ferricyanure se fixe proportionnellement sur les cristaux en fonction de leur teneur en fer. Ainsi, il est possible de distinguer toute une gamme de teintes relatives aux teneurs en fer des cristaux (Lindholm & Finkelman, 1972) :

- la calcite non ferreuse est colorée en rose et/ou rouge ;
- la calcite légèrement ferreuse ($1\% < \text{Fe}^{2+} < 2,5\%$) montre des couleurs mauves ;
- la calcite ferreuse ($\text{Fe}^{2+} > 2,5\%$) est colorée en violet-bleu ;

- la dolomite non ferreuse n'est pas colorée mais peu apparaît légèrement verdâtre par contraste ;
- la dolomite ferreuse (ankérite) est colorée en bleu marqué.

Cette méthode permet une meilleure caractérisation des produits diagénétiques puisqu'elle peut permettre à la fois : (1) de distinguer les cristaux de calcite et (2) de donner une première estimation des teneurs en Fe^{2+} des cristaux colorés.

VI.2.2-La cathodoluminescence (CL)

La CL permet d'aller encore plus loin dans la description et dans les interprétations des phénomènes diagénétiques. Cette méthode se base sur la capacité des cristaux (de calcite et de dolomite essentiellement pour les carbonates) à émettre des rayonnements photoniques lorsqu'ils sont bombardés par un faisceau d'électrons (Vincent, 2001).

La luminescence dans les carbonates dépend surtout de la présence d'ions substitués aux ions Ca^{2+} dans les réseaux cristallins (Amieux, 1982 ; Machel, 2000). Leur présence modifie la luminescence bleutée-noire de la calcite pure, appelée luminescence intrinsèque (Amieux, 1982). Ces ions sont regroupés en trois familles suivant leur action sur la luminescence : les activateurs, les sensibilisateurs (qui accentuent l'action des activateurs) et les inhibiteurs (Machel, 2000). Du fait de leur représentation dans les carbonates naturels, les ions Mn^{2+} et Fe^{2+} sont considérés respectivement comme l'activateur et l'inhibiteur majeurs de la luminescence (e.g., Amieux, 1982 ; Savard *et al.*, 1995 ; Machel, 2000). Les concentrations en Mn^{2+} nécessaires pour une luminescence détectable visuellement sont de 10 à 20 ppm, si la concentration en Fe^{2+} est inférieure à 150 ppm (Machel, 2000). Savard *et al.*, (1995) indiquent qu'une concentration en Fe^{2+} supérieure à 1400 ppm est rédhibitoire pour la luminescence des carbonates, quelle que soit la concentration en Mn^{2+} . Entre ces deux conditions extrêmes, la gamme des luminescences est en fonction des concentrations relatives de ces deux ions antinomiques : brillantes, mates/ternes (*dull*), non-luminescentes (Machel, 2000). Plusieurs facteurs sont susceptibles d'influer sur la luminescence des cristaux du fait de leur action dans la distribution des éléments activateurs et inhibiteurs. Machel & Burton (1991) en dénombrent pas moins de 26 au total, dont : pH/Eh (potentiel d'oxydo-réduction), température, salinité, coefficient de distribution des ions lié à l'activité ionique du Ca^{2+} , taux de précipitation (Fig. I-10).

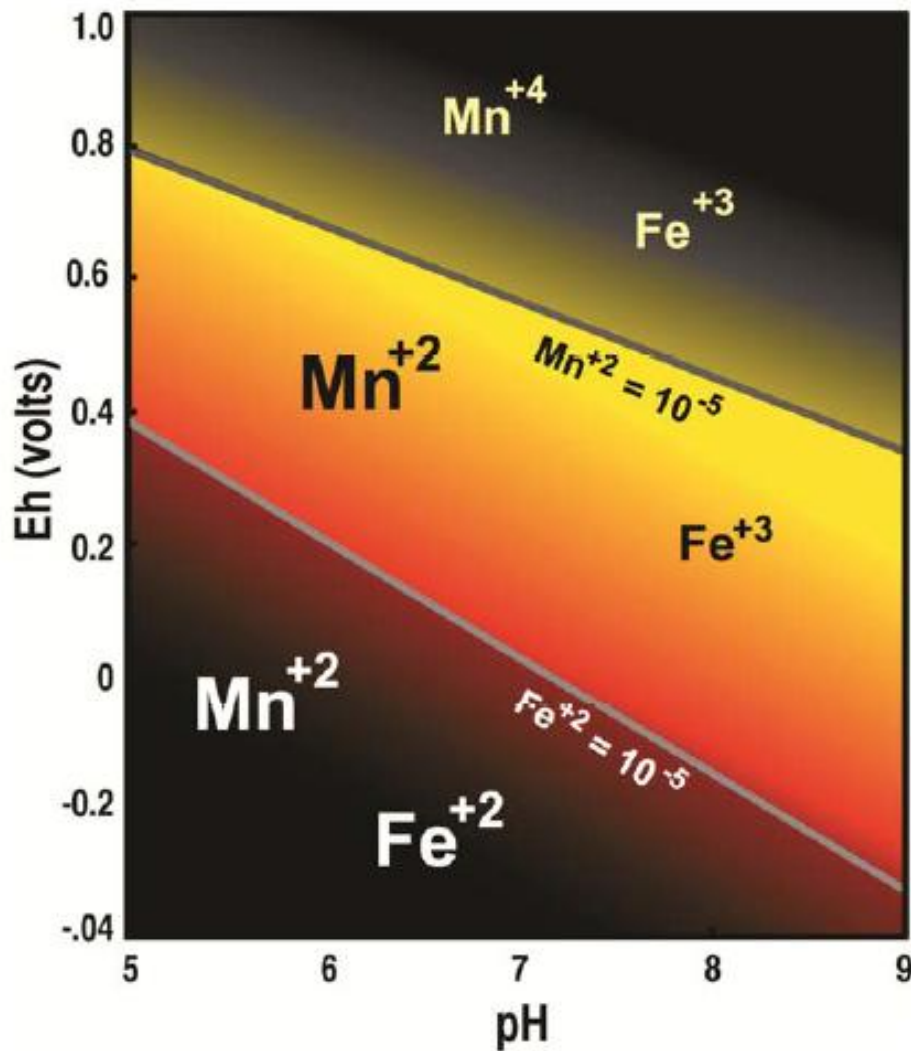


Fig. I-10 : Diagram Eh/pH, montrant la variation des couleurs sous CL, en fonction du Eh et pH (Hiatt et Pufahl, 2014).

VI.3-Géochimie des isotopes stables

VI.3.1- Les ciments précoces et de blocages (colmatage)

De petites quantités de poudres ont été prélevées à partir des petits ciments de bordures et des ciments de colmatage. La fraise a été montée sur un microscope polarisant, mené d'une caméra (Leica) et relié à un ordinateur, ce qui permettait un meilleur repérage des ciments à analyser et par conséquent meilleure précision lors du prélèvement. Les échantillons prélevés incluent les ciments asymétriques, ciments pendants, les ciments fibreux isopaques I (CIF-I), les croutes microbiennes (ciments micritiques en ménisque et asymétriques), ciments sparitiques de blocage. En raison de leurs petites tailles, aucun échantillon n'a été prélevé sur les ciments fibreux isopaques II (IFC-II) et les sédiments noirs (SN).

Les isotopes du carbone et de l'oxygène ont été analysés sur des ciments afin de compléter l'étude pétrographique (microscope polarisant, CL), et reconstruire les

paléoenvironnements diagénétiques (précoce et d'enfouissement) des dépôts étudiés. Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène ont été analysés au GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg (Allemagne).

VI.3.2- Matrice micritique et roche totale (*bulk rock*) :

Des mesures géochimiques des isotopes stable de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été réalisées sur la roche totale afin d'évaluer son signal isotopique dans les différents environnements sédimentaires. A cet effet, soixante échantillons, appartenant aux trois coupes (R.M, A.B.I, and A.B.II) ont été prélevés.

Vu l'abondance de la matrice micritique dans certains niveaux (coupe de Ras El Manara), quinze échantillons ont été prélevés à l'aide d'une brosse à main de dentiste sous la loupe binoculaire, en évitant les veines de calcite et les zones recristallisées. Les mesures ont été réalisées pour apporter des informations sur les paléoenvironnements, vu la capacité de la micrite d'enregistrer les événements sédimentaires (Joachimski, 1994). Environ 5 à 10 mg de poudre ont été obtenus pour chaque échantillon. Afin d'extraire le CO_2 , les poudres ont été attaquées avec de l'acide phosphorique à 100% à 70 ° C en utilisant un Gasbench II connecté à un spectromètre de masse Thermo-Finnigan Five Plus.

Toutes les valeurs sont rapportées pour mille par rapport à V-PDB en attribuant, respectivement des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de + 1.95 ‰ et - 2.20 ‰ à NBS19 et de - 46.6 ‰ et +26.7 ‰ à LSVEC. La reproductibilité et la précision ont été, respectivement, contrôlées par une analyse répétée des étalons de laboratoire calibrés à NBS19 et LSVEC et étaient meilleurs que $\pm 0,05 \text{ ‰}$ (1σ) et $\pm 0,09 \text{ ‰}$ (1σ).

Tableau. I-2 : Détail des analyses et travaux réalisés dans cette thèse.

Analyses	Lieu	Matériel	Méthode	Collaborations
Travail du terrain	Partie orientale des Monts des Traras		Levé détaillé de six coupes sédimentaires banc par banc	M. Benhamou, A. Nemra, R. Sadji, M. Rebba, M. Kecili, M. Aimouch
Observation en microscope optique	Laboratoire de GéoBaBiSé (Oran 2, Algérie), Laboratoire de Géosciences, (Université de Rennes 1 GeoZentrum Nordbayern, Erlangen-Germany	320 lames minces à coloration ferricyanure de potassium et alizarine		M. Benhamou, A. Munnecke; E. Jarochovska
Observation microscopique sous cathodoluminescence	GeoZentrum Nordbayern, Erlangen-Germany	40 lames minces non couvertes	Dénombrer les différentes phases de cimentation précoce et d'enfouissement	A. Munnecke, M. Jorachowski, M. Lopes Correa
Géochimie-isotope stable	GeoZentrum Nordbayern, Erlangen-Germany	Microforage des ciments de bordure et de blocage, roche totale, micrites	Paléoenvironnements/ Diagenèse	A. Munnecke, M. Jorachowski, M. Lopes Correa
Travaux hors-thèse				
Etudier les dépôts de la plate-forme carbonatée de (Pliensbachien-Toarcien)	Sud de l'Italie		Déterminer les faciès, levé des coupes sédimentaires, comparaison avec le secteur étudié en Algérie	K. Wolfgang, K. De Baets
Etudier les dépôts de la plate-forme carbonatée d'âge Silurien	Ile de Gotland (Suède)		Déterminer les faciès, levé des coupes sédimentaires,	A. Munnecke; E. Jarochovska, S. Kershaw, M. Lopez Correa

Chapitre II.
**Association de faciès et reconstitution
paléoenvironnementale**

I- INTRODUCTION ET OBJECTIF

Les dépôts de la plate-forme carbonatée des Traras orientaux, s'étendant du Pliensbachien inférieur (Carixien moyen) jusqu'au Bathonien ont été largement étudiés, que ce soit par des géologues algériens (*cf.* Thèse Aneur, Benhamou, ou par les géologues français, Guardia, Elmi, Ciszak, Benest...). Néanmoins le Djebel Annina Boudjellil et celui de Dahr Diss, faisant partie de Béni Ouarsous, n'ont pas été soumis à une étude détaillée.

A cet effet, notre recherche dans ce chapitre a pour but de compléter et combler les lacunes laissées dans les Traras orientaux, en entamant une étude sédimentologique détaillée sur la "Formation de calcaires compacts de Zailou" (Pliensbachien inférieur) pour ces deux massifs.

De ce fait, le premier objectif de ce chapitre est de décrire tous les faciès trouvés dans le Pliensbachien inférieur de ces deux massifs, en se basant sur le levé de six coupes géologiques. Deuxièmement, une association de faciès s'avère indispensable afin de reconstituer les paléoenvironnements.

II- CHOIX D'UNE NOMENCLATURE DE ZONATION DES PALEOENVIRONNEMENTS

Afin de pouvoir traduire l'empilement vertical des faciès en termes de progradations et rétrogradations des environnements de dépôt, plusieurs zonations peuvent être utilisées dans le domaine des carbonates fossiles.

1-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).

2- 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.

Vu l'absence des figures sédimentaires observées le long des coupes étudiées, la première zonation semble difficile à utiliser. La seconde zonation est donc la plus utile et sera utilisée dans ce travail (Fig. II-1). D'un côté, parce qu'elle ne se base pas sur les figures sédimentaires, et de l'autre côté, elle permet de ressortir avec précision des émergences d'intensités différentes (Vincent, 2001).

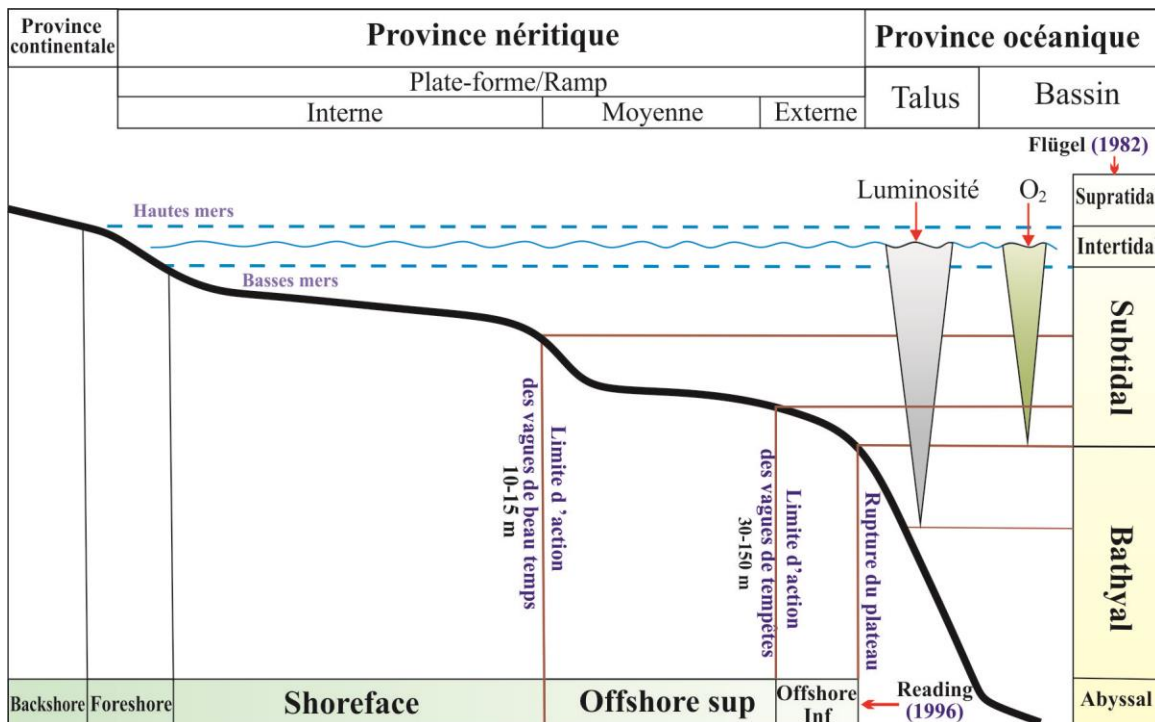


Fig. II.1 : Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins (d'après Reading, 1996; Flügel, 1982)

III- SEDIMENTOLOGIE DES FACIES DES COUPES ETUDIEES.

III.1- Coupes levées :

Sur une distance de 2,5 km, total de six (6) coupes ont été levées dans la "Formation des calcaires de Zailou", dont 3 dans le massif de l'Annina Boudjellil et 3 dans la partie orientale du massif de Dahr Diss (Fig. II-2).

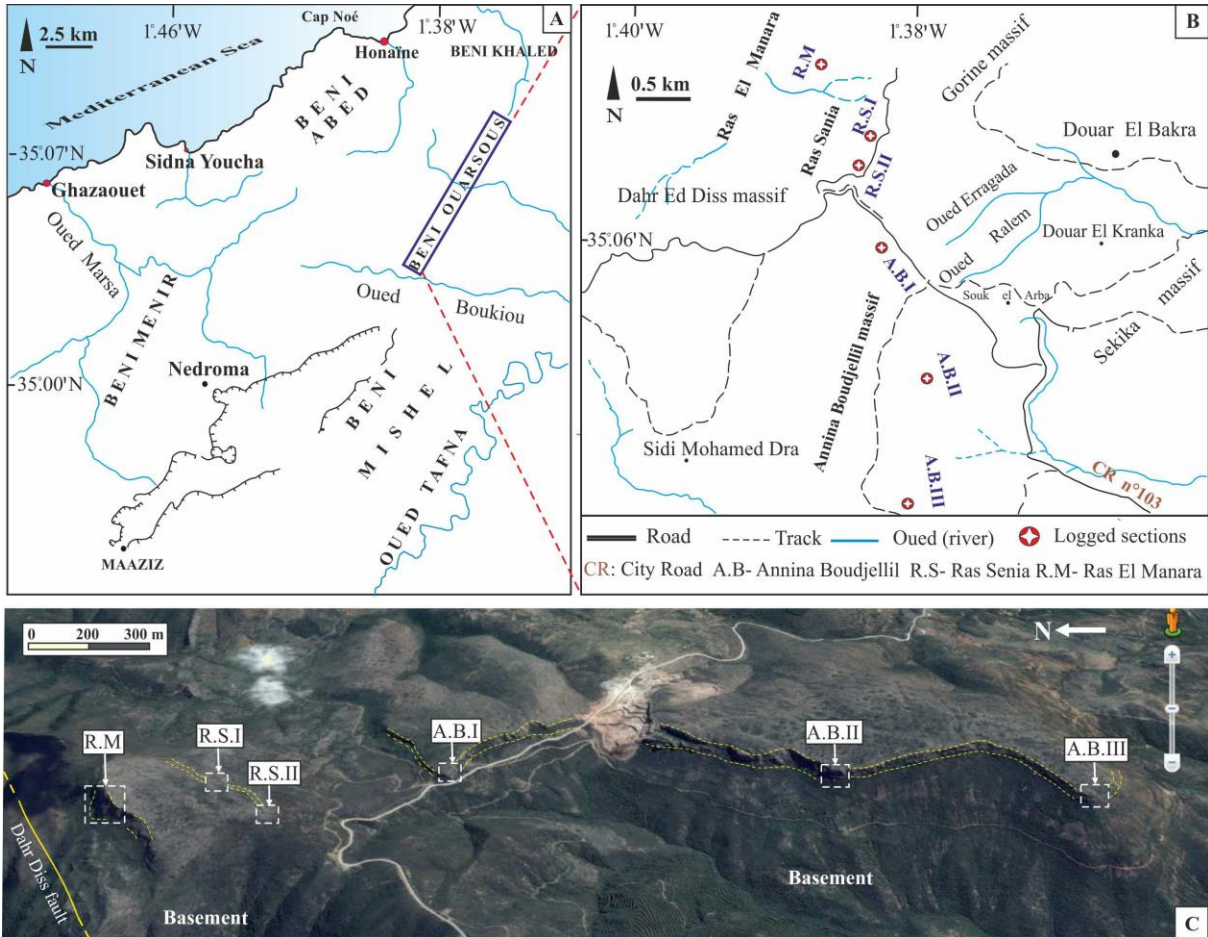


Fig. II-2 : Localisation géographique des coupes étudiées. A) localisation géographique du secteur étudié. B) position des coupes levées. C) Photo aérienne montrant la position des coupes levées.

Les coordonnées GPS sont présentées dans le tableau ci-dessous :

Tab. II-1 : Coordonnées GPS des coupes étudiées

Coupe	Abbreviations	Coordonnées	Epaisseur (m)
Ras El Manara	R.M	35° 7'50.69"N-1°38'41.00" W	120
RasSenia I	R.S.I	35° 6'44.04"N-1°38'43.87" W	38
Ras Senia II	R.S.II	35° 6'50.02"N-1°38'35.43" W	42
AnninaBoudjellil I	A.B.I	35° 6'22.98"N-1°38'23.37" W	45
AnninaBoudjellil II	A.B.II	35° 5'14.34"N-1°38'22.02" W	56
AnninaBoudjellil III	A.B.III	35° 4'55.30"N-1°38'28.96" W	65

III.2- Découpage lithostratigraphique :

Comme a été indiqué dans le premier chapitre, la "Formation des calcaires compacts de Zailou" est formée par deux membres : le membre des "Calcaires de Djerf El Kébir" et celui des "Calcaires de Taouia". Dans le secteur d'étude (coupes levées), les deux membres affleurent d'une façon irrégulière (Fig. II-3).

III.2.1- Membre des Calcaires détritiques de Djerf El Kébir

Il est caractérisé partout dans les Monts des Traras par l'abondance de la fraction détritique (quartz), et l'accumulation des bivalves de *Lithiotis*. Dans le secteur d'étude, il débute par des lentilles conglomératiques dans la partie sud du massif de l'Annina Boudjellil et la partie nord-orientale du massif de Dahr Diss. Il se termine par un faciès pseudo-nodulaire très riche en quartz détritique, qui s'étale le long du massif de l'Annina Boudjellil qui s'étend sur 2 km de longueur.

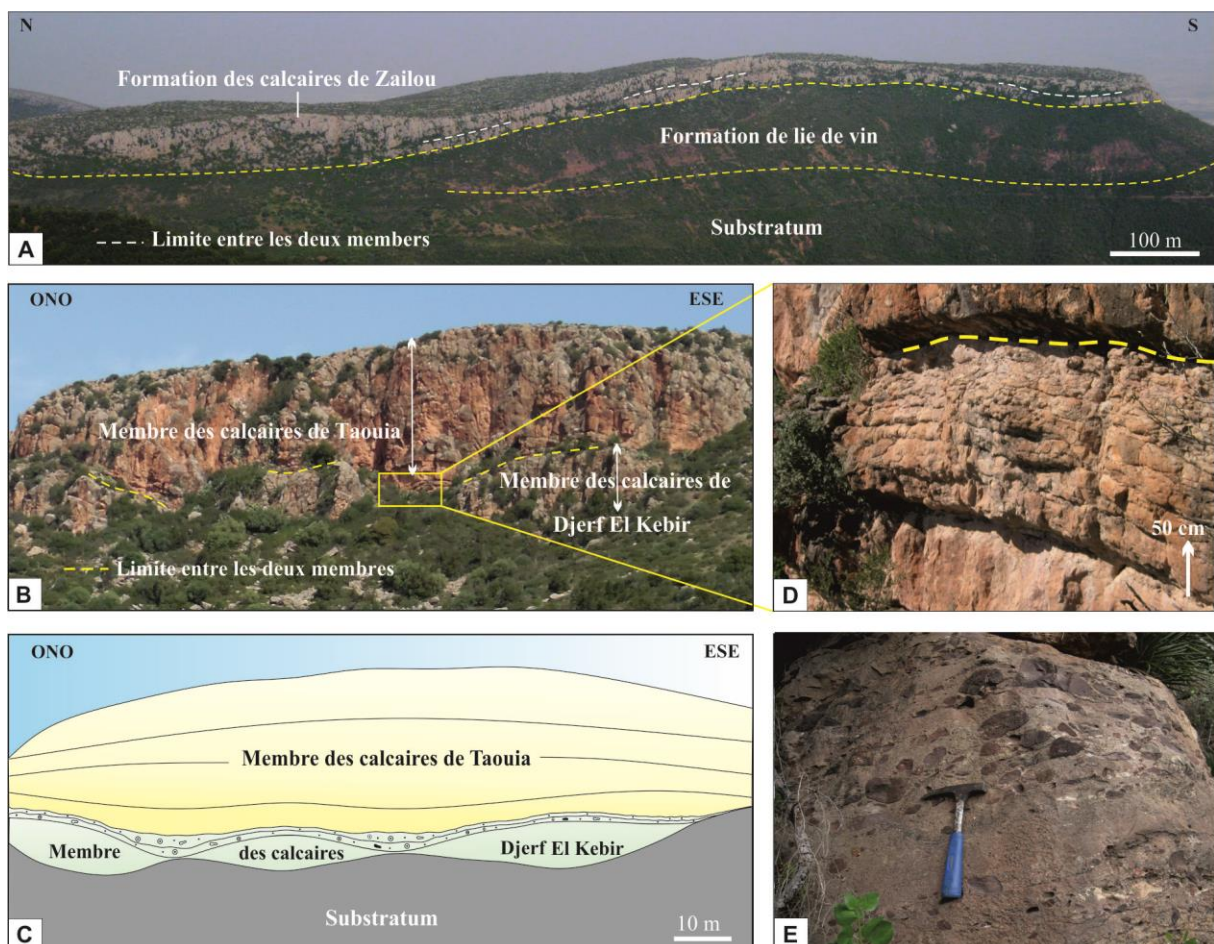


Fig. II-3 : Le massif de l'Annina Boudjellil. A) Le massif de l'Annina Boudjellil montre le contact entre la "Formation des calcaires de Zailou", le substratum d'âge dévonien et localement la "Formation de lie-de-vin" d'âge Sinémurien. B-C) La géométrie des deux membres constituant la "Formation des calcaires compacts de Zailou" dans la partie sud du massif de l'Annina Boudjellil (la coupe A.B.III). La hauteur du massif est approximativement 65 m. D) Le faciès pseudo-nodulaire caractérisant le sommet du membre des "Calcaires de Djerf El Kebir". E) Conglomérats qui se trouve à la base de la partie sud de ce massif.

III.2.2-Membre des calcaires de Taouia

Il affleure dans toutes les coupes levées ; il forme la partie supérieure de l'Annina Boudjellil, les deux coupes de Ras Sania et la coupe de Ras El Manara. Il est caractérisé par la prédominance des faciès oolitiques et oncolithiques, rarement influencé par les apports détritiques.

Vu l'absence de datation précise pour pouvoir distinguer chronologiquement les deux membres, la corrélation entre les coupes s'est basée uniquement sur la lithologie.

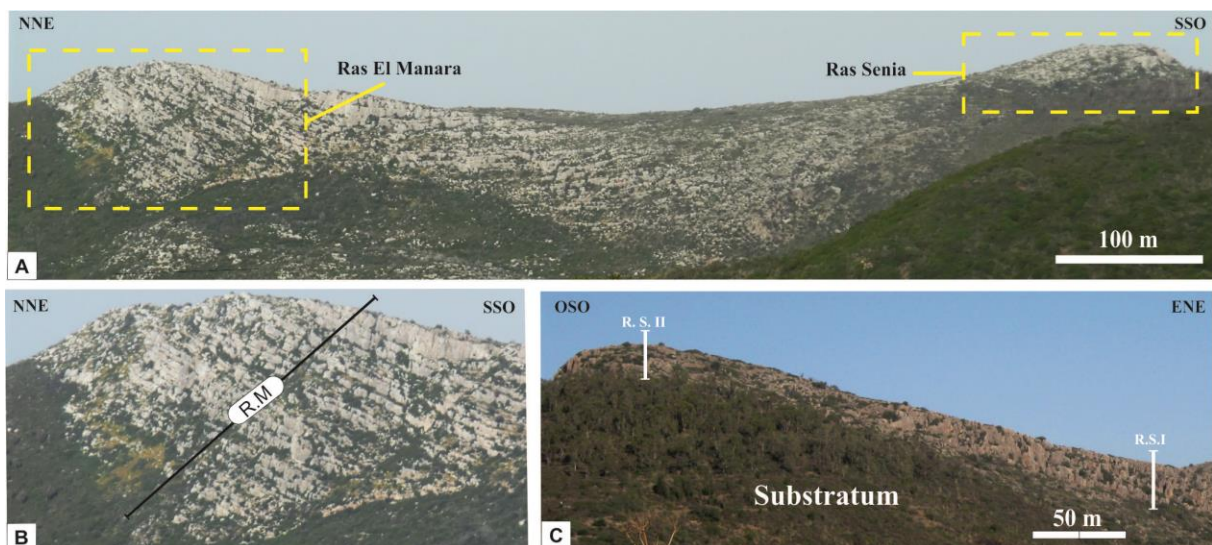


Fig. II-4 : La partie orientale du massif de Dahr Diss. A) Vue panoramique montrant la position des coupes de Ras Sania (R.S.I et R.S.II) et Ras El Manara (R.M). B) Photo en zoom Ras El Manara montrant la superposition des bancs. C) Les deux coupes levées au niveau de Ras Sania ((R.S.I et R.S.II). Notons la couverture carbonatée épouse la paléotopographie hercynienne

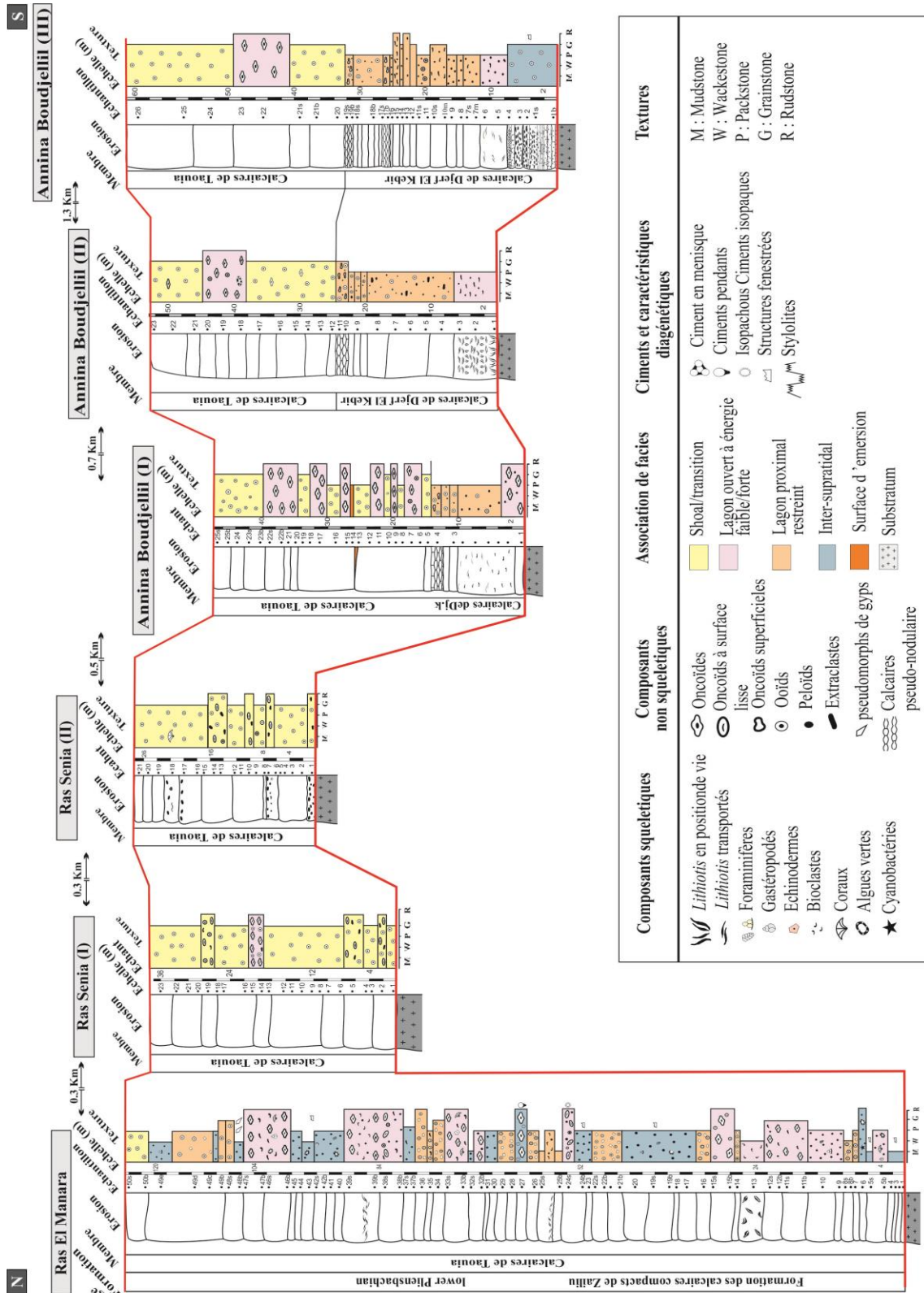


Fig. II- 5 : Coupes lithostratigraphiques levées dans le secteur d'étude

III.3- Association de faciès et interprétation

Dans le secteur étudié, 23 faciès ont été répertoriés dans la "Formation des calcaires compacts de Zailou". Ces faciès ont été groupés en cinq associations de faciès (inter-supratidal, lagon restreint, lagon ouvert, shoal (haut-fond), transition entre shoal-lagon distal) (Tableau.2).

III.3.1- Inter- Supratidal Environnements

III.3.1.1- Description des faciès

Faciès 1- Calcaires à structures fénéstrales

Facies 1a- Calcaires micritiques homogènes (mudstone). Ce faciès constitue les quatre premiers bancs de la coupe de Ras El Manara. Ces bancs montrent des épaisseurs variant entre 1 m et 4 m. Ils sont formés uniquement par de la micrite non fossilifère présentant une texture mudstone. Parfois, ils renferment de petites cavités (birdseyes) remplies partiellement par de la sparite (structures géopétales) (Fig. II-6A). Ils comprennent également de la pyrite dispersées et parfois affectés par des stylolites.

Facies 1b –Calcaires à cyanobactéries-dasycladacées à fenestrés (rudstone). Ce faciès s'est observé uniquement dans le sixième banc (5 m) de la coupe de Ras El Manara. Il est caractérisé par la prédominance des cyanobactéries (*Garwoodia*) mélangés avec des algues vertes (*dasycladacées*) et agrégats donnant une texture rudstone. Ces éléments sont emballés dans une matrice packstone, formés de petits péloïdes bien classée. Ce faciès contient deux types de structures fenestrées : petits birds-eyes dispersés et remarquables structures géopétales (Fig. II-6B1). Ces derniers sont également identifiés dans les algues vertes.

Facies 1c – Calcaires à fénéstrées laminées (bindstone). Ce faciès se trouve au-dessus du précédent sur le même banc. Il est constitué par une alternance de lamines à péloïdes et de lamines micritiques à texture bindstone (Fig. II-6B2). Dans certains endroits, il est intercalé par des structures fénéstrées laminaires horizontaux remplies de sparite.

Facies 1d –Calcaires fénéstrés à agrégats et péloïdes (packstone). Ces faciès caractérise plusieurs bancs à épaisseurs variables (décimétriques à métriques), disposés le long de la coupe de Ras El Manara. Il montre une texture packstone, dont les principaux composants correspondent à des péloïdes associés à des agrégats (Fig. II-6C). De petites oncoïdes et des ooïdes se présentent également. Les péloïdes sont bien classés, atteignant jusqu'à 250 µm de diamètre. Ils sont arrondis ou subarrondis. Les agrégats sont de forme et de taille variable. Ils sont petits, arrondis avec une surface lisse (lumps). Les fenestrae de type keystone vugs sont

remplies par le ciment sparitique et, dans certains endroits, contiennent des péloïdes isolés. Les quelques oncoïdes trouvés dans ce faciès sont asymétriques, allongés et de petit diamètre. De rares cristaux de gypse (pseudo-morphes) ont été repérés dans un banc situé dans la partie sommitale de coupe de R.M (Fig. II-6E). Seuls de petits foraminifères benthiques représentent la faune.

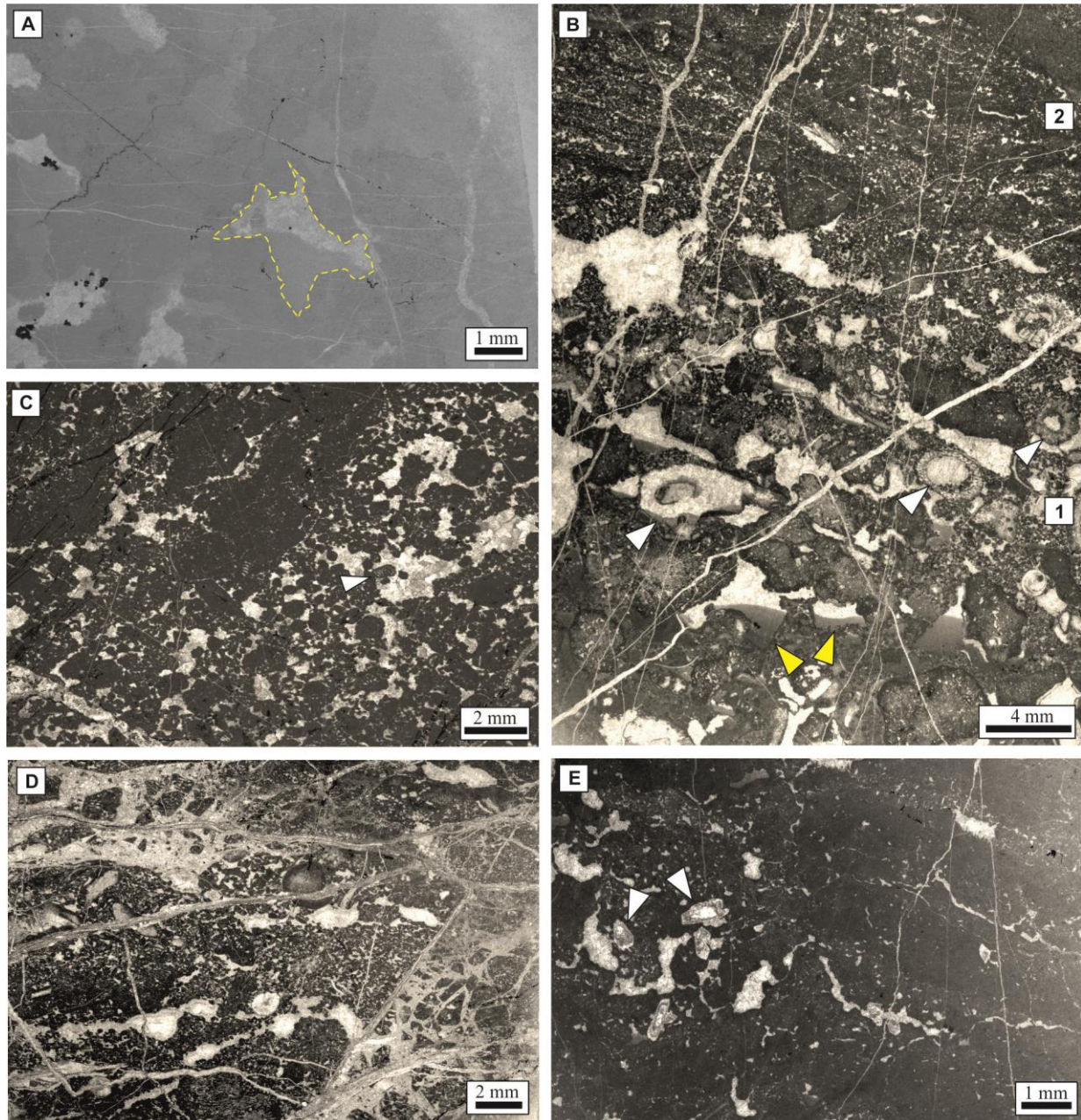


Fig. II- 6 : Microfaciès des environnements inter- et supratidaux (F1). A) Mudstone montrant des cavités irrégulières (*Bird-eyes*), remplies partiellement ou complètement de la micrite (ligne en pointillé) donnant des géopètes (F1a; R.M.n°2). B) Superposition de deux textures ; à la base, (1) rudstone, montrant des laminations microbiennes avec des structures fenestrées de type keystone vugs, certains d'entre eux sont remplis par de la micrite géopétale (flèches jaunes) (F1c) et aussi des algues vertes (flèches blanches). Au sommet (2) texture en bindstone laminées montrant des fenestrae (F1b) (R.M. n°6). C) Packstone à péloïdes avec des foraminifères benthiques (flèches) et agrégats (lumps) (F1d ; n°18). On note la présence de keystone vugs. D) Packstone à péloïdes, lithoclastes anguleux et fenestrae de type keystone vugs. Ce faciès est découpé par des microfractures post-sédimentaires. E) Packstone montrant des péloïdes à structures fenestrées colmatées par des pseudomorphes de gypse (flèches) (F1d; R.M. n°48s).

Faciès 2- Calcaires oncolithiques rudstone à ciments pendants :

Ce faciès apparaît uniquement dans la coupe de Ras El Manara (banc n°27). Ce banc qui fait 4 m d'épaisseur est caractérisé par des oncoïdes de texture rudstone emballés dans une packstone à ooïdes et péloïdes. Les oncoïdes sont presque elliptiques, petits (0,5 cm à 1 cm de diamètre) avec des nuclei (noyaux) bioclastiques. Le cortex est formé par l'alternance de laminations minces micritiques et de laminations discontinues avec des organismes (porostromate oncoïdes, *sensu* Flügel, 2010), d'autres sont affectées par des Nubéculaires. De petits oncoïdes (de 2 à 5 mm de diamètre) sont également présents. Les ooïdes et péloïdes formant la matrice sont mal triés. La majorité des grains présentent des ciments pendants fibreux et en aiguilles à leur base (Fig. II-7A-D). L'espace intergranulaire est rempli soit partiellement par de la micrite géopétale soit de la sparite.

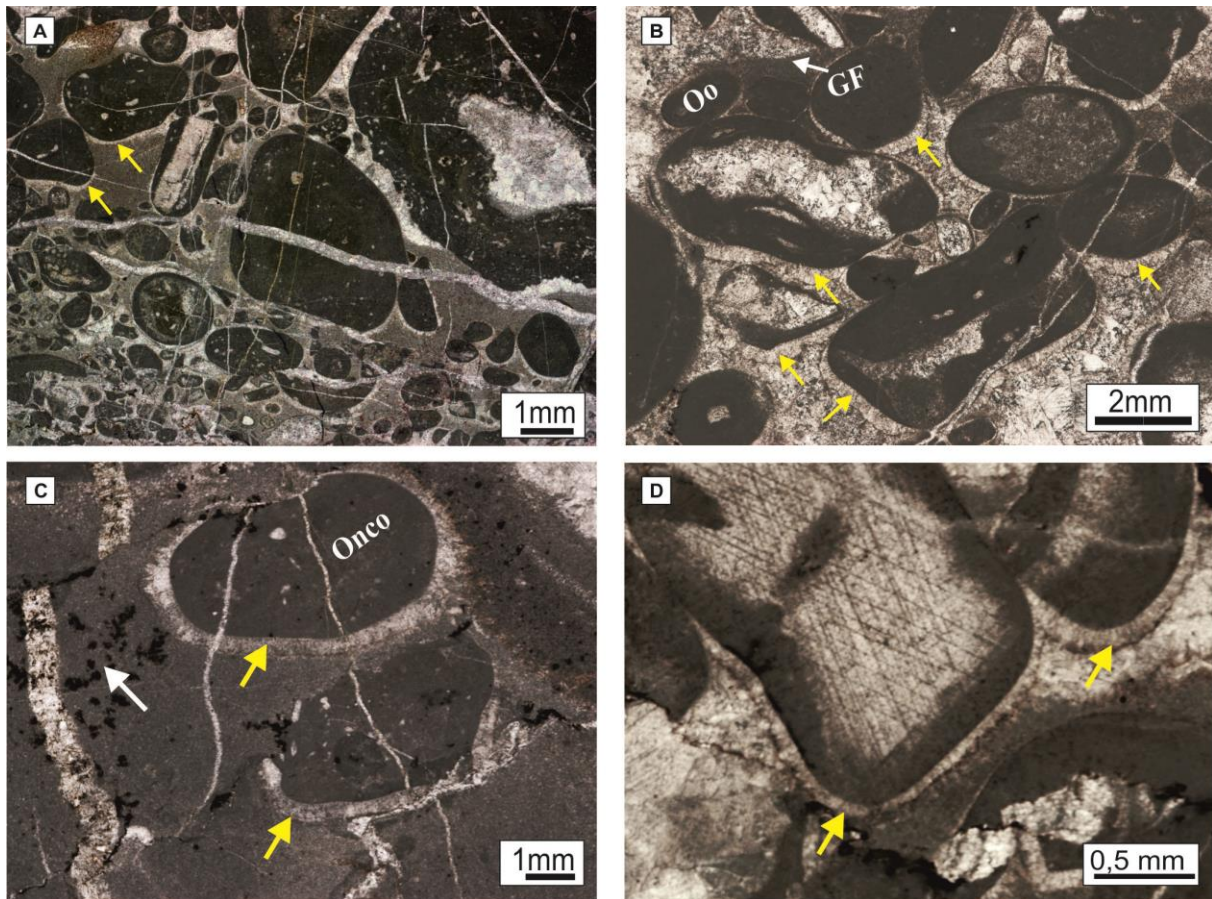


Fig. 7- Microfaciès des environnements inter-supratidaux (beach-rock ; F2). A-D) Rudstone formé par des oncoïdes montrant des ciments pendants en aiguilles (microstalactitiques) (flèches jaunes) (R.M. n°27s). Certains endroits dans cette lame mince dévoilent des traces de végétaux superficiels de type "Dentrites" (flèche blanche)

Facies 3a- Conglomérats

Les conglomérats sont présents dans les deux affleurements étudiés.

– **Annina Boudjellil** : à la limite sud de ce massif, les conglomérats forment des bancs discontinus latéralement avec une épaisseur pouvant atteindre 7 m (Fig. II-8). Les trois premiers mètres sont constitués d'une matrice bien développée, intercalée par des *pebble* mal triés de quartzites subarrondis et allongés. Cette partie correspond à un conglomérat à prédominance de matrice (*matrix-supported conglomerate*). Les quatre mètres restants forment quatre unités bien distinctes : (i) la première (Fig. II-8A) montre à la base des galets mal classés qui dominent par rapport à la matrice et forment des stratifications entrecroisées bien préservées formant « *clast-supported conglomerate* ». Ils évoluent vers des conglomérats à prédominance de matrice (*matrix-supported*) au sommet ; (ii) la seconde unité forme un conglomérat mal trié, supportée par des galets. Les tailles des clastes sont bimodales, allant des cailloux aux galets, allongés et parfois subangulaires, avec un classement normal (Fig. II-8B) ; (iii) la troisième unité présente les mêmes caractéristiques, mais avec un classement inverse (Fig. II-8C) et (iv) l'unité sommitale, les clastes deviennent petits, présentant un classement inverse, puis normal

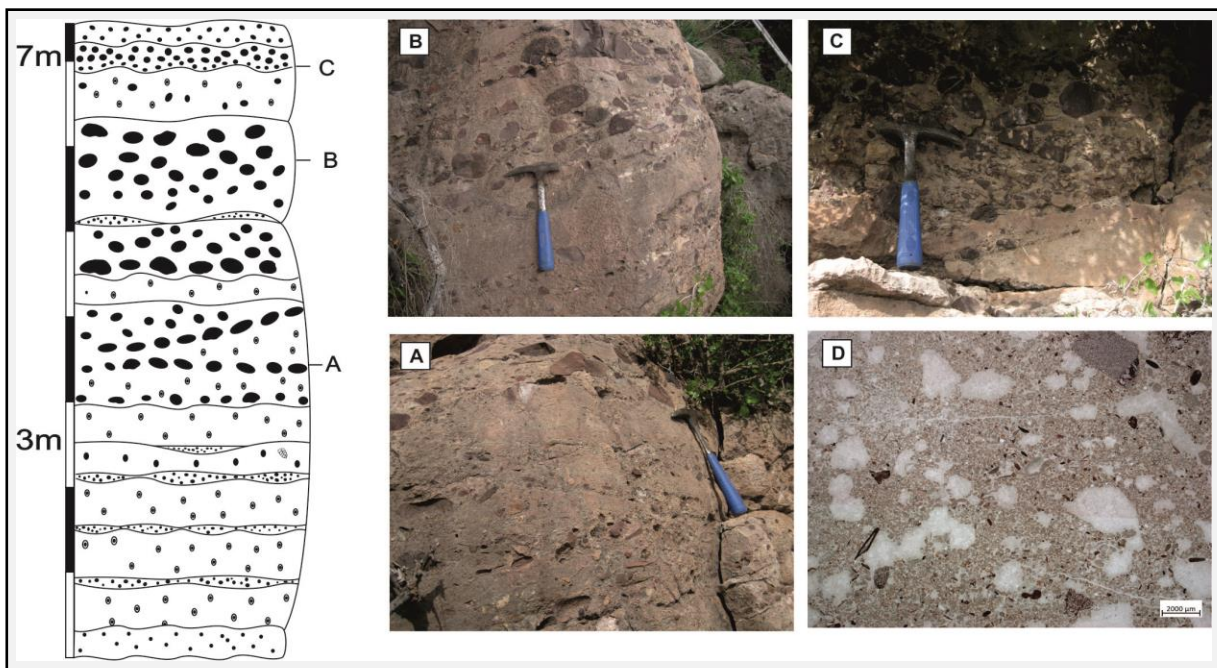


Fig. 8 : Conglomérats de l'Annina Boudjellil. A) Stratification entrecroisée. B) Clastes de taille bimodale, allant des cailloux aux galets, subangulaires, avec un classement normal. C) La partie sommitale de ces conglomérats présentent de classement inverse. D) La matrice de ces conglomérats est formé par une packstone oolithiques à keystone vugs (F3b ; A.B.III. n°3).

-Dahr Diss massif

Les conglomérats occupent la partie orientale du massif de Dahr Diss. Ils forment une unité lenticulaire atteignant jusqu'à 2,2 m d'épaisseur. Ils sont arrangés sous forme de petites séquences avec 0,3 m à 0,8 m d'épaisseurs. Chaque séquence montre une base érosive et elle est composée de deux types de conglomérats.

- **Orthoconglomérats** : ils sont formés par des galets de quartzites à classement moyen (Fig. II-9A-D). Les lithoclastes sont ellipsoïdaux, arrondis à subarrondis, montrant la taille des *pebble* et localement de taille de *cobble*. Les éléments figurés sont étroitement emballés, généralement parallèles aux bancs, mais certains sont subverticaux. La matrice, qui représente une partie mineure du volume de la roche, est formée de sables très grossiers.

- **Paraconglomérats** : ils sont formés de quelques galets mal classés emballés dans une matrice à grains détritiques fins. Ce faciès est trouvé au-dessus du premier type ou adjacent à celui-ci (Fig. II-9E).

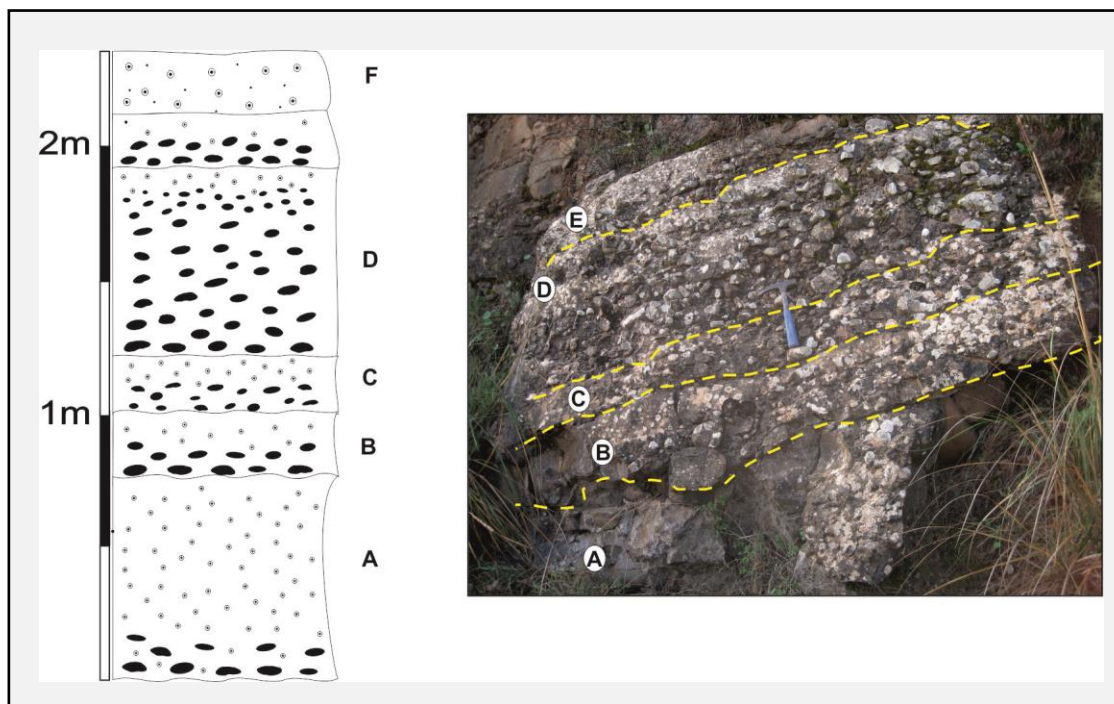


Fig. 9 : Conglomérats dans la partie orientale de Dahr Diss.

Facies 3b- Calcaires oolithiques à fenestrae (grainstone):

La matrice du conglomérat contient de petites oïdes, bien à moyennement triées. Ils sont concentriques, certains sont micritisés avec des lamines rarement observées dans le cortex. Ils présentent localement des keystone-vugs bien conservées, entièrement remplies de ciment sparitique. Quelques extraclasts de grès, composés par des grains de quartz détritiques, y sont présents (Fig. II-8D).

Facies 4- Microbrèches

Ce faciès n'apparaît qu'à la limite nord du massif de l'Annina Boudjellil, avec une extension latérale limitée (40 cm) (Fig. II-10A, B). Il montre une croûte rouge très mince (15 cm) (Fig. II-10B ; C). En lame mince, il est formé de fragments de calcaires anguleux, mal triés, avec un mélange d'oïdes emballés dans le ciment sparitique et localement dans une matrice silteuse ferrugineuse (Fig. II-10C, D).

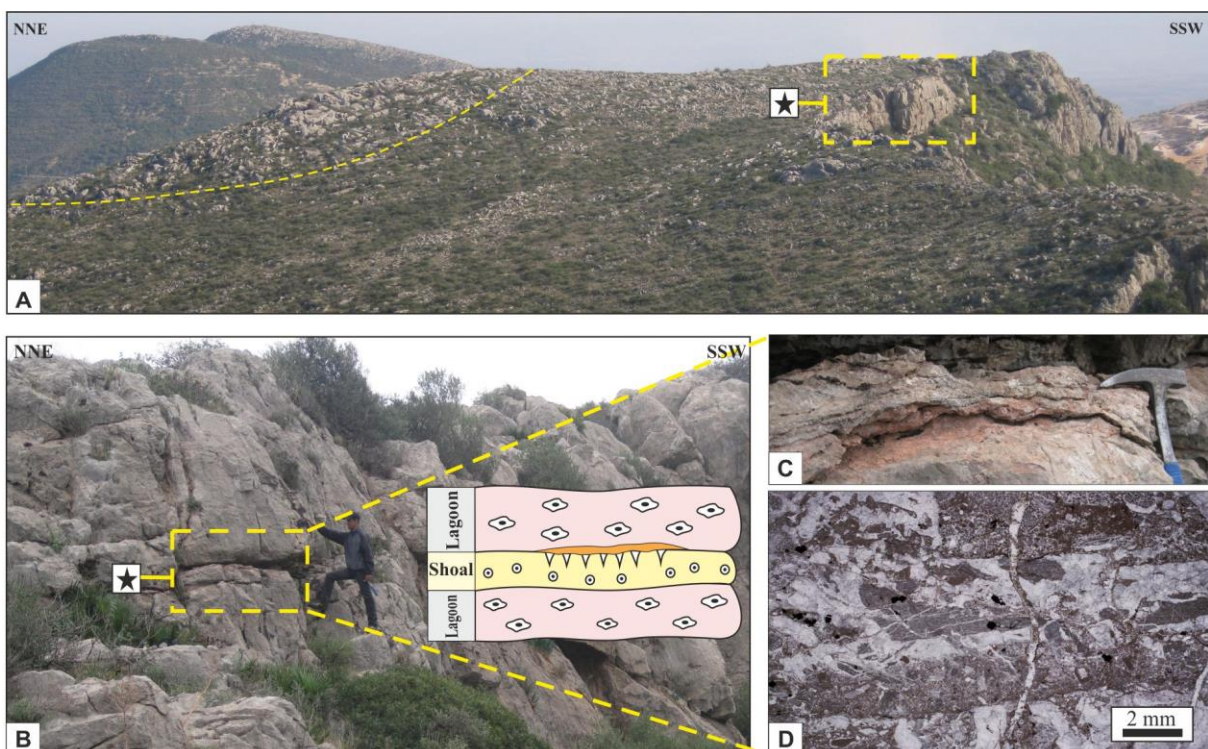


Fig. II-10 : La partie Nord du massif du l'Annina Boudjellil. A-B) Photographies montrant la position de la surface d'émergence lenticulaire (marquée avec une étoile dans la coupe A.B I).C) Une croûte rougeâtre marquant le sommet du faciès oolithique (shoal). D) Croûte rougeâtre formée par des microbrèches avec des oïdes emballés dans des ciments sparitiques et localement dans une matrice silteuse ferrugineuse (Lame mince ; A.B.I. n°14).Il s'agit d'un relief émergé (petit piton) encroûté par un paléosol.

III.3.1.2- Interprétations

La texture mudstone et de bindstone, accompagnée de la présence des algues vertes et de structures fenestrées (birdseyes) indique une sédimentation dans un environnement peu profond avec une faible énergie avec des émergences intermittentes sous forme de tidal flats (Flügel, 2010 ; Bádenas *et al.*, 2010). En revanche, la prédominance de texture grainstone associée aux keystone-vugs et aux ciments pendants qui se forment uniquement dans la zone diagénétique vadose (Dickson & Kenter, 2014 ; Andrieu *et al.*, 2017) reflète un environnement de dépôt de plage (*Beach rock*), agité de façon permanente et émergé temporairement. Les galets de conglomérats ont été érodés du substratum dévonien et re-sédimenté dans un milieu peu profond inter-supratidal (*beach conglomerats*). La présence de directions de stratification entrecroisée indique la domination de la dynamique des marées au sein de cette plage. La brèche lenticulaire avec une matrice ferrugineuse et quelques ooïdes suggère une longue exposition subaérienne locale (surface d'émergence).

N.B : "*Beach rock*" correspond à des formations sédimentaires dures, formées par des sédiments de plage et lithifiés par des ciments carbonatés (Voudoukas *et al.*, 2007)

III.2- Lagon restreint

III.2.1- Description des faciès

Faciès 5a– Calcaires détritiques (packstone)

Ce faciès apparaît dans plusieurs bancs minces d'ordre centimétrique à décimétrique dans la coupe de Ras El Manara. Il s'agit de packstone formé par des ooïdes /péloïdes, associés avec de grains de quartz. Les péloïdes sont petits, arrondis à subarrondis, avec de petits ooïdes concentriques et radiaux, modérément triés, et dont les noyaux (nucléus) sont formés de péloïdes ou de grains de quartz (Fig. II-12A). Ces derniers sont angulaires à subangulaires et de 400 µm de diamètre. Dans la plupart des cas, les grains de quartz sont emballés dans des composants calcaires et leur proportion atteint jusqu'à 50%. Des agrégats (grapestone) et des cortooïdes sont également été identifiés.

Faciès 5b– Calcaires détritiques pseudo-nodulaires (grainstone)

Ce faciès n'a été observé que dans le massif Annina Boudjellil. Il s'étend le long de tout l'affleurement au sommet du premier membre, formant des faciès pseudo-nodulaires, avec des épaisseurs variantes latéralement entre 1 et 2 m (Fig. II-11A-C). Il s'agit de grainstone, composé principalement d'extraclastes détritiques (quartz) anguleux à subanguleux (3 mm à 4 mm de diamètres). Ces grains de quartz sont entourés par des enveloppes micritiques, formant

des oncoïdes superficiels. Ceux-ci montrent un léger contact entre eux (Fig. II-11B-C). Ils coexistent avec des péloïdes, ainsi qu'avec des oïdes concentriques et radiales mal classés. La faune est rare et représentée seulement par de foraminifères non identifiables et des épines d'échinodermes.

Facies 5c–Calcaires à péloïdes non-laminés (packstone)

Ce faciès est formé principalement de petites péloïdes, arrondis à subarrondis. Ils sont moyennement classés et légèrement bioturbés. L'espace intergranulaire est rempli par de la sparite. La faune est rare et représentée uniquement par les foraminifères benthiques.

Facies 5d– Calcaires micritiques à *Lithiotis*

Ce faciès apparait uniquement dans un seul banc de 4 m dans la coupe de Ras El Manara. Il est formé par des *Lithiotis* de grande taille (20 to 30 cm) de genre *Lithioperna scutata*, qui sont emballés dans une matrice micritique (Fig. II-11D).

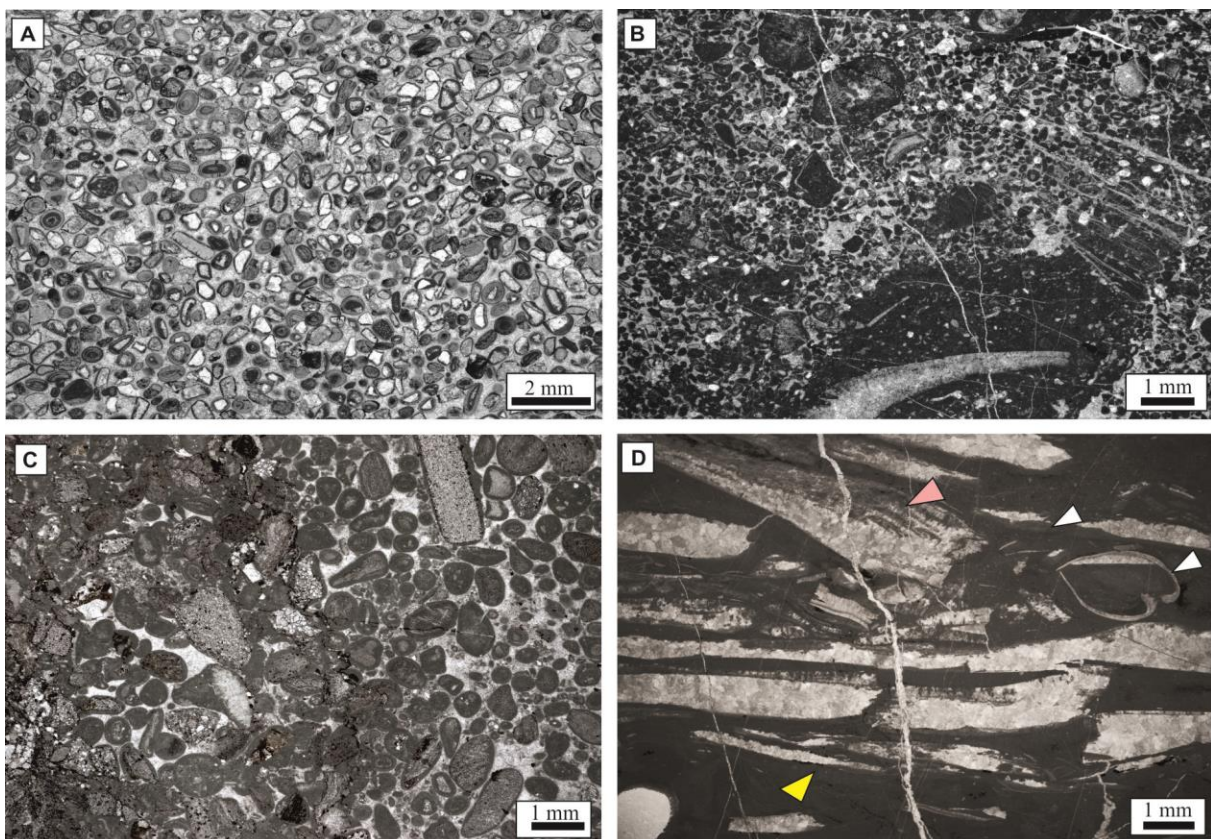


Fig. II-11 : Microfaciès de lagon restreint. A) Mélange entre minuscules oïdes et quartz entouré par un film micritique microbien. Il s'agit d'un grainstone sableux (F5a ; R.M. n°7); les oolithes sont tangentiels. Certains d'entre eux sont brisés. Les grains de quartz sont angulaires à sub-angulaires et forment les nucleus de plusieurs oolithes. B) Packstone à péloïdes-oncoïdes avec grains de quartz (F7b; R.M. n°36). C) Oncoïdes superficiels mal classés, mélangés avec des oïdes. D) Bivalves de *Lithiotis* en position horizontale de genre *Lithioperna scutata* (flèche rose), et de *Cochléarites* (flèche jaune) associés à des brachiopodes en connexion, emballés dans une matrice micritique montrant des structures géopétales (flèches blanches). Notons que les bivalves sont brisés.

III.2.2-Interprétation

L'apport terrigène élevé (grains de quartz) résulte de l'érosion du substrat dévonien. La rareté de la faune indique une sédimentation, dans la partie la moins profonde de ce lagon dans des conditions plus au moins restreintes (Flügel, 2010) très calme témoigné par le remplissage géopétal. Seul le genre *Lithioperna scutata*, appartenant aux bivalves de *Lithiotis*, pourrait tolérer ces conditions restreintes au sein de lagon (Franceschi *et al.*, 2014 ; Posenato, *et al.*, 2012).

III.3- Lagon ouvert

III.3.1- Lagon ouvert à énergie forte

III.3.1.1 -Description

Facies 6a–Calcaires bioclastiques (rudstone)

Ce faciès se montre dans trois bancs métriques, continus qui se trouvent vers la partie sommitale de la coupe de Ras El Manara. Il se distingue par la prédominance de divers bioclastes (gastéropodes, algues vertes, coraux calcifiés, foraminifères benthiques donnant une texture rudstone (Fig. II-12A, B). Ils sont associés à des oncoïdes et des agrégats (grapestone) à contours micritisés. Certains petits ooïdes et péloïdes se cantonnent entre cette texture rudstone. L'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite.

Facies 6b – Calcaires à oncoïdes micritiques (rudstone)

Ce faciès se distingue par des oncoïdes micritiques sphériques avec de diamètres de 1 cm à 2 cm. Ils coexistent avec divers bioclastes tels que des coraux tabulaires, des algues vertes, ainsi que des crinoïdes constituant les noyaux de certaines oncoïdes (Fig. II-12C).

Facies 6c – Calcaires à péloïdes et bioclastes (packstone)

Ce faciès est principalement formé par de petites péloïdes arrondies à modérément triées coexistent avec de divers bioclastes représentés par des gastéropodes, des éponges, des épines d'échinodermes, des coraux et de petits foraminifères benthiques (Fig. II-12D). De petites oncoïdes elliptiques (<1 cm), des agrégats, des cortoids y sont également présents. La sparite est le ciment prédominant entre les composants.

Facies 6d– Calcaires à agrégats et oïdes (packstone)

Ce faciès caractérise uniquement des bancs métriques, du membre des "Calcaires de Taouia" de la coupe A.B.III. Il correspond à un mélange d'agrégats et oïdes (Fig. II-12E). Les grains d'agrégats sont des grapestones parfois avec des surfaces lisses (lumpstone). Les oïdes sont concentriques et avec un classement moyen. Peu d'extraclastes, d'oncoïdes superficielles et de cortoïdes y sont présents.

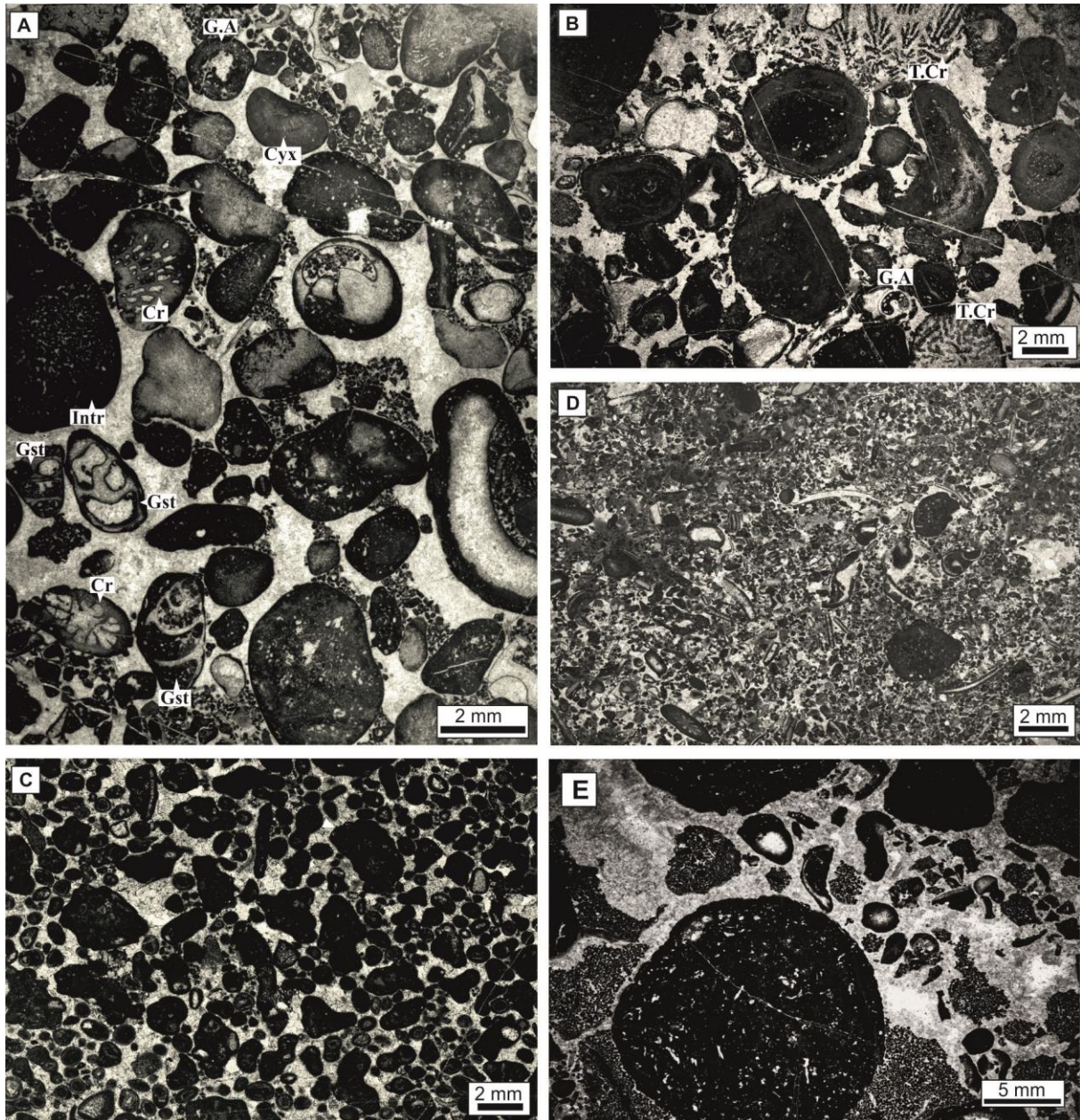


Fig. II-12 : Microfaciès de lagon ouvert à énergie forte. A) Rudstone formé de bioclastes et oncoïdes (F6a; R.M. n°46s). Gastropodes (Gst), algues vertes (G.A), coraux (Cr) et Cyanobactéries (*Cayeuxia* ; Cyx). B) Rudstone formé par des oncoïdes et des bioclastes (F6b ; R.M. n°33b). Les oncoïdes sont micritiques, sphériques à subsphériques, les bioclastes sont représentés par des coraux (Cr), algues vertes (G.A), et crinoïdes à subsphériques. C) Grainstone formé principalement par des agrégats (grapestone) avec des surfaces irrégulières, mélangés avec des oïdes radiales (F6d ; A.B.III. n°14). D) Packstone formé de peloides et bioclastes et aussi de petits oncoïdes elliptiques (F6c ; R.M. n°35). E) Rudstone à oncoïdes et oïdes.

III.3.2- Lagon ouvert modérément agité

III.3.2.1- Description

Facies 7a–Calcaires à oncolithes asymétriques (packstone)

Ce faciès renferme des oncoïdes mélangés avec des péloïdes et des bioclastes. Les oncoïdes sont allongés, petits (de 2 mm à 10 mm de diamètre), avec des noyaux bioclastiques et de minces cortex micritiques asymétriques (Fig. II-13A). Les péloïdes sont petits, bien classés, arrondis à subarrondis. Certains cortoids et ooïdes sont également présents. La faune est représentée par des foraminifères benthiques et des épines d'oursins. La matrice est principalement micritique, mais aussi la sparite se trouve localement.

Facies 7c – Calcaire à oncoïdes porostrome (rudstone)

Ce faciès est représenté par un rudstone oncolithique, emballé dans une matrice à texture packstone à péloïdes-ooïdes (Fig. II-13B). Les oncoïdes sont subsphériques et ont des contours irréguliers. Le diamètre varie entre 1 et 3 cm. Les noyaux sont formés par des bioclastes, tandis que les cortex sont constitués de fines lamines micritiques, alternant avec des lamines continues irrégulières. Ces derniers, correspondent à des cyanobactéries calcifiées de type *Lithocodium-Bacinella*, apparaissent souvent près de la périphérie. La matrice entre les oncoïdes correspond à des ooïdes micritisés et concentriques, avec un mauvais classement, mélangés à des péloïdes et de petites oncoïdes (3 mm) de forme elliptique et avec des contours lisses. En outre, les agrégats, les coraux et les cortoids sont également présents.

Facies 7d – Calcaires à *Lithiotis* (wackestone /packstone)

Ce faciès est constitué de *Lithiotis* de type bivalve articulées (*Lithioperma scutata*, *Lithiotis problematica* et *Cochlearites spp.*). Ils sont observés dans des positions de vie (verticales) ou horizontales. Certains d'entre eux sont trouvés brisés en désordre (pêle-mêle) emballés dans une matrice à packstone à péloïdes (Fig. II-13C, D), et montrant parfois des coraux isolés (Fig. II-13E)

III.3.2.1- Interprétation

Les oncolithes se sont développés préférentiellement dans des milieux lagunaires ouverts à faible taux d'accumulation, dans des eaux peu profondes et bien oxygénées avec une salinité normale (Dahanayake, 1977, Vincent, 2001, Védrine *et al.*, 2007 et Pederson *et al.*, 2015).

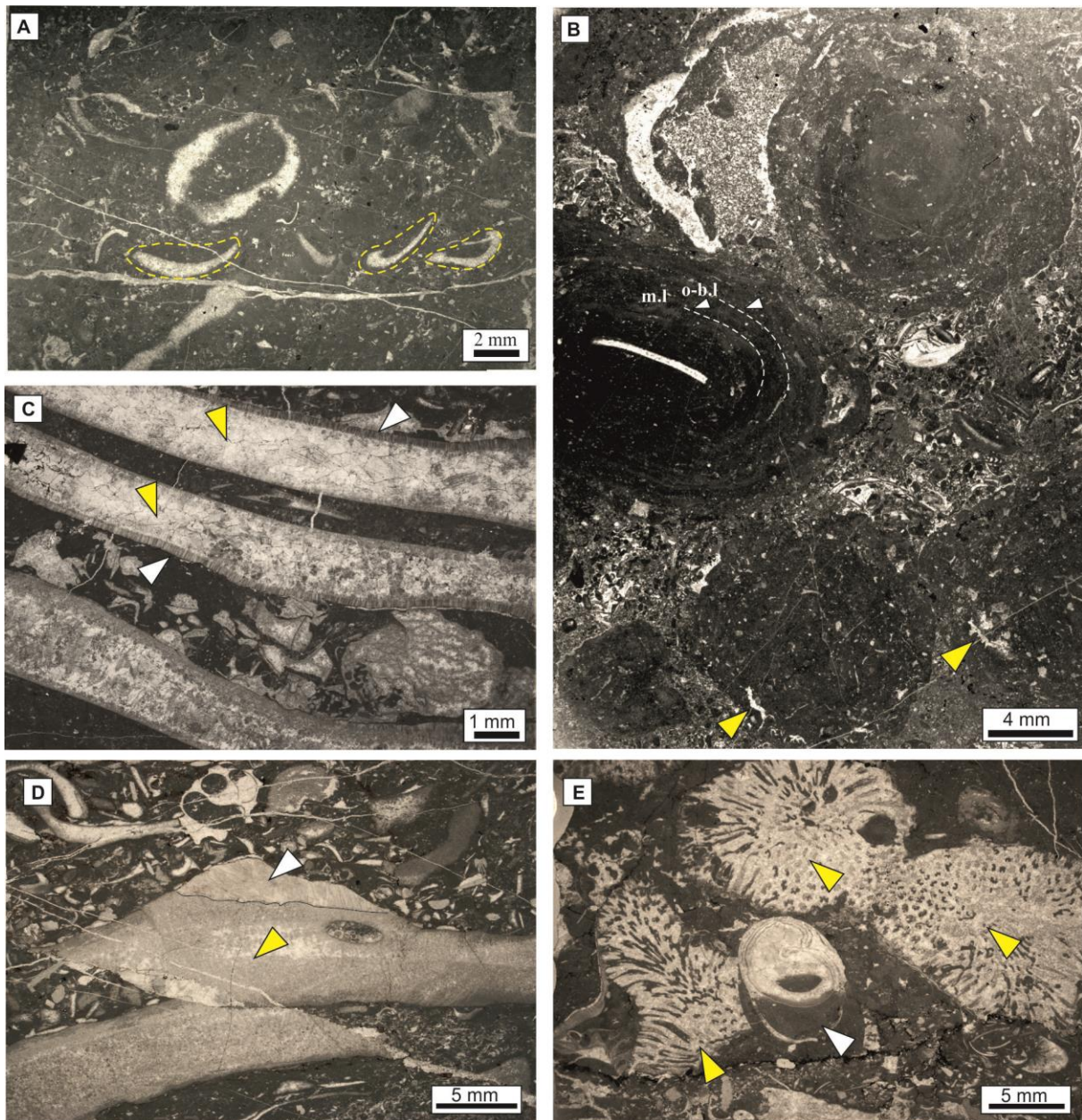


Fig. II-13 : Microfaciès de lagon ouvert modérément agité A) Packstone à oncoïdes asymétriques (F7a; R.M. n°39b) emballés dans une matrice micritiques B) Rudstone oncolithique emballé dans une matrice à péloïdes packstone (F7c; A.B.I n°7). Les oncoïdes montrent des surfaces irrégulières (Flèches roses). Ils sont caractérisés par des lamines micritiques (l.m) qui s'alternent avec des lamines de cyanobactéries calcifiées (l.o.b) (porostrome), ou ils ne sont pas laminés et montrent un réseau de *Lithocodium* microencrustes (flèches jaunes). C) *Cochlearites loppianus* (bi valve) emballés dans une matrice à péloïdes packstone. Les deux valves sont bien préservées. La partie extérieur des valves est formée par la calcite prismatique (flèches blanches), tandis que la partie intérieure était aragonitique, puis remplacée postérieurement par de la calcite (néomorphismes) (flèches jaunes) (A.B.II. n°2). D) *Lithiotis problematica* montrant aussi une partie externe formée de la calcite originale prismatique, et une partie interne de calcite de néomorphisme. Ces bivalves sont emballés dans une matrice packstone montrant diverse faune. E) Boundstone formé par des coraux et quelques gastéropodes à structures géopétales-(A.B.II. n°2).

Les péloïdes sont également typiques des milieux lagunaires (Reading *et al.*, 1996 ; Pratt *et al.*, 2012). Les ciments fibreux isopaques et anisopaques indiquent une cimentation précoce dans la zone diagénétique phréatique marine (Belkhedim *et al.*, 2019b). Les bivalves *Lithiotis* sont mélangés à une faune diversifiée (algues vertes, coraux, foraminifères benthiques), ce qui suggère des conditions marines ouvertes et de salinité normale dans le lagon (Franceschi *et al.*, 2014 ; Posenato *et al.*, 2012). La forme lisse des oncolithes *porostromates* et la rareté de la matrice micritique entre les grains suggèrent une sédimentation dans un lagon à énergie forte (Flügel, 2010). Par contre, la présence des oncoïdes asymétriques, indiquant leur croissance dans une seule direction (Flügel, 2010), ainsi que la taille et la surface irrégulière des oncoïdes à porostrome, suggèrent des conditions d'hydrodynamisme faible. En outre, la prépondérance de la matrice micritique entre les oncolithes et *Lithiotis* conservés reflètent aussi une sédimentation dans des conditions de faible énergie (Flügel, 2010). Les foraminifères trouvés caractérisent généralement les environnements lagunaires

III.4-Haut-fond (Barrière)

III.4.1-Description des faciès

Facies 8a- Calcaires à ooïdes micritisés (grainstone)

Ce faciès caractérise plusieurs bancs (membre de Calcaires de Taouia) dans le massif de l'Annina Boudjellil. Les bancs sont métriques, latéralement continus. Les ooïdes à texture grainstone, sont bien classés avec un diamètre varie entre 900µm mm et 1,2 mm. Les noyaux sont formés de fragments bioclastiques, alors que les cortex sont frustes présentant des lamines concentriques (II-14A). Des agrégats avec des bordures micritiques et des cortoides sont aussi présents.

Facies 8b- Calcaires à ooïdes tangentiels (grainstone)

Ce faciès forme la majeure partie des coupes de Ras Sania I et II. Il s'agit de bancs métriques montrant une texture grainstone à petits oolithes tangentiels bien classés avec des diamètres de 500µm à 800 µm. Ils sont associés avec des ooïdes micritiques, des ooïdes radiaux et des péloïdes qui forment les noyaux de certains ooïdes (II-14B). De petits foraminifères benthiques ont également été observés. Localement, s'observe aussi une texture packstone.

III. 4.2-Interprétation :

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*). 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 (1) 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).

III.5-La transition entre lagon distal et barrières

III.5.1- Description des faciès

Facies 9a- Calcaires à ooïdes mal classés (packstone)

Ce faciès se montre dans des bancs métriques, qui se situent dans la partie sommitale de la coupe de A.B.I. Il est entièrement formé par des ooïdes micritisés mal classés, de 0,3 à 1,5 mm de diamètre, emballés dans un ciment sparitique et localement dans une matrice micritique, formant ainsi une texture packstone (II-14C).

Facies 9b- Calcaires à ooïdes-oncoïdes mal classés (grainstone)

Ce faciès n'apparaît que dans les coupes levées à Ras Sania. Il est formé par des ooïdes mal classés mélangés à des oncoïdes et localement à des extraclasts (II-14D). Les ooïdes sont micritiques et radiaux, avec des noyaux micritisés. Ils sont parfois brisés. Les oncoïdes sont gros, avec des diamètres de 1 à 3 cm, porostrome, allongés ou arrondis, et présentent des contours lisses. Les extraclastes sont formés par du quartz détritique. Des algues vertes, *Cayeuxia* et les coraux, sont également présents.

III.5.2-Interprétation

La dominance de la texture grainstone, la rareté de la matrice micritique et la surface lisse des oncoïdes à porostrome indiquent des conditions de haute énergie. Le mauvais tri des grains de ces faciès indique qu'ils ne sont pas dans leur environnement de production (Loreau, 1982 ; Flügel, 2010), mais leur abondance indique que cet environnement était à proximité de la source nourricière. Par conséquent, ils ont probablement subi un court transport par les

courants de marées ou de tempête, de leur zone de production vers la zone de transition entre un lagon distal et un haut-fond (*shoal*).

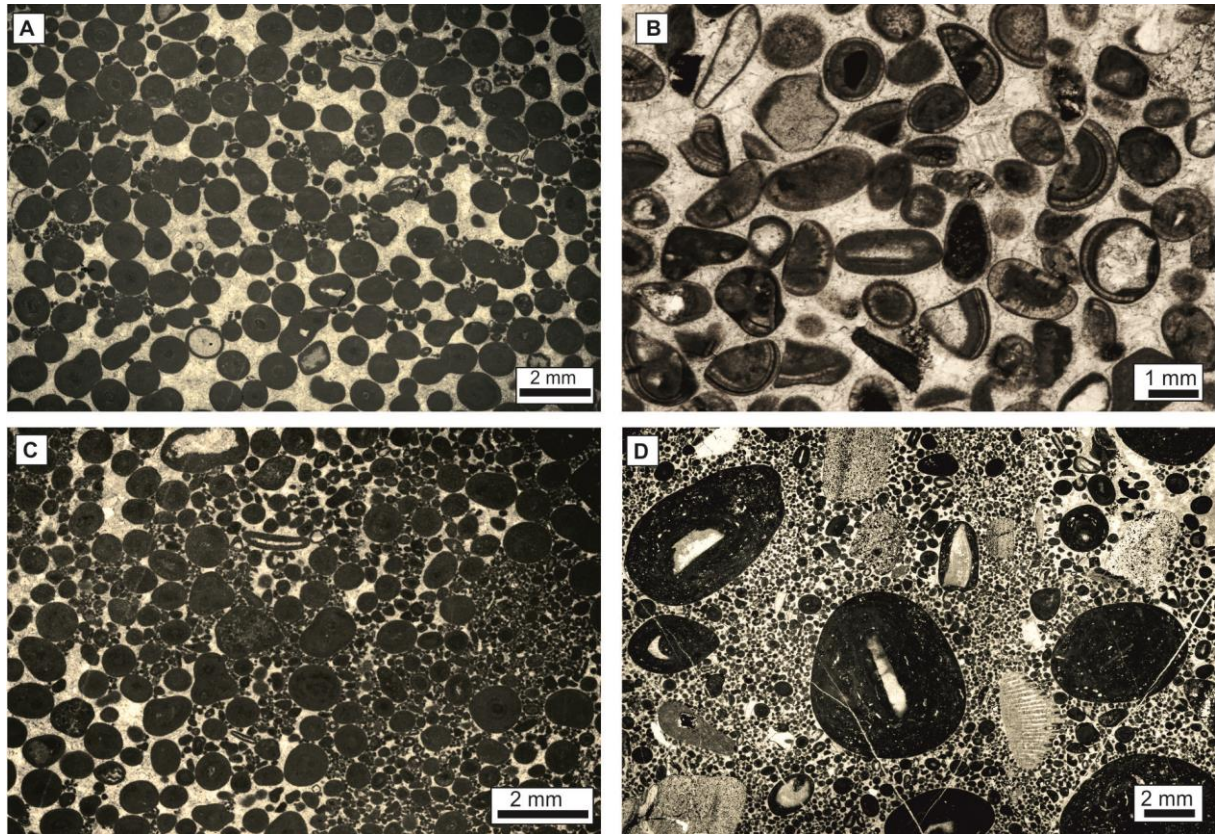


Fig. II-14 : Microfaciès de haut-fond (*shoal*) et la zone de transition. A) Grainstone formé par des oïdes micritiques bien classés. (F8a; A.B.III. n°25). B) Grainstone oolithique, montrent un nucleus peloidique et de minces enveloppes corticales (F8b; R.S.I. n°18). C) Packstone à oïdes micritiques mal classés (F9a; A.B.I. n°13). D) Rudstone formé par des oncoides avec des surfaces lisses emballés dans une texture grainstone à oïdes à classement modéré (F9b; R.S.II. n°5)

Faciès	Constituant	Emplacement	Association de faciès
			Inter-supratidal
F1a- Calcaires micritiques mudstone	Micrite non fossilifère montrant des birdseyes, structures géopétaux, et pyrite (Fig. II-6A).	Coupe de R.M, membre de Taouia	Tidal flats
F1b- Calcaires à Cyanobactéries-dasyclad fenestrés	<i>Garwoodia</i> , algues vertes, péloïdes bien classés (200 µm), d'agrégats, birdseyes et structures géopétaux (Fig. II-6B1).	//	
F1c- Calcaires à fenestras laminés bindstone	Petits péloïdes bien classés alternés avec des lits micritic, lumpstone, et structures laminées fenestrées (Fig. II-6B2).	//	
F1d-Calcaires fenestrés à agrégats-péloïdes packstone	Péloïdes (250 µm), lumpstone, petits oncoïdes allongés, ooïdes, foraminifères benthiques, Keystone vugs (Fig. II-6C).	//	
F2a- Calcaires oncolithiques rudstone à ciments pendants	Elliptiques oncoïdes (0.5 to 1 cm) avec nucléus bioclastique, et cortex à porostrome, ooïdes et péloïdes mal classés <i>Cayeuxia</i> , cortoids, ciments pendants en aiguilles (Fig. II-7A-D).	//	Beach
F3a-Conglomérats	Conglomerats "matrix supported" et "clast supported", galets de quartzites, de taille <i>pebble</i> à <i>cobble</i> (Fig. 8, 9).	Coupe A. B. III, membre de Dj.K Dahr Diss, partie orientale	
F3b-Calcaires fenestrés oolithiques grainstone	Ooïdes tangentielles, ooïdes micritiques bien classés, extraclasts, aggregates, keystone vugs (Fig. 8D).	Coupe A. B. III, membre de Dj.K	
F4- Microbrèche	Fragments de calcaires anguleux, mal triés, ooïdes, emballés dans un ciment sparitique, ou une matrice ferrugineuse silteuse (fig. 10C, D).	Coupe A. B. I, membre T.L	Surface d'emersion
F5a - Calcaires détritiques packstone	Ooïdes concentriques, ooïdes radiaires (300 µm) moyennement à bien classés, péloïdes (200 µm), quartz angulaire à subangulaire (400 µm) atteignant jusqu'à 50% , cortoids, grapestone (Fig. II-11A)	Coupe R. M, membre de T.L	Lagon proximal peu profond Restreint
F5b -Calcaires détritiques pseudo-nodulaire grainstone	<i>Coated</i> extraclastes (3 to 4 mm) formant oncoïdes superficielles, Péloïdes, ooïdes mal classés radiaires et concentriques ooïdes (Fig. II-11C)	Coupes A. B, sommet du membre de Dj.K	
F5c- Calcaires à péloïdes non-laminés packstone	Petits péloïdes non laminés, cortoids, oncoïdes superficiels, extraclastes.	Coupes A. B. Membre de Dj.K	
F5d- Bivalves <i>Lithotis</i> emballés dans une matrice micritique	<i>Lithoperna scutata</i> genre emballés dans une matrice micritique montrant des structures géopétaux, et micritisation (Fig. II-11D)	Coupe de R.M, membre de T.L	

Tab. II-2: Caractéristiques des faciès et paléoenvironnement du secteur d'étude. R;



Faciès	Constituants	Occurrence	Association de faciès
F6a- Calcaires bioclastiques rudstone	Gastéropodes, algues vertes, Cayeuxia, polypiers, <i>Solenoporeacean</i> foraminifères benthiques, oncoïdes, péloïdes, ooïdes, cortoids, grapestone (Fig. II-12A)	Coupe de R.M, membre de T.L	Lagon ouvert Lagon ouvert avec énergie moyenne à forte
F6b- Calcaires à oncoïdes micritiques rudstone	Oncoïdes micritiques, de forme sphériques-subsphériques, de 1 cm à 2 cm de diamètre, mélangés avec algue vertes, polypiers solitaires et crinoïdes (Fig. II-12B).	Coupe de R.M, membre de T.L	
F6c- Calcaires à péloïdes et bioclastes packstone	Péloïdes arrondis to subarrondis moyennement classés mélangés avec gastéropodes, spongiaires, coraux, épines d'oursins, foraminifères, oncoïdes elliptiques (1 cm), cortoids et grapestones (Fig. II-12C).		
F6d- Calcaires à agrégats et ooïdes packstone	Grapestones, lumpstone, ooïdes concentriques avec un classement moyen (Fig. II-12D).	Coupe A. B. III, membre de T.L	
F7a- Calcaires à oncoïdes asymétriques packstone	Asymétriques oncoïdes allongés, à nucléus bioclastique de petite taille (2 mm à 10 mm), petits péloïdes, ooïdes et cortoids bien classés, benthiques foraminifères (Fig. II-13A).	Coupe de R.M, membre de T.L	Lagon ouvert avec énergie faible
F7b- Calcaire à oncoïdes "porostrome" rudstone	Oncoïdes à Porostrome (1 cm à 3 cm) sphériques-subsphériques, Peloids ooïdes, agrégats, cortoids, coraux, foraminifères benthiques (Fig. II-13B)		
F7c- <i>Lithotis</i> bivalves wackestone/ packstone	Différentes espèces de <i>Lithotis</i> avec les deux valves. mélangés avec des fragments de coraux, algues vertes et gastéropodes (Fig. II-13C-E)		
F8a- Calcaires à ooïdes micritisés grainstone	Ooïdes micritisés bien classés (900 µm à 1,2 mm), cortoids, et grapestone (Fig. II-14A)	Coupe A, B, membre de T.L	Shoal
F8b- Calcaires à ooïdes tangentiels grainstone	Ooïdes Tangentiels bien classé (500 µm à 800 µm) (Fig. II-14B)	Coupe de R.S.II, membre de T.L	
F9a- Calcaires à ooïdes mal classés packstone	Ooïdes micritisés mal classés (300 µm à 1,5 mm) (Fig. II-14C) Radiaires et tangentiels ooïdes mal classés (300 µm à 700 µm)	Coupe A. B. III, membre de T.L	Transition lagon distal/ Shoal
F9b- Calcaires à ooïdes- oncoïdes mal classés grainstone	Ooïdes radiaires et tangentiels mal classés (700 µm), mélangés avec oncoïdes à porostrome avec des surfaces lisses	Coupe de R.S.I, membre de T.L	

III.6- Reconstitution paléoenvironnementale

La transgression du Pliensbachien inférieur dans la zone étudiée a été contrôlée par une topographie irrégulière héritée du substratum dévonien et localement par la "Formation de lie-de-vin" d'âge Sinémurien. A l'Annina Boudjellil, la mer a commencé par inonder les dépressions (Fig. II-15) caractérisés par des conditions subtidales s'étendant le long du massif. Ces dépressions sont comblées par les dépôts du membre de Djerf El Kébir, montrant une évolution bathy croissante (*shallowing-upwards*). À la base, se développe soit des calcaires oncolithiques déposés dans des lagons à faible énergie, soit des calcaires bioclastiques avec des *Lithiotis* et une faune diversifiée, indiquant des dépôts au sein d'un lagon ouvert à énergie modérée. Ces faciès s'évaluent ensuite à des calcaires à péloïdes et ooïdes riches en intraclastes, et à faunes rares, développés dans des conditions de lagon restreint. Au sommet de ce premier membre, le reste de l'accommodation est rempli par des calcaires contenant une grande quantité du matériel terrigène (Fig. II-15B), érodé du continent, ce qui induit une pénélplanation des reliefs paléozoïques environnants. Après une nouvelle phase de subsidence, la mer s'est avancée plus loin vers le continent, atteignant la partie orientale de Dahr Diss et formant les dépôts du membre des "Calcaires de Taouia" dans les deux massifs. Le secteur de l'Annina Boudjellil, se caractérise par l'interférence de deux faciès : ooïdes et oncoïdes, reflétant respectivement deux environnements, un haut-fond et un (Fig. II-15C). Dans la partie nord de ce massif, la rudstone oncolithique lagunaire emballé dans une matrice pelltique, alterne soit avec un grainstone oolithique mal trié, indiquant la transition entre un banc sableux et un lagon distal, soit avec des bancs à ooïdes micritiques bien classés. Dans la partie sud, les hauts-fonds oolithiques dominant, intercalés par quelques bancs de rudstone oncolithiques lagunaire. La zone proximale (inter-supratidal) aurait pu être complètement érodée. Dans la partie orientale de Dahr Diss, les dépôts se sont développés principalement dans une petite et profonde dépression héritée du substrat dévonien (Fig. II-15C). Il se compose de faciès de tidal-flats alternant avec des dépôts lagunaires plus ou moins protégés, perturbés périodiquement par des affluences terrigènes et probablement par des tempêtes. La partie la plus haute (Ras Sania), qui agit comme une barrière, est représentée par de minces calcaires à ooïdes concentriques. Les conglomérats se trouvent dans la partie nord du massif de Dahr Diss et dans la partie méridionale d'Annina Boudjellil, au pied d'un relief d'érosion du Paléozoïque, indiquant les conditions de plage.

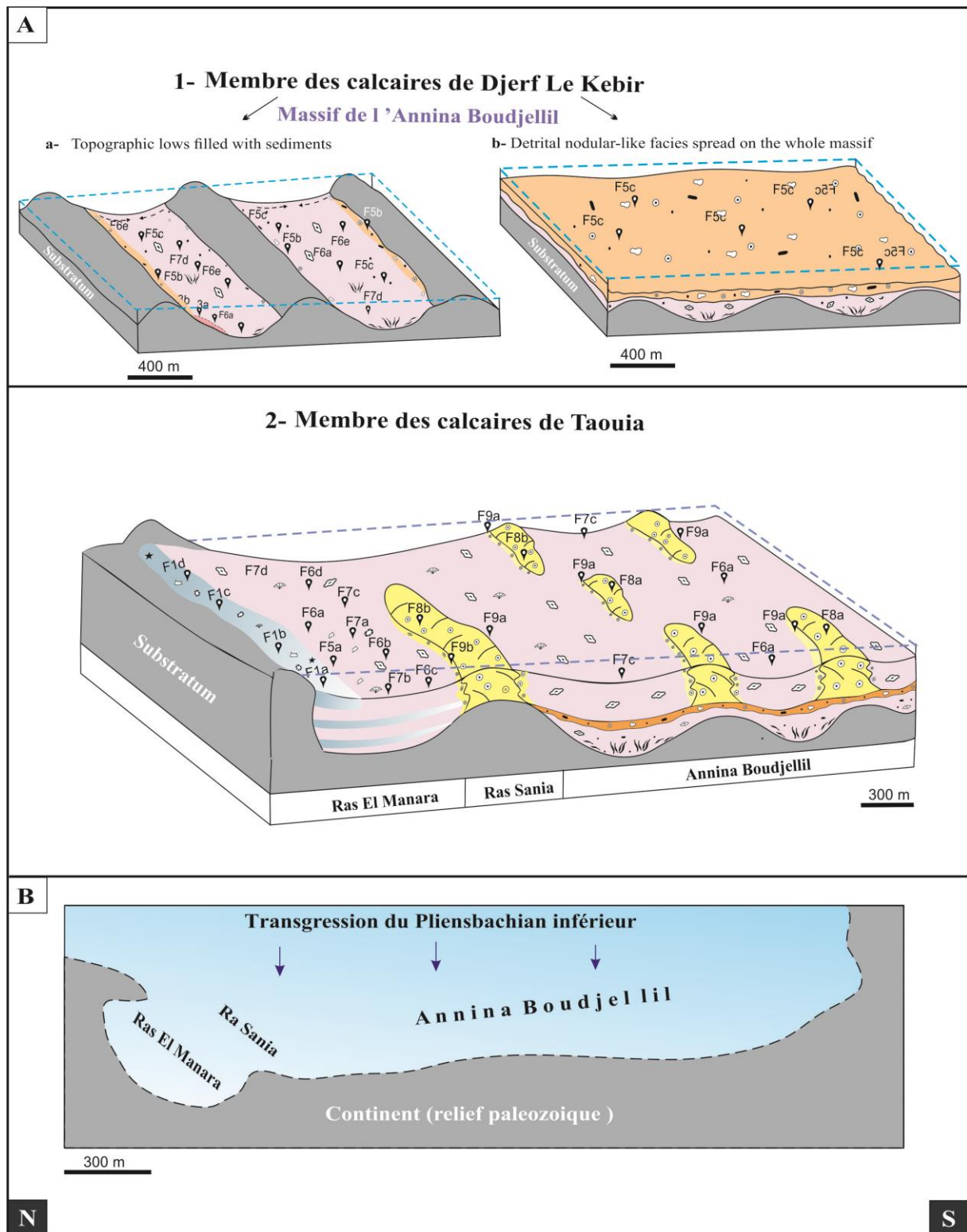


Fig. II-15 : Reconstitution paléogéographique du secteur étudié pendant le Pliensbachien inférieur (pour la légende, veuillez se référer à la figure. 5, p. 45)

Chapitre III.
Phénomènes diagénétiques :
caractéristiques pétrographiques
et géochimiques

I- INTRODUCTION ET OBJECTIF

Les ciments précoces correspondent généralement à des surfaces de discontinuités sédimentaires qui peuvent se former dans des milieux marins et aussi pendant l'émersion (Clari *et al.*, 1995). Vu leur formation très précoce, ces discontinuités peuvent servir à la reconstitution des paléoenvironnements (Hillgärtner, 1998 ; Christ *et al.*, 2015 ; Andrieu *et al.*, 2018). Elles constituent aussi les limites des séquences, ce qui permet donc d'établir des corrélations à petite et à grande échelle (Sattler *et al.*, 2005 ; Catuneanu *et al.*, 2009). En domaine de la géologie pétrolière, ces discontinuités ont une grande importance, puisque comme elles peuvent jouer le rôle d'un conduit des fluides et donc constituent de bons réservoirs, elles peuvent aussi être des barrières qui compartimentalisent le réservoir (Christ *et al.*, 2015). De ce fait, le premier objectif de ce chapitre est de décrire et interpréter toutes les phases de la diagenèse précoces du Pliensbachien inférieur, répertoriées au niveau du secteur étudié, en utilisant les méthodes modernes telles que le microscope en cathodoluminescence (CL) et les isotopes stables de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ de la roche totale et même des ciments. Ces méthodes sont utilisées pour la première fois dans la région des Monts de Traras et en Algérie, afin de (i) contraindre mieux les paléoenvironnements des ciments précoces et donc des discontinuités, (ii) leur minéralogie initiale (aragonite /HMC ou LMC) et aussi (iii) le *timing* de recristallisation en LMC (en cas où ils étaient aragonite ou HMC au début). Parmi ces phases de l'éogénèse, des ciments asymétriques ressemblant à des ciments gravitationnels, ont été trouvés au niveau de la coupe de Ras El Manara. Cependant, la présence de nombreuses structures géopétales a montré que ces "ciments asymétriques" préjugés "pendants" sont orientés dans différentes directions, vers le centre du pore, ou même vers le haut, ce qui contrarie leur formation via un drainage vertical des eaux dans la zone vadose. Le deuxième objectif de ce chapitre est donc de (i) fournir une description détaillée de ces ciments asymétriques inhabituels, (ii) déterminer leur nature, vadose ou phréatique, et enfin (iii) développer une hypothèse expliquant leur formation. Les résultats ont été l'objet d'un article publié dans la revue *Facies*.

Après la phase de la diagenèse précoce, les "Calcaires compacts de Zailou" sont colmatés ensuite par de la calcite sparitique durant l'enfouissement, ce qui aboutit par conséquent à leur faible porosité et perméabilité. De ce fait, une étude a été entreprise (CL, isotopes) afin de (i) répertorier les différentes phases de la diagenèse mésogénique et (ii) mieux comprendre leurs conditions de formation.

II. ANALYSE STADIALE DES DIFFÉRENTES PHASES DIAGENETIQUES

II.1- Les phases de la diagenèse précoce :

La diagenèse précoce, encore appelée éogénèse, regroupe les différentes phases diagénétiques contemporaines du dépôt des sédiments et/ou immédiatement postérieures (Vincent, 2001). Pagel *et al.*, (2014) ont ajouté que l'éogénèse englobe aussi toutes les transformations chimiques, physiques ou biochimiques qui affectent les sédiments même pendant son enfouissement tant que la chimie des fluides est contrôlée par l'environnement de dépôt, et les eaux interstitielles restent en connexion avec les eaux de surface. Dans le secteur d'étude, plusieurs phases diagénétiques précoces ont été reconnues (Fig. III.1). Leurs caractéristiques pétrographiques et géochimiques sont résumés respectivement dans le tableau.III 1, et Fig. III.2.

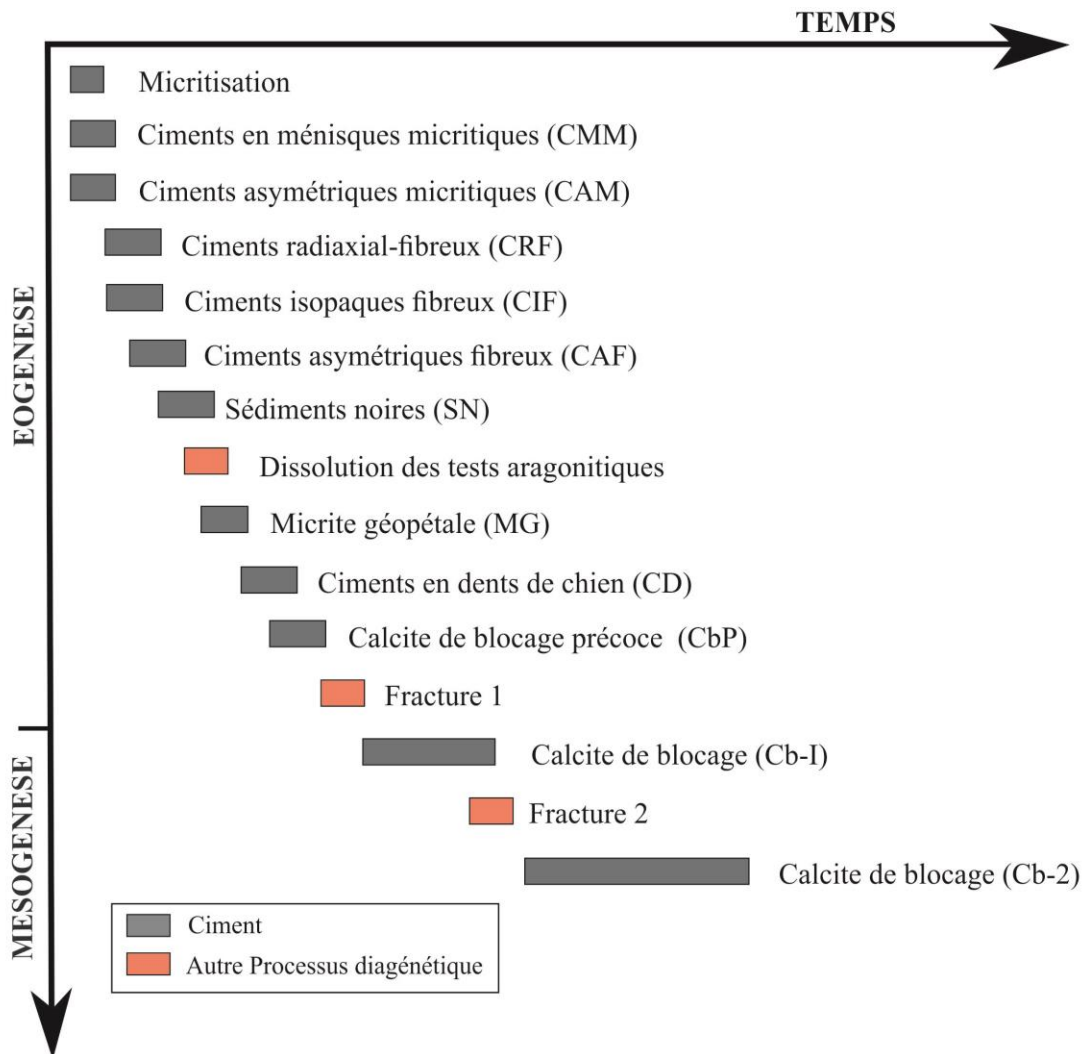


Fig. III-1 : Séquence paragenétique de la succession sédimentaire du Pliensbachien inférieur des Monts de Traras. Les différents produits diagénétiques sont organisés en suivant l'ordre chronologique et les environnements diagénétiques

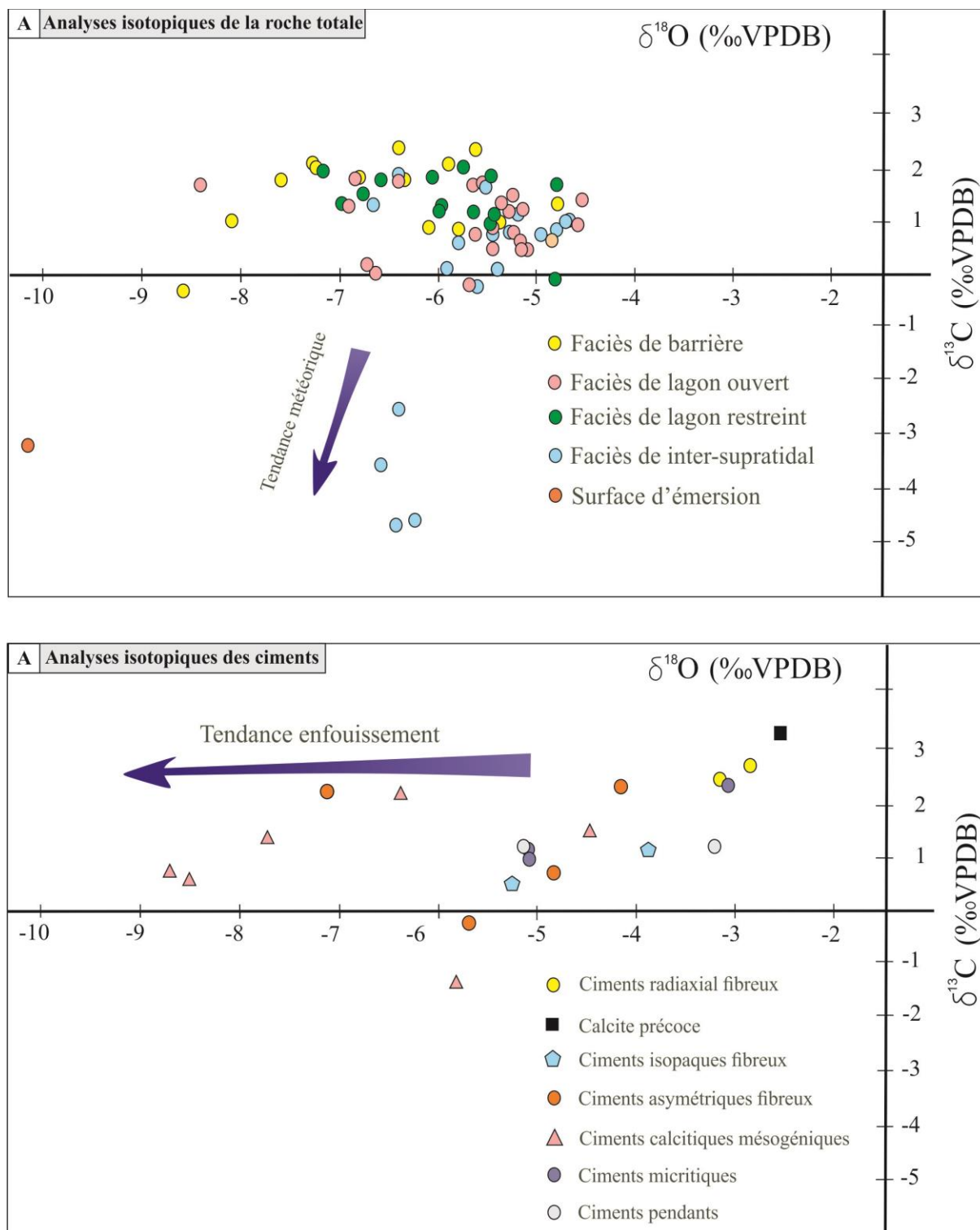


Fig. III-2 : Analyses isotopiques du carbone et d'oxygène effectuées sur (A) roche totale et (B) ciments calcitiques.

II.1.1- Micritisation (enveloppes micritiques)

La micritisation est phénomène commun dans le secteur étudié. Elle affecte particulièrement le pourtour de différents lithoclastes (ooïdes, péloïdes) et bioclastes (*Lithiotis*, gastéropodes) en formant une enveloppe micritique. Elle peut même être centripète en causant une véritable dégradation des structures internes des clastes (Fig. III.3A-D)

Interprétation

La micritisation indique une activité microbienne intense. Elle est induit essentiellement par les microperforants, les champignons ou les bactéries, vivant sur ou proche de la surface eau-sédiment (Purser, 1980 ; Javaux, 1992 ; Vincent *et al.*, 2007). Les cavités ainsi générées sont remplies (1) par de la micrite issue de résidu des microorganismes, (Bathurst 1966 ; Friedmann *et al.*, 1971; Kobluk et Risk, 1977a), (2) par calcification de filaments d'organismes épilithiques faisant saillie occupant les pores vides (Kobluk & Risk 1977a, b; Calvet, 1982; Wright, 1986). La micritisation caractérise la zone subtidale (Purser, 1969 ; Friedmann *et al.*, 1971), intertidal (Strasser *et al.*, 1989 ; Neumeier, 1998), supratidal et même les environnements continentaux (James, 1972 ; Calvet, 1982 ; Wright, 1986, 1994).

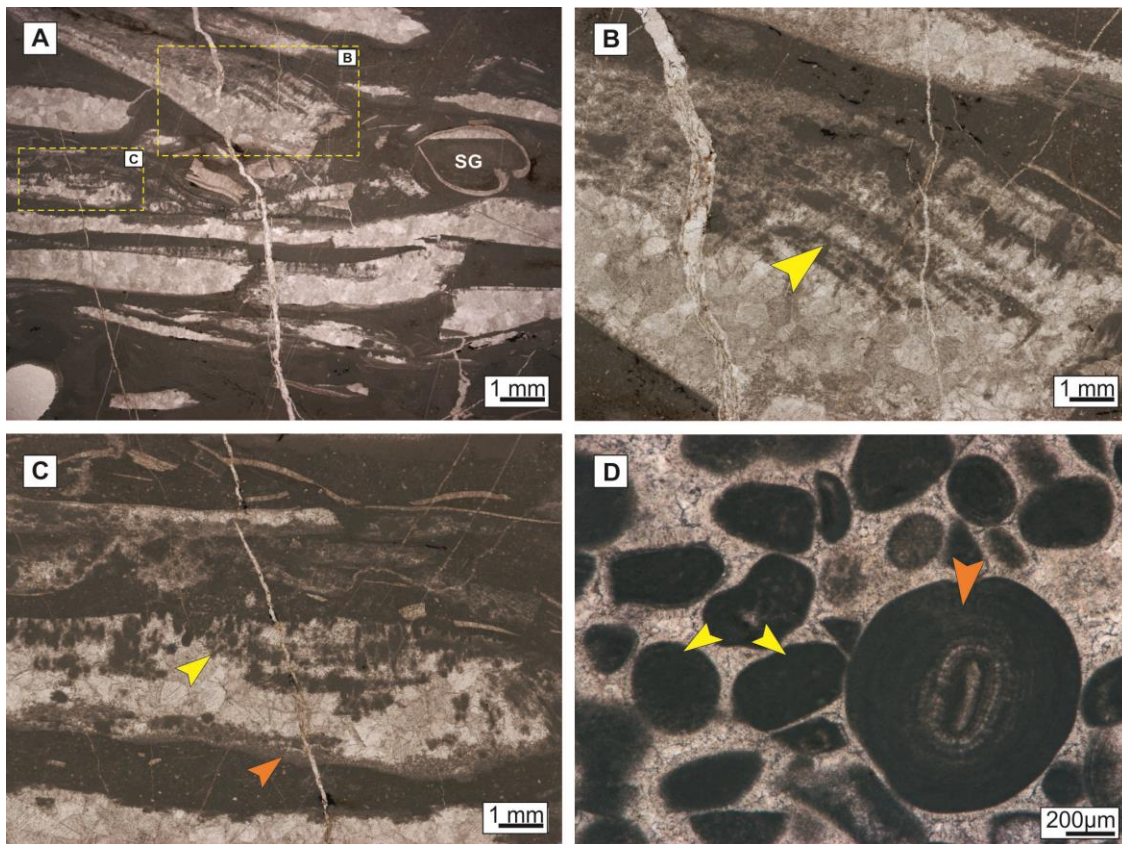


Fig. III-3 : Micritisation des différents grains dans le secteur d'étude. A) Wackestone à *Lithiotis* affecté par la micritisation qui dégrade le pourtour (C ; flèche orange) ainsi que les structures internes (B et C flèche jaune) par l'intermédiaire des microorganismes. D) La micritisation affecte aussi les oolithes tangentiels partiellement (flèche orange) ou complètement (flèches jaunes).

II.1.2- Ciments en ménisque micritiques (CMM) :

Les ciments en ménisque micritiques apparaissent uniquement dans la coupe de Ras El Manara, dans la partie sommitale des cycles. Ces ciments relient entre les grains (oncoïdes, ooïdes, péloïdes) sous la forme de ponts. Ils sont trouvés généralement associés avec des ciments pendants calcitiques (Fig. III.4B-D), ou avec des structures fenestrées de type keystone vugs (Fig. III.5A). Sous CL, ils dévoilent une couleur orange (Fig. III.4C-E). Au niveau du banc (n°33), ces ciments sont bien développés (500 à 700 μm), et sont parfois asymétriques (CAM). Les valeurs isotopiques du carbone varient entre +1‰ et +2,32 ‰, tandis que l'oxygène montrent des valeurs négatives variant entre -3,03‰ et -5,05‰. Les autres niveaux, ces ciments sont très petits (100 à 200 μm). Les valeurs du carbone de la roche totale varient entre +0,12 ‰ et -4,64‰, alors que les valeurs de l'oxygène oscillent entre -4,66‰ et -6,40‰.

- Interprétation

Les ciments micritiques en ménisques (CMM) peuvent se former dans la zone vadose (Tucker & Wright, 1991), comme dans la zone phréatique à l'intermédiaire d'une activité bactérienne (*Miniscus-like cements* ; Hillgärtner *et al.*, 2001 ; Andrieu *et al.*, 2018). Dans le secteur d'étude, ces ciments sont associés avec d'autres indices d'émersion (fenestrae, ciments pendants), ce qui implique leur précipitation dans la zone diagénitique vadose (*e.g.*, Purser, 1975 ; Durlet, 1996), formant ainsi des "surfaces d'émersions" limitant plusieurs cycles. Ils se forment dans les zones non saturées en permanence en eaux, où les gouttelettes d'eaux pourraient se concentrer entre les grains sous l'effet des forces de tensions. Une fois cette eau est sursaturée par de l'aragonite ou de la calcite, des ponts micritiques ou calcitiques peuvent se former dans les zones de rapprochement (*e.g.*, Taylor & Illing, 1969 ; Dunham 1971). Les valeurs négatives du carbone dans certains niveaux confirment la précipitation dans milieu vadose météorique, permettant l'incorporation CO_2 en provenance du continent. Donc, cette eau est agressive qui permet la dissolution des carbonates par le phénomène d'acidolyse.

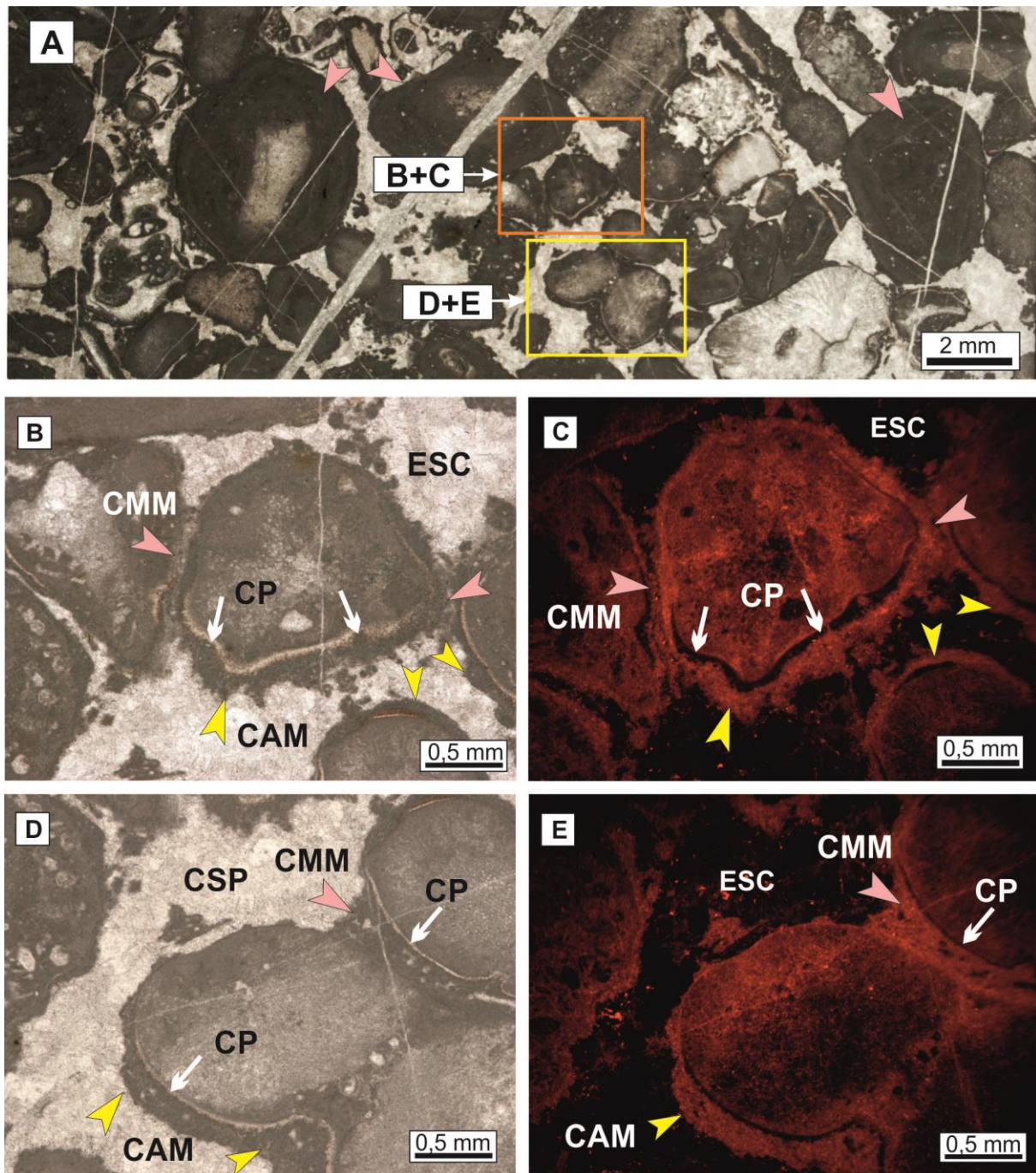


Fig. III-4 : Ciments micritiques en ménisque et asymétriques (CMM et CAM) Rudstone à oncoïdes et bioclastes. Les oncoïdes sont micritiques avec ou sans nucleus (flèches roses). B, D) En lumière naturelle, des ciments asymétriques microbiens se développent d'une façon aléatoire (CAM) (flèches jaunes) ou entre les grains, formant des ciments en ménisques (flèches roses), ou en-dessous des grains formant des ciments pendants (flèches blanches). Sous CL, ces ciments micritiques acquièrent une luminescence orange (brillante), indiquant des conditions semi-restreints permettant l'incorporation du Mn^{+2} durant la phase de recristallisation. Les ciments intergranulaires ainsi que les ciments pendants sont faiblement luminescents, voire non luminescents, indiquant une précipitation précoce dans un milieu météorique vadose oxydant, et très riche en LMC.

II.1.3- Structures géopétales (SG)

La micrite géopétale (SG) apparaît dans plusieurs pores intergranulaires dont la taille varie de 600 μm à 11 mm. Ils sont tous cohérents dans leur orientation les uns avec les autres et avec la stratification des bancs. Les vides au-dessus de la micrite géopétale sont remplis de la sparite tardive (Fig. III-5B, C ; Fig. III-6A, C, E et Fig. III -7E, F). Ils montrent une couleur orange à rouge sous cathodoluminescence (Fig. III-6B, D, F).

- Interprétation

Les structures de géopétaux micritiques sont de bons indicateurs de la polarité des niveaux étudiés et indiquent des conditions de faible énergie (Flügel, 2010). Elles pourraient se précipiter durant l'exposition, soit par l'érosion du substrat lithifié (Aissaoui & Purser 1983), soit à l'intérieur de petites lentilles d'eau météorique (Andrieu *et al.*, 2018).

II.1.4- Sédiments noirs (SN)

Ce matériel foncé se développe au-dessus de CIF-I en entourant les grains au niveau de la coupe de R.M (Fig. III-7 E, G, H). En cathodoluminescence, il présente une luminescence orange à rouge (luminescence brillante) (Fig. III- 8G).

- Interprétation

Ce matériel sombre correspond probablement à des sédiments fins, qui ont été poussés entre les grains par une eau légèrement turbide chargée de boue pendant une période où l'eau de mer était moins agitée. Ces sédiments fins, ou au moins une fraction de ceux-ci, ont été piégés dans l'espace entre les cristaux en forme d'aiguille de CIF-I ou CAF-I (Fig. III-7G), ou dans des espaces protégés entre les grains (Fig. III-6A ; Fig. III-8F).

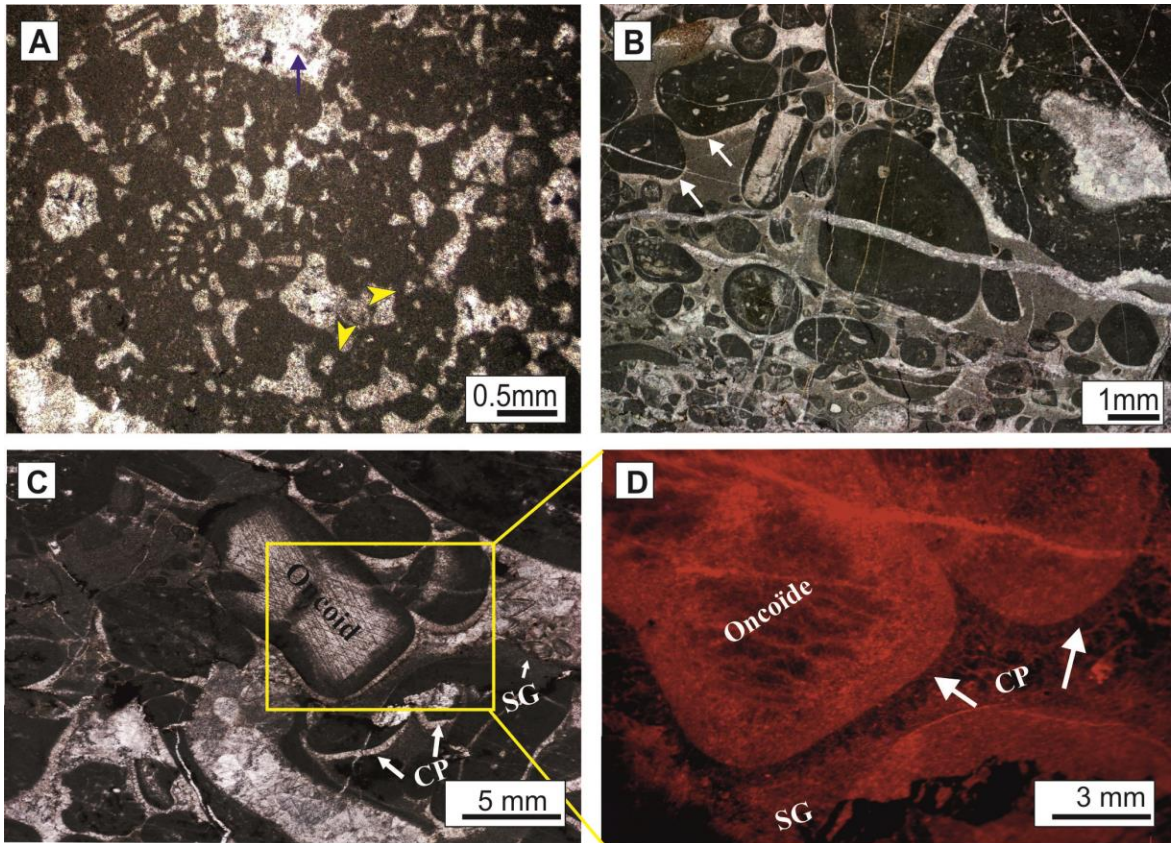


Fig. III-5 : Ciments micritiques en ménisque (CM) et pendants (CP). A) Ciments micritiques en ménisques (sens strict) (flèches jaunes), associés à des structures en fenestrae de type keystone vugs (flèche orange). B, C) Rudstone oncolithique montrant des ciments fibreux pendants qui se forment en bas des grains. D) sous CL, ces ciments pendants montrent une luminescence sombre, indiquant une recristallisation des conditions oxydantes.

- Minéralogie initiale des produits micritiques.

Les cristaux de micrite, sont précipités sous forme d'aragonite ou calcite hautement magnésienne tout au long du Phanérozoïque (Folk 1974 ; Bates & Brand 1990). Cependant, des études récentes suggèrent que la micrite marine peu profonde (enveloppes micritiques, structures et ciments en ménisque) pourrait directement précipiter en calcite à faible teneur en magnésium (LMC) dans les eaux peu profondes au cours du Jurassique (Turpin *et al.*, 2014 ; Andrieu *et al.*, 2018), et plus spécifiquement pendant le Crétacé (Volery *et al.*, 2009, 2010a, b, 2011). Les valeurs isotopiques positives et négatives du carbone des CMM et de la roche totale pourraient refléter leur formation parfois s'est effectué sous un sol, riche en matière organique. Ces ciments micritiques de la présente étude montrent une couleur orangée sous CL, ce qui indique des conditions semi-restreintes permettant l'incorporation de Mn^{+2} (Hiatt & Pufahl, 2014). De ce fait, les valeurs négatives de l'oxygène de ces ciments, qui ne sont pas

représentatives de la mer jurassique, indiquent une recristallisation de HMC ou aragonite (minéralogie initiale) de la micrite plienschbachienne à une calcite faiblement magnésienne (LMC) durant la phase d'enfouissement, ou les eaux interstitielles sont appauvries en oxygène (cf. Melim *et al.*, 2002). Les valeurs d'oxygène de la roche totale ne vont rien apporter, puisqu'ils sont tous négatives, et donc ne maintiennent aucune trace de condition de sédimentation, mais plutôt sont influencés par les ciments de blocage (météorique ou d'enfouissement).

II. 1.5-Ciments microstalactitiques

Ces ciments caractérisent un seul banc (n°27) dans la coupe de Ras El Manara. Ils montrent des cristaux calcitiques, parfois asymétriques fibreux, de taille varie entre 100 µm et 300 µm, qui se précipitent à la base des gros oncoïdes et ooïdes (Fig. III.5B-C). Sous CL ils sont non luminescents (Fig. III.5D).

Interprétation

Ces ciments étant appelés également ciments gravitationnels, microstalactitiques (Scholle & Ulmer-Scholle 2003 ; Flügel, 2010) se forment dans la zone vadose phréatique ou météorique, où les pores ne sont remplis que périodiquement et partiellement en eau (e.g., Hood & Wallace, 2012 ; Andrieu *et al.*, 2018 ; Christ *et al.*, 2018). Dans cette zone, et sous l'effet de la gravité les eaux s'accumulent sur la partie inférieure des grains sous forme de gouttelettes pendantes (Tucker & Wright, 1990 ; Collin *et al.*, 2009). Ces ciments sont associés avec de la micrite vadose, et de la sparite précoce non luminescente, ce qui confirme leur précipitation/recristallisation dans la zone vadose, et donc constituent une "surface d'émersion" développée au sommet de ce banc (cycle).

- Minéralogie initiale

La minéralogie des ciments pendants dépend étroitement de la source de CaCO₃, à partir de laquelle ont été précipités (Molenaar, 1993 ; Flügel, 2010). Les cristaux en fibres (aiguilles) qui forment les ciments pendants de la présente étude indiquent leur précipitation dans un environnement vadose marine, riche en Mg/Ca (aragonitique ou HMC), empêchant la précipitation de LMC. Ces ciments qui sont non luminescence sous CL, sont associés aussi avec de la sparite précoce non luminescente, qui reflète une recristallisation en HMC à LMC dans des conditions oxydantes, dans la zone météorique vadose, suffisamment saturée en LMC (Brigaud *et al.*, 2014).

II.1.6- Ciments fibreux isopaques I et II (CIF-I et CIF-II)

Les ciments isopaques apparaissent dans plusieurs niveaux de calcaire grainstone à rudstone de haut fond (*shoal*). Au niveau du banc 24 de la coupe de R.M, il est même formé par deux générations de ciments fibreux isopaques et de différente taille. La première génération (CIF-I) correspond à des franges fibreuses isopaques, qui entourent tous les grains (ooïdes, oncoïdes et bioclastes) (Fig. III-6A, C, E et Fig. III- 7H). Le diamètre varie entre 60 μm et 100 μm . La deuxième génération (CIF-II) est constituée de ciments fibreux isopaques très minces (30 μm -60 μm), qui se forment au-dessus du sédiment sombre (voire au-dessous) (Fig. III-6A, C, E et Fig. III- 7H). Tous les ciments isopaques sont non-ferreux comme indiqué par leur couleur rose après la coloration d'alizarine-ferricyanure de potassium. Sous cathodoluminescence (CL), Ils sont non luminescence (Fig. III-6B, D, F). Les valeurs d'isotopes de carbone pour CIF varient entre + 0,68‰ et + 1,08‰, et les valeurs d'oxygène entre -3,92‰ et -5,33‰.

- Interprétation

Les ciments fibreux isopaques se sont développés préférentiellement au cours des périodes de mer de calcite (Sandberg, 1983 ; Dickson, 2004). Ils sont considérés comme un bon indicateur de la zone marine phréatique (Tucker et Wright, 1991 ; Flügel, 2010).

- Minéralogie initiale

Leur minéralogie initiale était de l'aragonite ou de la calcite à haute teneur en magnésium (HMC) précipitée de l'eau de mer sous forme de cristaux fibreux (Durllet et Loreau, 1996 ; Richter *et al.*, 2003 ; Knoerich et Mutti 2003 ; Andrieu *et al.*, 2018) avant d'être recristallisée en calcite faiblement magnésienne. La couleur rose de la coloration au ferricyanure d'alizarine-potassium et la luminescence foncée sous CL indiquent des conditions bien oxygénée, non favorable à l'incorporation de Mn^{+2} ou de Fe^{+2} déclenchant la luminescence. Les valeurs isotopiques positives du carbone (médiane : + 0,9‰), associées avec des valeurs isotopiques négatives de l'oxygène (médiane :-4,6 ‰) suggèrent une recristallisation de cristaux en LMC dans les premiers mètres de l'enfouissement, ou dans la zone météorique, généralement oxydante et chaude, aboutissant à des valeurs négatives de l'oxygène.

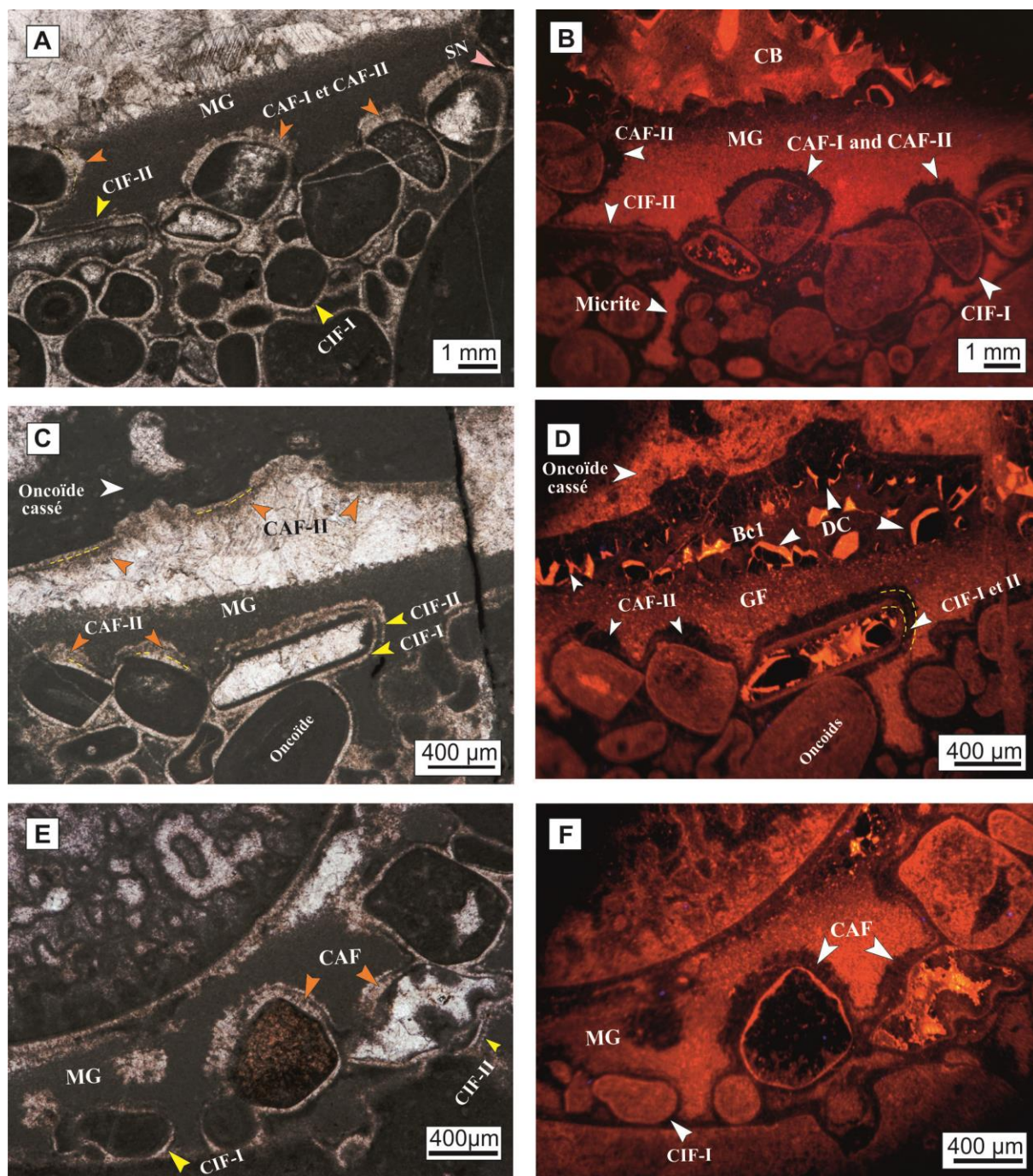


Fig. III-6 : Ciment isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF). A) Rudstone à oolites et oncolites montrant les ciments fibreux isopaques I et II (CIF-I et CIF-II), les ciments asymétriques I et II (CAF-I et CAF-II) et les structures géopétales (SF). Les ciments asymétriques se développent vers le haut et à certains endroits du côté vers le centre des pores. B) Le même échantillon sous CL. CIF et CAF ne montrent aucune luminescence. La micrite géopétale ainsi que les pores remplis de micrite présentent une luminescence vive orangée. C) Rudstone oncolitique montrant des ciments asymétriques CAF-II, développant vers le haut et de haut en bas. CIF-I et CIF-II sont également bien conservés. D) Le même échantillon sous CL ; aucune distinction ne peut être faite entre CAF-I et CAF-II, car les deux sont non luminescents. E) CAF-I se développaient vers le haut. F) Comme pour (C), sous CL, CAF et CIF ne révèlent aucune luminescence.

II.1.7- Ciments asymétriques fibreux (CAF)

Plusieurs grains appartenant au banc 24 de la coupe de Ras El Manara, présentent des ciments fibreux fortement asymétriques avec des épaisseurs allant de 100 μm à 500 μm . Ils montrent deux générations : une première génération (CAF-I) qui se développe au-dessus de CIF-I et une seconde (CAF-II) sur CIF-II. Contrairement aux ciments pendant gravitationnels, les parties les plus épaisses de ces ciments asymétriques ne montrent pas une direction commune de croissance vers le bas, mais se développant vers différentes directions, généralement vers le centre des pores (croissance centripète) (Fig. III-7D-H et Fig. III-8), et localement même vers le haut (Fig. III- 6A, C, E ; Fig. IV-7C, E, F ; Fig. III-8B). De plus, dans certains cas, ils se sont développés à partir de différentes faces du même grain (Fig. III-7E; Fig. III-8B, D). Les ciments asymétriques les plus épais sont observés dans les pores plus larges (3 mm à 12 mm) (Fig. III -6A et Fig. III-7C), alors qu'ils sont plus rares et plus minces dans les pores de taille moyenne (Fig. IV- 7D ; Fig. III-8A-D) (1 mm à 3 mm), et absents dans les petits (<1 mm) (Fig. III-9). Sous le CL, ces ciments sont non luminescents (Fig. III- 6B, D, F). Leurs valeurs d'isotopes stables du carbone varient entre - 0,1‰ et + 2,4‰, les valeurs d'isotopes d'oxygène entre -4,2‰ et -7,1‰.

- Interprétation

De première vue, ces ciments asymétriques semblent similaires aux ciments microstalactitiques invoqués par Purser (1969), et qu'ils sont attribués habituellement à la zone vadose. Cependant, les ciments asymétriques enregistrés se sont développés dans la direction opposée des structures géopétales et / ou vers le centre des pores, ce qui s'oppose à leur formation dans la zone vadose quand l'eau s'accumule sous les faces inférieures des grains. Les cristaux fibreux ou aciculaires tels que ceux formant CAF indiquent des rapports Mg / Ca élevés caractérisant généralement les eaux marines (Swart, 2015 ; Christ *et al.*, 2015). Par conséquent, ces ciments se sont formés probablement dans la zone phréatique marine, sous un léger enfouissement où les pores étaient encore remplis d'eau de mer. Ces ciments asymétriques ainsi que les ciments isopaques pouvaient former une surface durcie de type *hardground* ou *firmground*.

- Minéralogie initiale :

Les CAF sont non luminescence sous CL. Ils présentent aussi des les valeurs isotopiques du carbone principalement positives ($\delta^{13}\text{C} = 1,5\text{‰}$) et des valeurs isotopiques négatives de

l'oxygène ($\delta = -5,7\text{‰}$), ce qui reflète une recristallisation de l'ancienne aragonite ou HMC à LMC probablement dans la zone météorique suffisamment oxydantes.

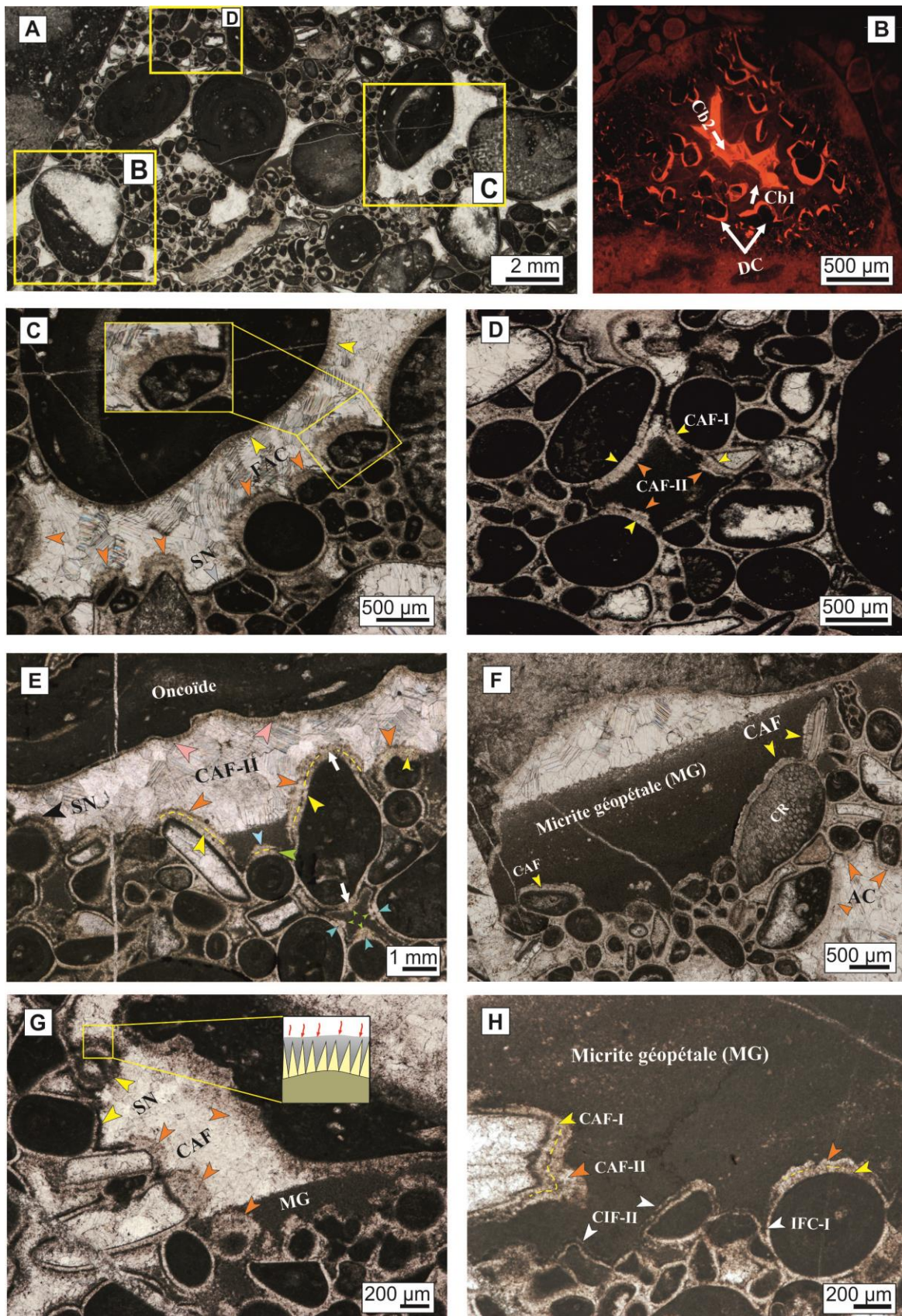


Fig. III- 7 : Ciment isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF). A) Oncoïdes emballés dans des oïdes (rudstone). B) La coquille aragonitique originale est remplacée en premier lieu par des ciments en dents de chien (essentiellement non luminescents), puis par deux générations de calcite granulaire présentant une luminescence différente (marron et brillant). C) CAF se développant vers le centre des pores. Ils sont bien développés au sommet des côtés exposés de petits composants (flèches orange), mais moins évidents sur le gros composant exposé (flèches jaunes). D) CAF-I (flèches jaunes) et CAF-II (flèches orange) se sont développées modérément vers le centre d'un pore de taille moyenne. E) CAF se développe préférentiellement dans les pores de grande et moyenne taille. Les CAF-I (flèches jaunes) et CAF-II (flèches orange) se sont développées vers le haut et légèrement vers le bas sur les grands oncoïdes brisés (flèches roses). L'épaisseur presque égale des ciments sur le gros grain exposé cache son apparence en tant que CAF. Dans les pores de taille moyenne, CAF-I (flèches bleues) et AFC-II (flèches vertes) sont moyennement développées, se développant à partir des côtés exposés vers le centre des pores. Sur le même grain (oncoïde), CAF peut se développer dans des directions différentes ; elles sont bien développées (épaisses) face au gros pore, mais modérément développées (plus fines) lorsqu'elles grossissent dans le pore de taille moyenne (flèches blanches). F) CAF développés plus ou moins vers le haut (flèches jaunes), ou vers le centre des pores (flèches orange). Seules les structures géopétales peuvent indiquer l'orientation correcte de la lame mince. G) CAF se développent vers le centre des pores. Comme dans le cas précédent (C), ils sont plus épais sur les petits composants. Les sédiments sombres minces (SN) sont visibles entre les fibres de ciment de la CIF (illustrés dans l'encart). H) Les CAF-I épais (flèches jaunes) et AFC-II (flèches orange) se sont développés vers le centre d'un large pore. Notez que toutes les microphotographies des lames minces sont correctement orientées.

II.1.8- Ciments en "dents de chien" (DC)

Les ciments en "dents de chien" se sont développés au-dessus des structures géopétales, autour des grains (Fig. III- 6D) et dans les bioclastes dissous (Fig. III-7B). Ils sont formés par de cristaux calcitiques scalénohédrales limpides de 100 à 150 μm de long et ne se développent pas de façon continue autour des grains. À l'exception des parties externes qui présentent une luminescence orange brillant, ces ciments ne dévoilent généralement aucune luminescence (Fig. III- 6D).

- Interprétation

Les ciments en "dents de chien" pourraient se précipiter dans une grande variété d'environnements, allant de vadose (météorique et marine) jusqu'au phréatique (météoriques ou marine) (Flügel, 2010 ; Andrieu *et al.*, 2018). Ces ciments sont anisopaques dans le secteur d'étude, ce qui indique leur formation dans la zone vadose.

- Minéralogie initiale

Ces ciments sont considérés généralement comme des LMC (Durllet & Loreau, 1996 ; Andrieu *et al.*, 2017), bien que Andrieu *et al.*, 2018 a montré la possibilité de leur précipitation en LMC aussi à partir des eaux marines. La non-luminescence sous CL indique la précipitation dans des eaux oxydantes, tandis que la bande brillante à l'extrémité distale peut indiquer soit le début de la réduction des conditions des eaux dans les pores lors de l'enfouissement précoce, ce qui permettait l'incorporation de Mn^{+2} , soit peut refléter la

variation des conditions d'oxydo-réduction caractérisant la zone météorique (Godet *et al.*, 2016).

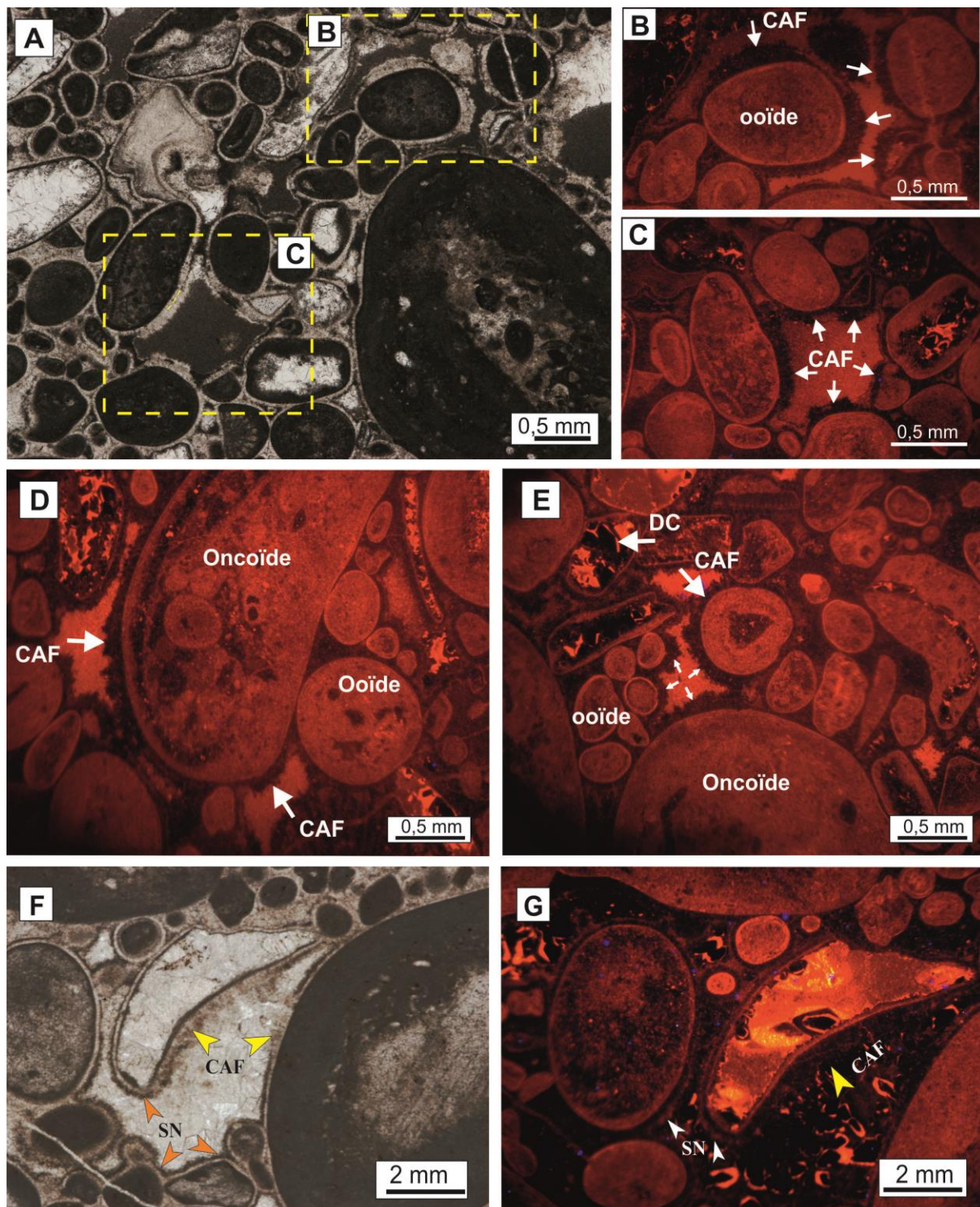


Fig. III-8 : Ciment isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF) . A) Grainstone à oïdes et oncoïdes (lumière naturelle) montrant des ciments isopaques fibreux (CIF) et des ciments asymétriques (CAF). Ces derniers se développent soit (B) à partir d'un seul grain vers différentes directions, (C) soit à partir des différents grains vers le centre du pore. Sous CL ces CAF montre une faible voire non luminescence, alors que les grains dévoilent une luminescence orangée, un indice d'une recristallisation partielle lors de l'éogénèse, permettant l'incorporation de Mn^{+2} . D) Packstone oolitique et oncolitique sous CL montrant le

développement des CAF vers différentes direction à partir d'un seul grain et présentent non luminescence. Les grains et la micrite intergranulaire décèlent une luminescence orangée plus vive dans la micrite. E) Les CAF dans ce grainstone oolitique-oncolitique se développent vers le centre du pore et sont aussi non-luminescents. F) Les CAF se développent aussi plus au moins vers le centre du pore et ressemblent les ciments pendants de la zone vadose. G) sous CL, ils sont non luminescents.

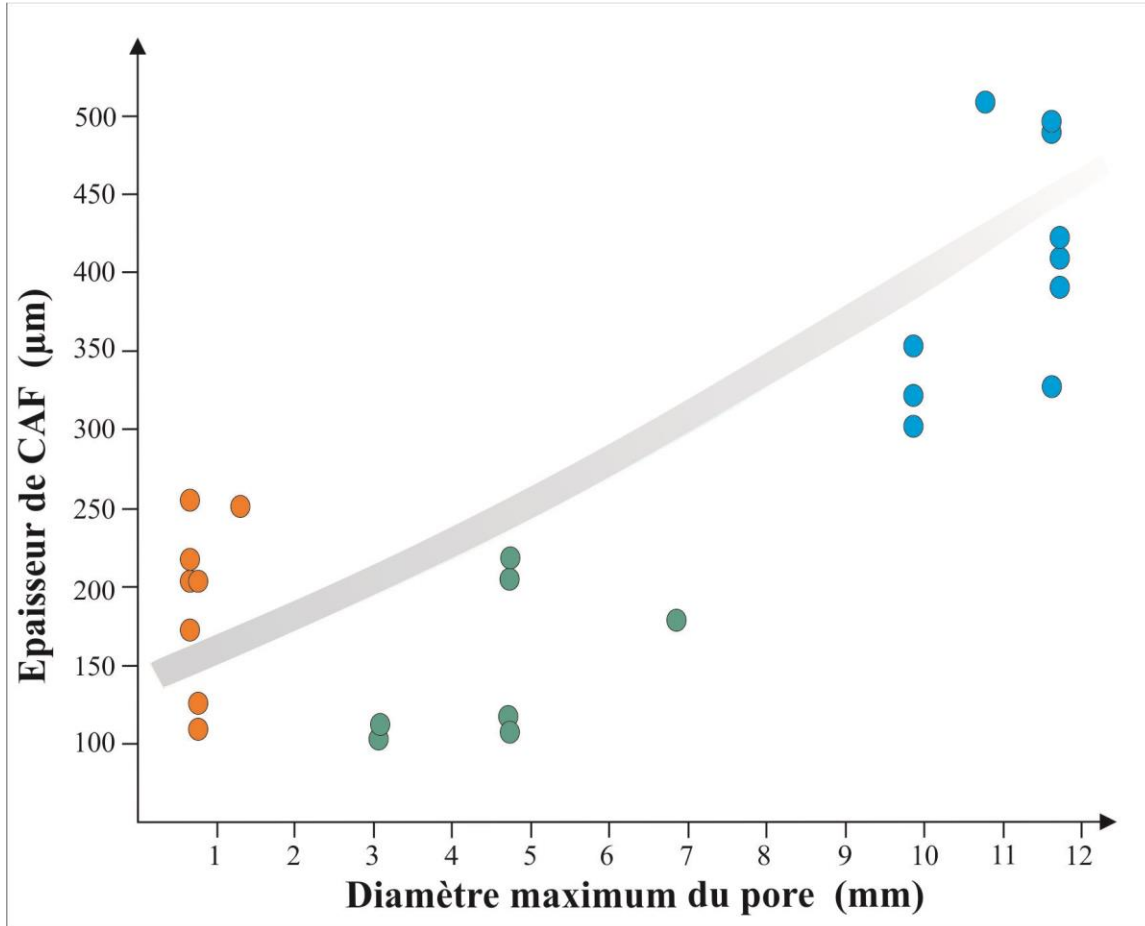


Fig. III- 9 : La relation entre le diamètre des pores et l'épaisseur de ciment des exemples montrés aux Figs. 6-8. Les points colorés visualisent la tendance des ciments asymétriques fibreux qui sont plus épais dans les pores les plus larges. Points orange, petits pores ; points verts, pores moyens ; points bleus, grands pores. :

II.1.9- Ciments radiaxial-fibreux (SRF)

Ce type de ciments apparaît dans un banc oncolithiques appartenant à la coupe de l'Annina Boudjellil A.B. II. Il est formé par de larges cristaux isopaques fibreux entourant les oncoïdes, de taille varie entre 900 μm et et 1,5 mm (Fig. III- 10A). Il montre une couleur noirâtre avec une terminaison orangée sous CL (Fig. III- 10B). Les valeurs isotopiques de carbone (+2,69‰), et de l'oxygène (-2,94‰).

- Interprétation

Les ciments radiaxial-fibreux se précipitaient durant les périodes des mers calcitiques, mais aussi communs durant les mers aragonitiques (Sandberg, 1983, 1985 ; Stanley, 2006). Ils sont abondants durant le Paléozoïque, le Mésozoïque, cependant ils sont rare en Cénozoïque et absent durant le Quaternaire (Sandberg, 1983). Ils sont caractéristiques de la zone phréatique marine ainsi que la zone météorique vadose (Richter *et al.*, 2011). La précipitation est liée à une forte énergie régnant dans la surface près de l'espace poreux et aussi à la forte hypersaturation en CaCO₃ (Immenhauser *et al.*, 1999 ; Van der Kooij *et al.*, 2010). La symétrie de ces ciments indique une précipitation dans la zone phréatique. Par leur grande taille et aspect précoce, ils peuvent former des surfaces de discontinuités de type *hardground* ou *firmground* (Christ *et al.*, 2015).

- Minéralogie initiale

La minéralogie initiale correspond à la calcite faiblement magnésienne (LMC) (Mazullo *et al.*, 1990 ; Neuser & Richter, 2007), ou HMC (Aissaoui, 1988). Les valeurs des isotopes de carbone (+2,69‰), associés avec les valeurs isotopiques de l'oxygène (-2,94‰), ainsi que non luminescence sous CL suggèrent une précipitation directe en LMC, précipités à partir des eaux marines oxydantes.

II.1.10- Ciment de blocage précoce non ferreux (CBnF)

Ce type de ciment colmate l'espace intergranulaire des grainstone oolithiques des coupes R.S.I et II. Il est formé par des cristaux calcitiques limpides à morphologie granulaire (Fig. IV- 10C). Sous CL, ces ciments sont non luminescents (Fig. III- 10D). Les valeurs isotopiques de carbone +3,19‰ et de l'oxygène -2,54‰.

- Interprétation

Ces ciments sparitiques sont non luminescents, ce qui indique une précipitation précoce en milieu oxydant. Les valeurs des isotopes du carbone et de l'oxygène reflètent une précipitation à partir des fluides météoriques ou mixtes.

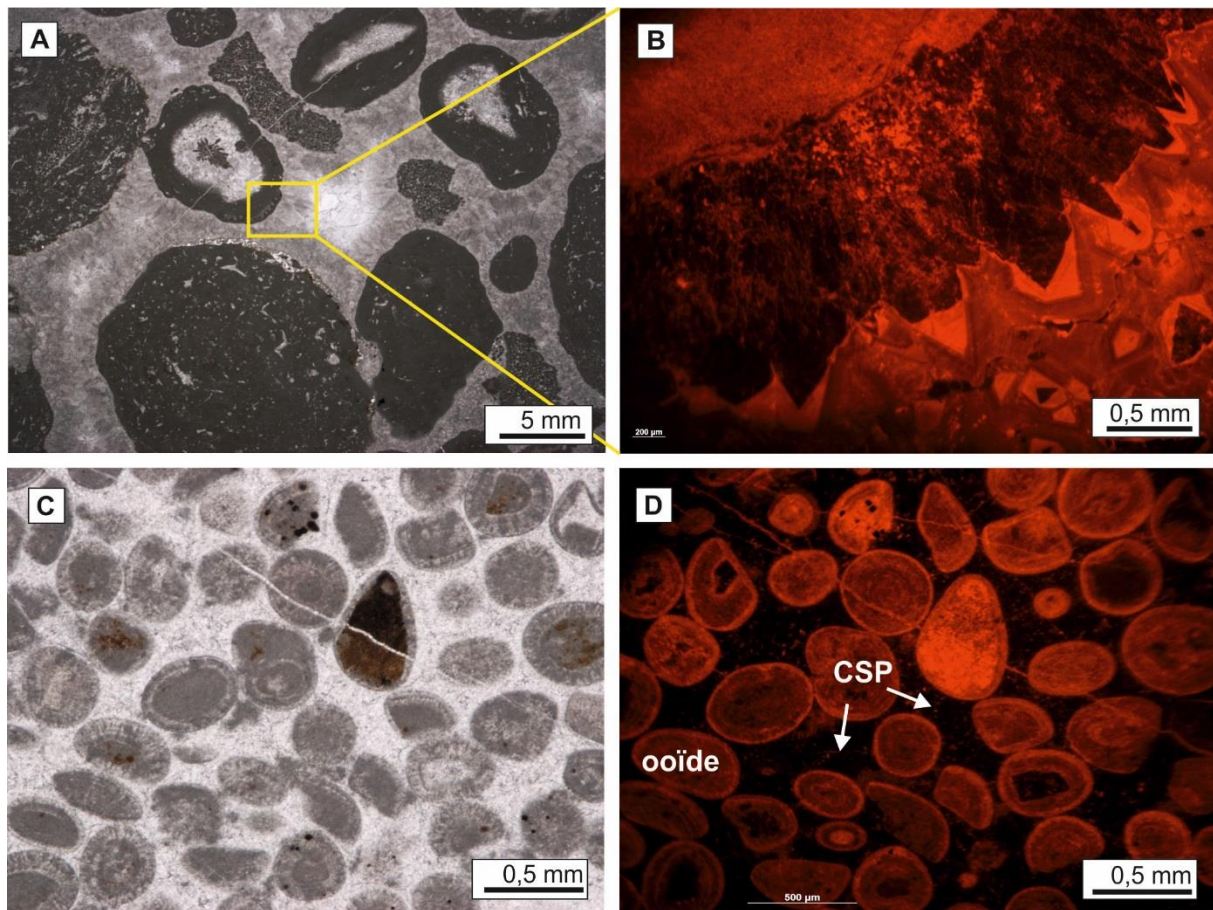


Fig. III- 10 : Ciments sparitique précoce (CSP) et ciments radiaxial fibreux (CRF). Grainstone oolithique observé en lumière naturelle et sous cathodoluminescence. A et B) Grainstone oolithique montrant un ciment sparitique limpide à morphologie granulaire colmatant l'espace intergranulaire entre les ooids radiaux. Sous CL, ces ciments sparitiques sont non luminescents, indiquant une précipitation précoce en milieu oxydant, à partir des fluides probablement mixtes. Les oolites sont plus luminescentes du fait d'une recristallisation partielle lors de l'éogenèse (coupe de R.S.I, échantillon E 14). C) Rudstone oncolithiques montrant un ciment fibreux-radiaxial épais formant la majeure partie du ciment intergranulaire. D) Sous CL, la majeure partie de ce ciment est non luminescente (sauf le pourtour qui révèle une luminescence vive orangé), ce qui indique leur précipitation dans des conditions oxydantes, probablement marines comme l'indique les valeurs isotopiques qui sont proches des valeurs marines durant le Pliensbachien.

II.1.11- Remplacement aragonitiques (néomorphisme)

Les bioclastes d'origine aragonitiques, tels que les *Lithiotis* (Fig. IV-11A, B), les coraux (Fig. III-11C), et les gastéropodes (Fig. III-11D), sont maintenant constitués soit (i) par des ciments calcitiques en "dents de chien" (Fig. III-7B), pratiquement non luminescence, soit (ii) par deux générations de la calcite sparitique à luminescence variable (brune et orange). Ils ne montrent aucune trace de leur structure d'origine, excepté les *Lithiotis*, que parfois leurs bordures sont constituées par une structure de calcite prismatique initiale qui n'a pas subi une altération postérieure (Fig. III-11A).

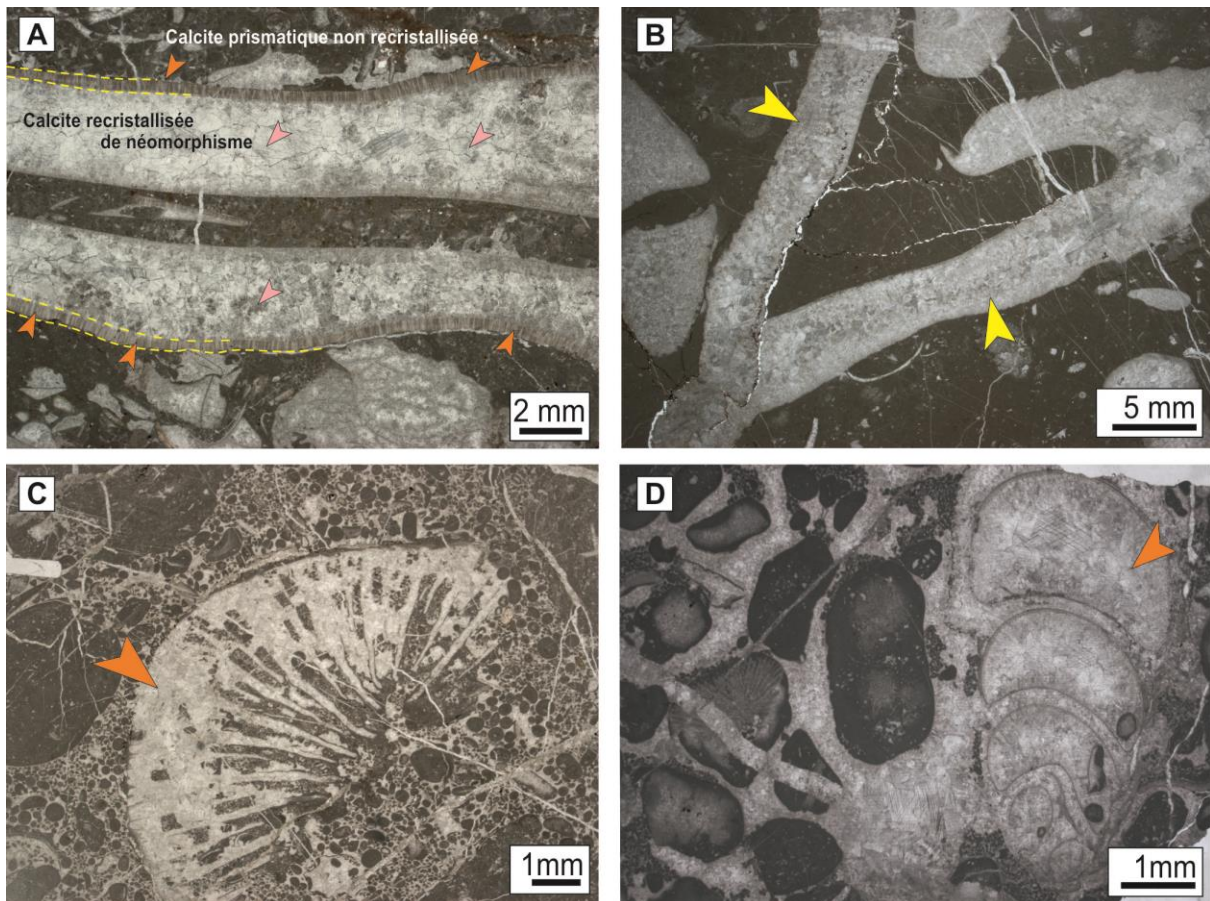


Fig. III- 11 : Remplacement aragonitique (néomorphisme). A) *Lithiotis* montrant une calcite prismatique initiale (LMC) sur les bordures et de la calcite de néomorphisme, issue du phénomène dissolution-précipitation. B) *Lithiotis* montrant un test complètement dessous et remplacé par de la calcite de néomorphisme. Même cas pour les Coraux (C), et gastéropodes (D) qui sont formés par des tests aragonitiques métastable, subissent une dissolution puis remplissage par de la calcite faiblement magnésienne (LMC) (néomorphisme).

- Interprétation

Le Jurassique était une période des mers calcitiques (Fig. III-12), qui sont généralement fortement hypersaturées, plus en calcite, qu'en aragonite (Sandberg, 1983). Par conséquent l'aragonite des tests était métastable dans l'eau de mer et se dissout rapidement (par des eaux marines ou météoriques) après la mort des organismes (Palmer *et al.*, 1988 ; Durlet, 1996), ce qui entraîne la création de vides intraparticulaire (*moldic pores*). La précipitation des ciments en "dents de chien", non luminescents en majeure partie, dans les vides intraparticulaires de ces organismes indiquent une dissolution très rapide à la surface eau/sédiment (Ferry *et al.*, 2007), permettant ainsi le remplacement de l'aragonite par la calcite néomorphique dans la zone éogénétique oxygénée. Par contre, les ciments de blocage à luminescence variable qui colmatent le reste de la porosité intragranulaire indique une action mésogénique, et donc un néomorphisme qui s'est continué pendant l'enfouissement,

permettant l'incorporation de proportion variable de Mn^{+2} et Fe^{+2} (Carpentier *et al.*, 2014). Ce développement en deux étapes successives place les calcites néomorphiques à l'interface entre deux stades majeurs de la diagenèse (Vincent, 2001)

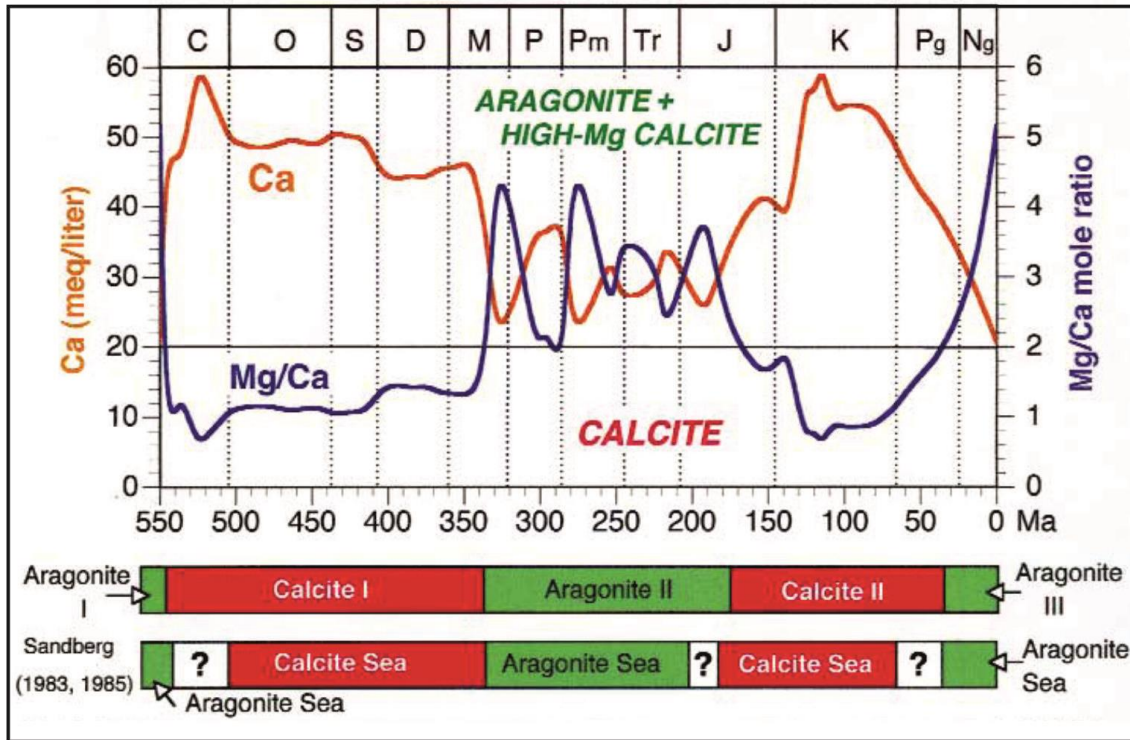


Fig. III-12 : Evidence et prédictions des variations séculaires de Mg/Ca dans l'eau de mer durant le phanérozoïque. Trois périodes d'aragonite et calcite hautement magnésienne (HMC), et deux périodes de calcite peuvent être distinguées (Sandberg, 1983 ; 1985).

II.1.11- Fracture 1 :

Ces fractures entrecoupent les ciments précoces (ciments pendants, calcite précoce, ciments en ménisque). Sous CL, ils sont non luminescence, ce qui suggère leur remplissage par une calcite faiblement magnésienne (LMC) dans des conditions oxydantes, probablement météoriques comme celles des ciments précoces.

Tab. III-1 : Caractéristiques des différentes phases diagénétiques rencontrées dans le secteur d'étude

Phase diagénétique	Caractéristiques	Minéralogie initiale	Cathodoluminescence	Occurrence
Ciment isopaque fibreux I (CIF-I)	Ciments fibreux, 60-100 µm de longueur, non-ferreux	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Non- luminescent	Faciès : F4d, Ech : S24s (R.M)
Ciment isopaque fibreux II (CIF-II)	Ciments fibreux, 30-60 µm de longueur non-ferreux	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Non- luminescent	Faciès : F4d, Ech : S24s (R.M)
Ciment asymétrique fibreux I et II (CAF-I and CAF-II)	Ciments asymétriques fibreux de 100-500 µm de longueur et non-ferreux Orientation opposée au SG	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Non- luminescent	Faciès : F4d, Ech : S24s (R.M)
Structures géopétaux (SG)	Micrite 600 µm à 11 mm de longueur, suivie par une des ciments calcitiques, non ferreux	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Orange à rouge luminescence	Faciès :F1a-F1b; F4d, Ech : S6, S24s (R.M)
Ciment en dents de chien (DC)	Cristaux calcitiques scalénohédres de 100 µm à 500 µm de longueur.	Calcite faiblement magnésienne (LMC)	Non-luminescent entouré par une bande jaune brillante	Faciès : F4d, Ech : S24s (R.M)
Sédiments noirs (SN)	Sédiments sombres 20-50µm, non-ferreux	HMC ou aragonite	Orange à rouge luminescence	Faciès : F4d, Ech : S24s (R.M)
Ciments pendants (PC)	Ciments fibreux pendants de 100-300 µm de longueur et non-ferreux	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Non- luminescent	Faciès : F2, Ech : S27s (R.M)

Tab. III-1 : Continuation

Phase diagénétique	Caractéristiques	Minéralogie initiale	Cathodoluminescence	Occurrence
Ciments micritiques en ménisques (MMC)	Ciments asymétriques micritiques entre les grains 100-700 μm , associés avec des keystone vugs.	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Orange à rouge luminescence	Faciès: F1a-F1c, F4de Ech: S6, S17-S20, S24b, S30, S32s, S40-S45, S49e, F6b, 33M (R.M)
Ciment asymétrique micritiques (CAM)	Ciments asymétriques micritiques entre les grains 100-200 μ de longueur	Aragonite ou calcite hautement magnésienne (HMC)	Orange à rouge luminescence	Faciès: F6b Ech: 33M (R.M)
Ciments radiaxial fibreux (CRF)	Large cristaux isopaques fibreux (900 μm à 1,5 mm) d'épaisseur.	Calcite faiblement magnésienne (LMC)	Non-luminescent entouré par une bande jaune brillante	Faciès: F6b Ech: 17 (A.B.II)
Ciment de blocage précoce	Cristaux calcitiques de 100 μm à 3 mm.	Calcite faiblement magnésienne (LMC)	Non-luminescent	Faciès: F8b Ech: 23(R.S.I), 27, 33, 46 (R.M)
Ciment de blocage I	Cristaux calcitiques de 100 μm à 3 mm.	Calcite faiblement magnésienne (LMC)	Orange à rouge luminescence	Faciès: F4d, F8a Ech : 24 (R.M)
Ciment de blocage II	Cristaux calcitiques de 100 μm à 3 mm.	Calcite faiblement magnésienne (LMC)	Luminescence marron foncée	Faciès: F4d, F8a Ech : 24 (R.M)

II.2- Mode de formation des ciments asymétriques fibreux :

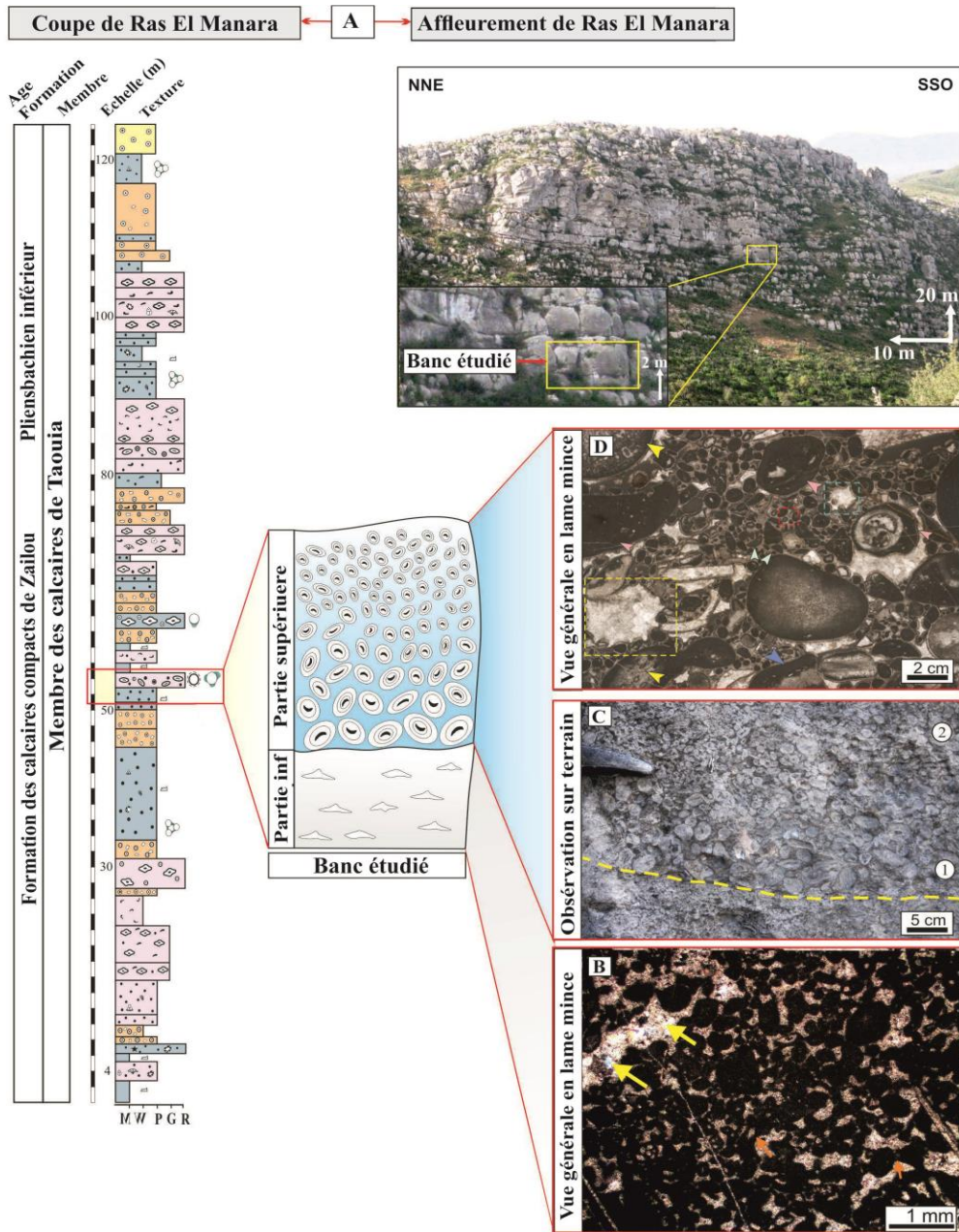
Les ciments asymétriques ne sont connus que comme des ciments gravitationnels qui se développent tous sur la face inférieure des grains, indiquant ainsi la zone diagénétique vadose (Fig. III-5B-D). À notre connaissance, à ce jour, des ciments asymétriques qui se développent dans différentes directions, n'ont jamais été documentés. Ils ne reflètent donc ni l'orientation originale des strates, ni la zone diagénétique vadose, et leur formation devrait être complètement différente. De tels ciments asymétriques ont été répertoriés au niveau du banc 24 de la coupe de Ras El Manara. Une étude diagénétique détaillée a été entreprise afin d'aboutir à une interprétation convaincante à propos de leur mode de formation. Les résultats ont été l'objet d'un article publié dans la revue *Facies*.

Belkhedim, S., Munnecke, A., Benhamou, M., Nemra, A., Sadjj, R., 2019. *Challenging asymmetric cements as indicators of vadose diagenesis: "pseudo-gravitational" cements from the lower Pliensbachian of the Traras Mountains in NW Algeria. *Facies**

II.2.1- Description sédimentologique

Le banc de calcaire étudié (échantillon 24 ; Fig. III -13) est latéralement continu et a une épaisseur d'environ 4 m. Sa partie inférieure est formée par des péloïdes à texture packstone présentant des structures de fenestrae (keystone vugs) et des ciments micritiques en ménisque (ss) (Fig. III-13B). Elle est tronquée par une surface d'érosion (Fig. III -13C). La partie supérieure de ce banc est constituée de faciès grainstone à rudstone, formé par des ooïdes et de localement des oncoïdes, commençant par de grands oncoïdes sphériques (1-3 cm) à surfaces lisses (Fig. III-13C1), et passant verticalement en classement normal, aux petits oncoïdes arrondis à subarrondis (1 cm) (Fig. III-13C2). En lame mince, la partie supérieure de ce banc montre de nombreux oncoïdes emballés dans une « matrice » grainstone oolithiques (Fig. III-13D) ; ces oncoïdes sont sphériques à subsphériques et ont une taille allant de 1 à 2 cm. Ils présentent des noyaux bioclastiques et des cortex micritiques alternant avec des laminations portant des organismes (couches de porostromate). Ils ont des surfaces lisses et à certains endroits sont cassés. Les ooïdes sont micritiques, petits (0,5-1,5 mm), bien à moyennement triés, et certains d'entre eux sont également cassés. Seuls quelques bioclastes sont présents, représentés couramment par des fragments de corail arrondis. Les autres bioclastes sont entourés de minces couches micritiques formant des oncoïdes superficiels (Fig. III-13D). Tous les grains, avec leurs différentes tailles, se touchent (contacts ponctuels)

en créant différentes tailles de pores (Fig. III-13D). L'espace intergranulaire entre les grains est principalement rempli de calcite sparitique et de micrites subordonnés (Fig. III-13D).



Composants squeletiques	Composants non squeletiques	Association de faciès	Ciments et caractéristiques diagenétiques	Textures
<ul style="list-style-type: none"> <i>Lithiotis</i> en position de vie <i>Lithiotis</i> transportés Foraminifères Gastéropodes Echinodermes Bioclastes Coraux Algues vertes Cyanobactéries 	<ul style="list-style-type: none"> Oncoïdes Oncoïdes à surface lisse Oncoïdes superficiels Ooïdes Peloides Extraclastes pseudomorphs de gyps Calcaires pseudo-nodulaire 	<ul style="list-style-type: none"> Shoal/transition Lagon ouvert à énergie faible/forte Lagon proximal restreint Inter-supratidal Surface d'émerision Substratum 	<ul style="list-style-type: none"> Ciment en ménisque Ciments pendants Ciments asymétriques Isopachous Ciments isopaques Structures fenestrées Stylolites 	<ul style="list-style-type: none"> M : Mudstone W : Wackestone P : Packstone G : Grainstone R : Rudstone

Fig. III-13 : Affleurement et coupe de Ras El Manara. B) En lame mince, la partie inférieure du banc étudié est une packstone à péloïdes avec des ciments de ménisque micritiques (au sens strict) (flèches oranges) et des Keystone vugs (flèches jaunes). C) Observation sur le terrain de l'intervalle étudié. Oncoïdes à classement normal déposés sur une surface d'érosion. D) Vue générale de l'intervalle étudié en lame mince avec des oncoïdes arrondis (flèches roses), certains d'entre eux sont brisés (flèches bleues), emballés dans une matrice oolithes et bioclastes (flèches jaunes) (voir le texte pour une description plus détaillée). Les ooïdes sont également cassés à certains endroits (flèches vertes). Trois types de pores peuvent être distingués : larges (3 mm à 12 mm ; carré jaune), moyens (1 mm à 3 mm ; carré bleu et petits (< 1 mm ; carré rouge).

II.2.2- Etude diagénétique

La partie sommitale du banc 24, dans laquelle les ciments asymétriques fibreux ont été trouvés, comportent plusieurs phases de l'éogénèse, formant ainsi une surface composite. Afin de pouvoir aboutir à une explication convaincante pour la formation de ces ciments asymétriques, l'histoire diagénétique de cette surface s'avère indispensable. Neuf phases peuvent être distinguées et se résument ainsi (Fig. III-14).

Étape 1 : Dépôt du sédiment (Fig. 14A)

Les sédiments étudiés sont dominés par des oolithes modérément triés, coexistant avec quelques bioclastes et avec des oncoïdes porostromes à surface lisse, parfois cassés. Le tri modéré des oolithes indique qu'ils ont été redistribués dans le lagon proximal peu profond, probablement par les courants de marée ou par les tempêtes (Flügel, 2010). Les oncoïdes porostromes se développent préférentiellement dans un environnement lagunaire à énergie faible à modérée (e.g., Védrine *et al.*, 2007 ; Pederson *et al.*, 2015). Leurs surfaces lisses indiquent un transport par les tempêtes ou les courants de marée d'une zone voisine (lagon calme) vers un lagon proximal, dans lequel ils ont été mélangés avec des ooïdes. Le manque de la boue micritique dans cette étape indique une énergie forte, qui provoque un mélange de grains de granulométrie très différente, ainsi que de tailles de pores très différentes (Fig. III-14A).

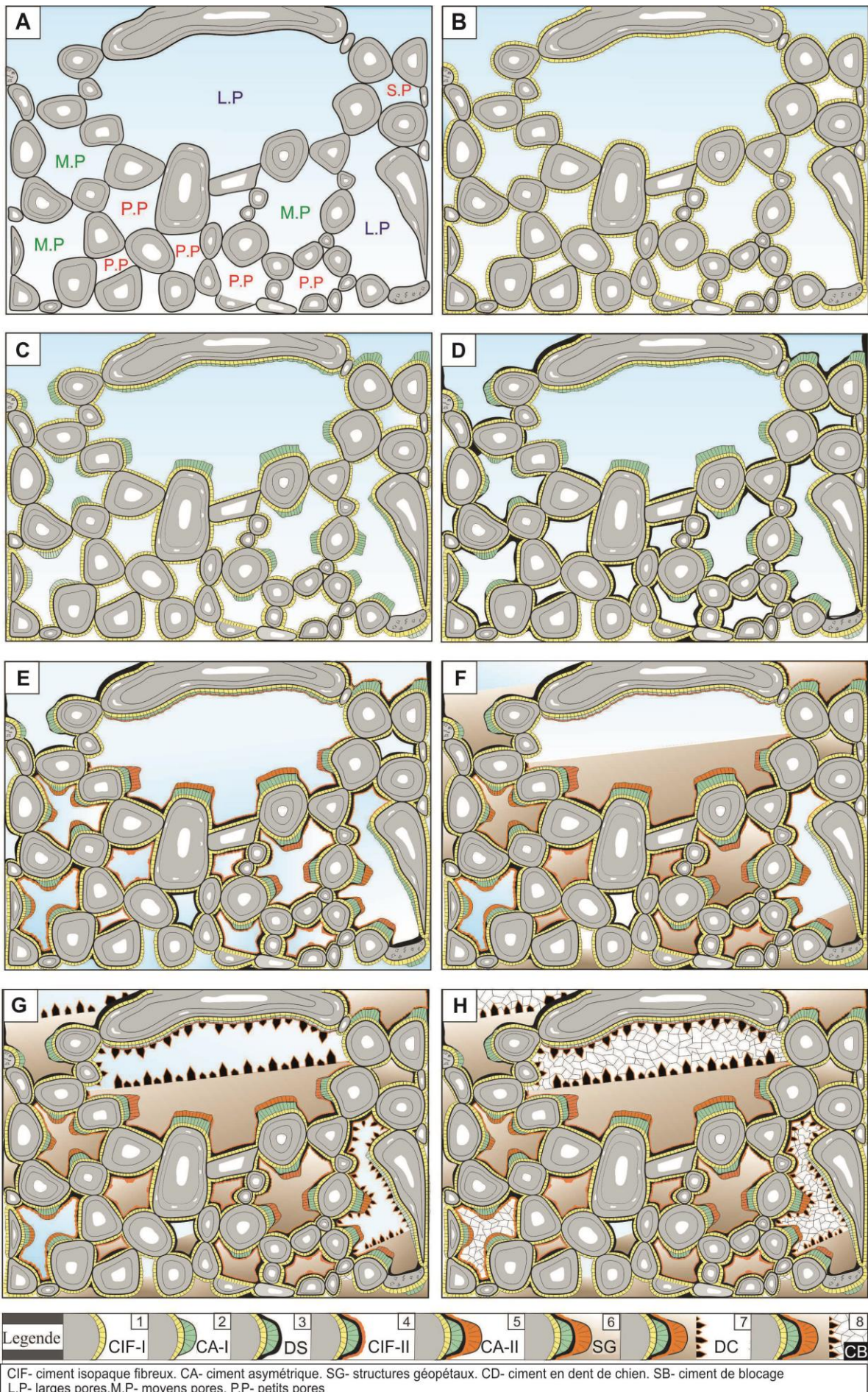


Fig. III- 14 : Schémas montrant les différentes étapes de la cimentation précoce. A) Sédiments mal triés composé d'un mélange d'ooïdes, d'oncoïdes et de bioclastes. B) Précipitation de la première génération de ciment isopachous fibreux (CIF-I) dans des conditions de haute énergie dans des sédiments perméables. C) Formation de la première génération de ciment asymétrique fibreux (CAF-I) sous un fort écoulement horizontal de fluide. D) De petites quantités de sédiment noir ont été précipitées pendant une période de faible énergie. E) Formation de la deuxième génération des ciments isopaques fibreux (CIF-II), suivie de la deuxième génération de ciment asymétrique (CAF-II). F) Micrite géopétale remplissant certains pores, représentent la deuxième période de faible énergie. G) génération de ciments en dents de chien au-dessus de la MG, autour des grains ou pour combler les pores de bioclastes. H) Ciment de calcite sparitique remplissant les pores restants. L.P, larges pores; M.P, moyens pores; P.P, petits pores.

Étape 2 : Première génération de ciments fibreux isopaques I (CFI-I) (Fig. 14B)

La cimentation précoce a débuté sur le fond marin par la précipitation de la première génération des ciments fibreux isopaques autour de tous les grains. Les ciments fibreux isopaques sont considérés comme de bons indicateurs de la zone marine phréatique (Tucker & Wright, 1990 ; Flügel, 2010). La perméabilité est généralement élevée dans les sédiments carbonatés grossiers non consolidés, qui sont déposés au-dessus de la base des vagues de beau temps (Christ *et al.*, 2015), ce qui est aussi admissible pour les échantillons étudiés dans la présente étude. Les conditions de haute énergie et le faible taux de sédimentation garantissent le renouvellement de l'eau de mer dans les sédiments poreux, situés au-dessous de l'interface eau-sédiment et fournissent ainsi un apport permanent et suffisant en CaCO_3 (Marshall et Ashton, 1980 ; Molenaar & Zijlstra, 1997 ; Coimbra *et al.*, 2009 ; Christ *et al.*, 2015). De ce fait, et compte tenu de la perméabilité élevée, l'eau de mer sursaturée pourrait facilement traverser les pores et causer une précipitation de carbonate de calcium (*e.g.*, Longman, 1980 ; Tucker & Wright, 1990 ; Molenaar & Venmans, 1993), formant ainsi la première génération de ciments précoces - les ciments fibreux isopachous (CFI-I) (Fig. III-12B). Grammer *et al.*, (1999) ont montré que les sédiments situés sur des plates-formes carbonatés peuvent se lithifier rapidement par cimentation marine en quelques mois seulement. Par conséquent, bien que probablement toujours dans un environnement à haute énergie, les précipitations de CIF-I ont stabilisé les sédiments sur le fond marin et les grains ne se sont plus déplacés, formant un fond marin légèrement lithifié (Christ *et al.*, 2015). Le degré de lithification varie en fonction de la durée du hiatus sédimentaire, de la vitesse de circulation de l'eau de mer dans le réseau poreux et de la saturation en Ca^{2+} (Christ *et al.*, 2015). Étant donné qu'aucune bioérosion ou épibiotique ne se développant sur un substrat dur n'a été observé, il est difficile de considérer ces sédiments lithifiés comme un « véritable » *hardground* (Hart *et al.*, 2005). Cependant, Brett & Brookfield (1984) ont montré que, près des hauts-fonds, une courte phase

d'exposition au fond marin combinée à une forte abrasion et une érosion du fond marin sont suffisants pour former des *hardgrounds* ou *firmgrounds* sans effets écologiques (épibiota)

Étape 3 : Première génération de ciments fibreux asymétriques (CAF-I) (Fig. 14C)

Bien que similaires aux ciments pendants au première vue, les ciments asymétriques décrits dans l'échantillon 24 montrent une différence importante par rapport aux ciments gravitationnels décrits ci-dessus, car ils se sont développés dans différentes directions, soit vers le haut, soit vers le centre des pores. Cela exclut fortement leur formation dans la zone vadose et nécessite donc une explication différente.

Contrairement à la CIF, qui se précipitent tout autour des grains de la même épaisseur, CFA-I montrent une relation étroite avec le réseau poreux de la roche, puisque les ciments les plus épais se développent dans les pores les plus larges et montrent une direction de croissance préférentielle vers le centre du pore. Par conséquent, les conditions d'écoulement du fluide dans le réseau poreux, ainsi que la taille des pores doivent avoir eu une influence considérable.

Le taux de précipitation des ciments carbonatés en général est principalement déterminé par le taux l'apport des ions de carbonates (CO_3) à la surface des cristaux (Given et Wilkinson 1985 ; Niedermayr *et al.*, 2013), et par conséquent, la chimie des fluides joue un rôle très important (Wilkinson, 1985).

Il est intéressant de noter que ces CAF se développent de manière sélective, uniquement sur les faces exposées des grains, ce qui indique l'importance de la force d'écoulement pour contrôler les taux d'échange de fluide sur le site de précipitation, comme le montrent Given et Wilkinson (1985). Godinho *et al.*, (2016) ont constaté que l'écoulement des fluides interstitiels est plus rapide au centre du pore et diminue vers les marges (Fig. 15A). Les surfaces des grains qui sont exposées au centre des pores subissent donc un écoulement d'eau interstitielle plus fort que les grains plus distants (Fig. III-15B) et un donc un apport plus important en ions de carbonates. En conséquence, la croissance du ciment peut être beaucoup plus rapide sur les parties exposées des grains, en particulier les petites, ce qui entraîne une asymétrie des ciments résultant (Fig. 15C, Fig. III-15). En revanche, dans les marges des pores, les ciments asymétriques sont rarement développés (Fig. III- 15B, C), en raison de la diminution du débit d'eau dans les pores près des bords des pores.

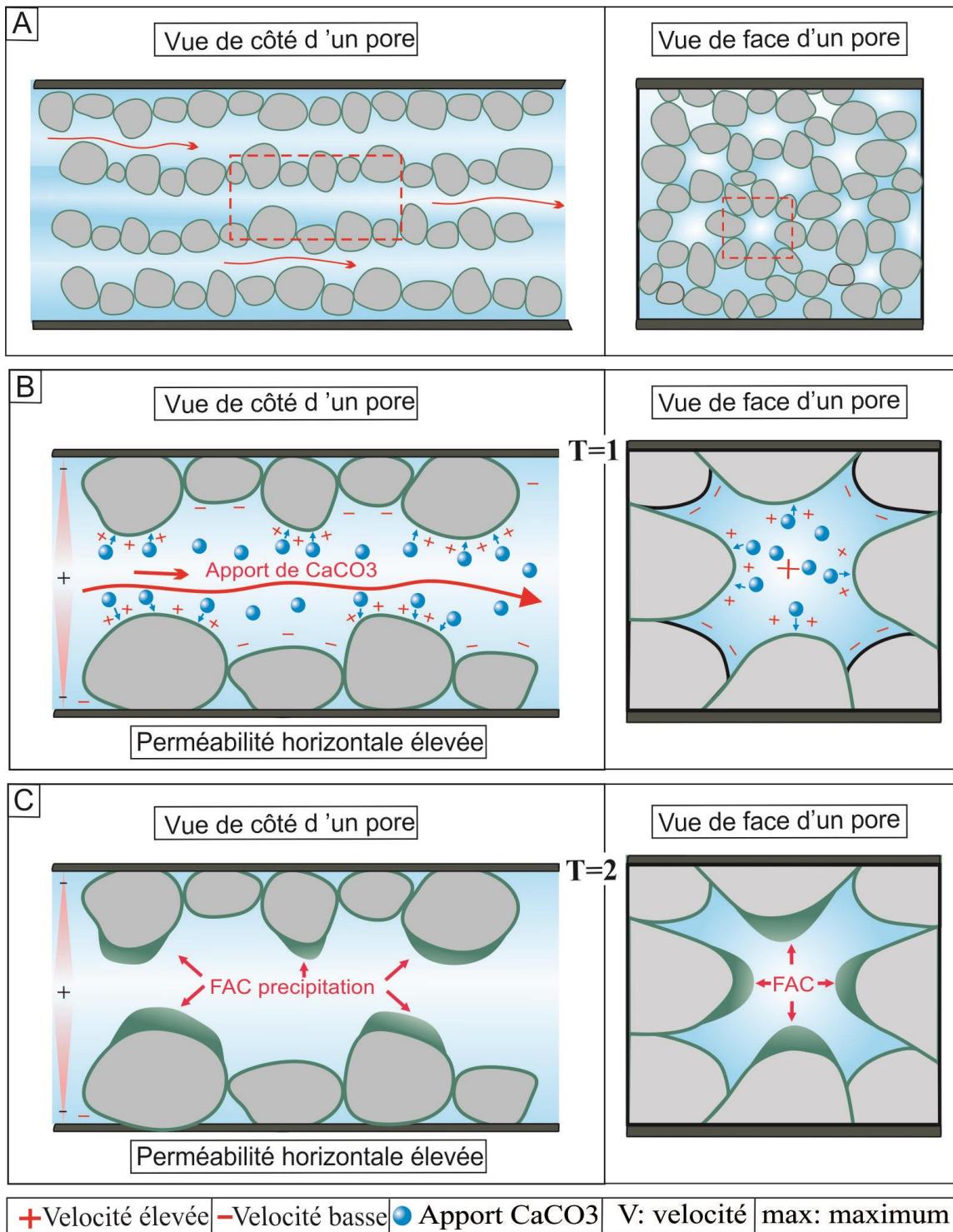


Fig. III-15 : Sketch simplifié montrant le flux des eaux interstitielles. A) La vitesse est plus élevée au centre des pores dans un réseau poreux. B) Détail de (A) expliquant le mécanisme de développement des ciments asymétriques dans la zone marine phréatique : l'apport de CaCO₃ est beaucoup plus élevé dans le centre des pores avec sa vitesse élevée. C) Les côtés des grains qui sont exposés au centre des pores sont sujets à la cimentation, tandis que dans les zones moins exposées, où la vitesse est faible, les ciments sont rarement observés.

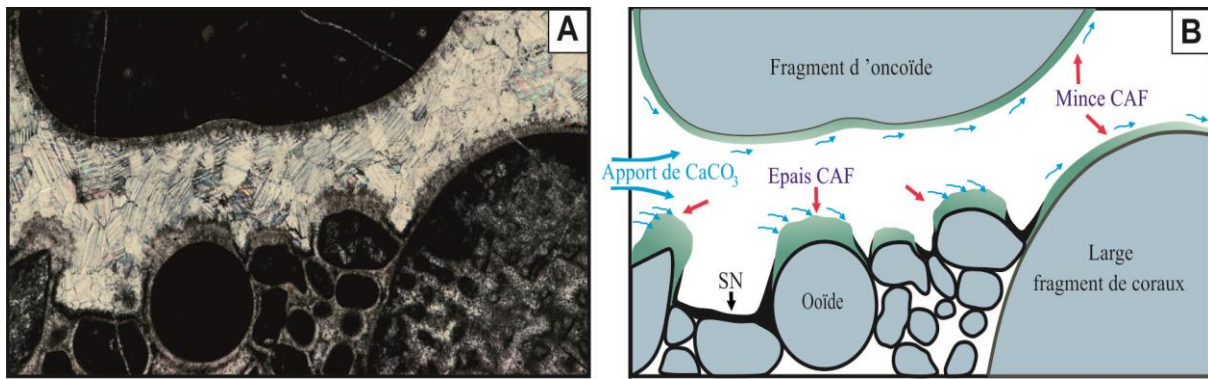


Fig. III- 16 : Distribution de ciments fibreux asymétriques (CAF) autour de différents grains. A) Les CAF sont épais sur les grains exposés (ooïdes) et minces sur de grandes surfaces lisses (oncoïdes). B) L'apport en CaCO₃ (flèches bleues) est supposé être (i) plus bas et plus équitablement réparti le long de larges surfaces de grains lisses, ce qui donne une CAF mince, mais (ii) il est localement élevé sur les côtés exposés.

Comme a été invoqué au-dessus, les CAF les plus épais sont observés dans les pores plus larges (Fig. 9, 14). Plus les pores sont petits, plus les CAF sont rares et minces ; dans certains petits pores, ils sont même absents. En fait, une relation entre la taille des pores et la précipitation du ciment (cristallisation) a été documentée par plusieurs auteurs (e.g., Putnis & *al.*, 1995 ; Putnis & Mauthe, 2001 ; Emmanuel et Birkowitz, 2007 ; Espinoza-Marzal & Scherer, 2010; Putnis, 2015; Liu & Jacques, 2017). Ces auteurs ont souligné le fait que la précipitation s'effectue préférentiellement dans les pores les plus large, alors que les petits pores peuvent maintenir une sursaturation élevée mais sans cristallisation. En effet, lorsque les fluides circulent depuis des zones de petits pores de forte sursaturation vers de larges pores, Ils perdent l'équilibre à l'égard de la matrice poreuse, provoquant ainsi la précipitation de ciment (Emmanuel & Birkowitz, 2007). Une autre explication, donnée par Liu & Jacques (2017), est que lorsque la diffusion de la solution est plus rapide dans les grands pores, les précipitations ne se produisent que dans de larges pores, où la solution de carbonate sursaturée est entrée en premier. Cette interprétation pourrait conforter notre modèle, car la première étape de la cimentation (CIF-I) ne réduisait que légèrement la perméabilité globale mais pouvait avoir (presque) fermé les plus petits pores, empêchant ainsi les fluides de les traverser. En conséquence, l'eau marine sursaturée circule préférentiellement dans les pores les plus larges, ce qui favorisait la précipitation des ciments de type CAF.

Généralement, la cimentation précoce par CaCO₃ est expliquée par la pénétration verticale des eaux vers le bas, sous l'effet de la gravité, en formant des ciments isopaques dans la zone phréatique et des ciments pendant et / ou ménisques dans la zone vadose (e.g., Molenaar & Zijlstra, 1997 ; Christ *et al.*, 2015). Toutefois, le renouvellement des eaux

supersaturées via une perméabilité verticale, qui est légèrement diminuée après le premier stade de la cimentation précoce ne peut pas expliquer la croissance des ciments asymétriques vers les centres des pores et même à certains endroits dans le sens opposé des structures géopétaux (vers le haut). Par conséquent, l'écoulement horizontal des eaux marines à travers les pores constitue une alternative. Cependant, quels processus seraient responsables d'un tel flux d'eau interstitielle horizontale, et pourquoi de tels ciments sont-ils si rares dans les archives géologiques ?

Nous proposons l'hypothèse suivante : dans les sédiments intertidaux, le flux des eaux interstitielles dans la zone subsurface peu profonde est généralement entraîné par les marées (Pomar *et al.*, 2012 ; Christ *et al.*, 2015). Pendant les marées basses, une grande partie des eaux recouvrant la plate-forme peu profonde pendant les marées hautes est drainée par les chenaux de marée. Cependant, en fonction de la perméabilité du sédiment, une partie importante de l'eau peut également refluer dans le sédiment, ce qui entraîne un écoulement plus ou moins horizontal de l'eau interstitielle (Fig. III-17). Un tel scénario pourrait bien expliquer à la fois les ciments vadose de l'échantillon 27 et CAF de l'échantillon 24. Il est difficile de savoir pourquoi ces ciments n'ont pas été observés jusqu'à présent sur d'autres plates-formes. Cela pourrait être lié à des conditions spécifiques dans la plate-forme de carbonatée étudiée permettant l'écoulement horizontal de l'eau dans les pores (tri, absence de boue) en combinaison avec des diamètres de pores très variables. En outre, il faut tenir compte le fait que le débit maximal vertical des eaux interstitielles par marée est limité par l'amplitude des marées (généralement quelques mètres au maximum, généralement moins d'un mètre). En revanche, le flux horizontal d'eau interstitielle peut facilement atteindre des ordres de grandeur plus élevés en fonction de la géométrie de la plate-forme, par exemple lors du passage dans une zone étroite et peu profonde, comme celle étudiée ici (Carpman & Leijon, 2014). Cependant, il est également possible que de tels ciments soient plus courants mais aient été négligés jusqu'à présent. Dans les échantillons étudiés ici, les CAF sont très évidents en raison du remplissage postérieure des pores par de la micritique géopétale (Fig. IV- 6 et 7).

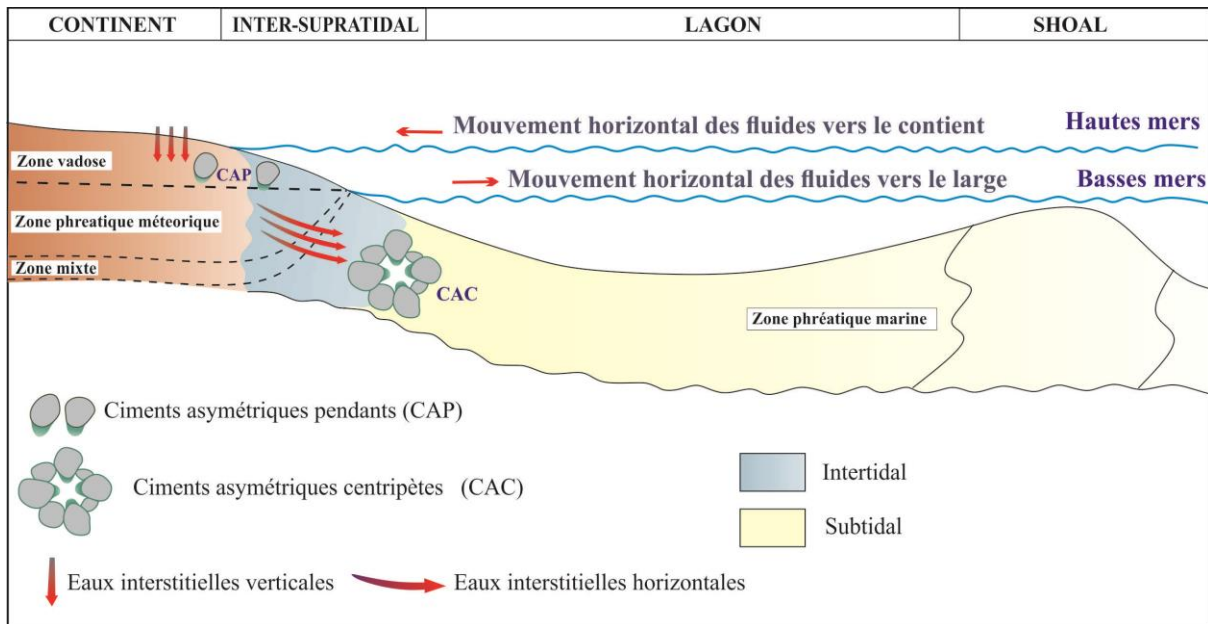


Fig. III- 17 : Schémas expliquant la formation de différents types de CAF. Dans la zone vadose circulation vertical de l'eau interstitielle générant de « vrais » ciments pendants. Par contre, dans la zone phréatique la circulation horizontale des eaux interstitielles entraînant la formation des ciments asymétriques centripètes « non-pendants ».

Étape 4 : sédiments sombres (Fig. 14D)

Les sédiments noirs qui ont été observés entre IFC-I et IFC-II (Fig. III- 6A) et entre CAF-I et CAF-II. Il s'agit probablement de sédiments fins, qui ont été entraînés dans le gisement par une eau légèrement turbide et chargée de boue au cours d'une période où l'eau de mer était moins agitée (Fig. III-14D). Les sédiments fins, ou au moins une fraction de ceux-ci, ont été piégés dans l'espace situé entre les cristaux en forme d'aiguille de IFC-I ou AFC-I (Fig. IV-7G), ou dans des espaces protégés entre grains (fig. III-6A ; 8F).

Étape 5 : Deuxième génération de ciment fibreux isopaques (CIF-II) (Fig. 14E)

Des ciments isopaques mince (CIF-II) se sont développés sur les sédiments sombres, ce qui reflète le retour aux conditions de haute énergie. Ces ciments ont été répartis également autour des grains, probablement par percolation verticale ou même horizontale de l'eau de mer fournissant le carbonate de calcium (Fig. III-14E). Cependant, l'épaisseur mineure pourrait être liée à des conditions hydrodynamiques modérées, qui ne fournissent pas autant de carbonate pour précipiter des ciments isopaques épais.

Étape 6 : Deuxième génération de ciments fibreux asymétriques (CAF-II) (Fig. 14E)

Comme la première génération, les deuxièmes ciments asymétriques se sont développés dans différentes directions mais généralement vers le centre des pores (Fig. III-14E), et se sont donc développés principalement au-dessus de la première génération de ciments asymétriques (CAF-I) (Fig. III-7E), ou sur les deuxièmes ciments isopaques minces (Fig. III-6A). Compte tenu du fait que la distribution initiale des grains a été maintenue depuis la première cimentation précoce, cette deuxième génération de ciments asymétriques se développe sur les mêmes côtés des grains, près du centre des pores. En outre, CAF-II est plus épais dans les plus grands pores, ce qui suggère des processus de formation similaire à ceux de CAF-I (voir ci-dessus).

Étape 7 : Formation de structures micritiques géopétaux (GF) (Fig. 14F)

Après la précipitation de FIC et de FAC, des sédiments boueux ont été transportés dans l'espace entre pores (Fig. III- 14F) et ont rempli une partie des pores de manière géopétale (*e.g.*, Fig. III-7E, F) et d'autres complètement (Fig. III-7D). La source de ce sédiment n'est pas claire, tout comme l'environnement de sa formation. Il aurait pu être précipité dans de l'eau de mer et ensuite entraîné dans l'espace à pores ouverts de la roche légèrement cimentée. Cependant, il pourrait aussi s'être formé lors d'une exposition, soit par l'érosion d'un substrat lithifié (Aissaoui et Purser 1983), soit à l'intérieur de petites lentilles d'eau météoriques (Andrieu *et al.*, 2018).

Étape 8 : Précipitation de ciments en dents de chien (fig. 14G)

Les ciments en dents de chien (Fig. III-14G) peuvent précipiter dans une grande variété d'environnements, de météoriques au subtidal peu profond (Flügel 2010 ; Andrieu *et al.* 2018). La non-luminescence sous CL indique la précipitation dans de l'eau oxydante, tandis que la bande brillante à l'extrémité distale peut indiquer soit le début d'une réduction des conditions d'eau dans les pores lors de l'enfouissement précoce, permettant l'incorporation de Mn^{+2} , ou peut refléter la variation d'oxydo-réduction conditions dans la zone météorique (Godet *et al.*, 2016).

Étape 9 : Production de ciments de blocage (Fig. 14H)

Les ciments en blocs de calcite remplissent le reste de la porosité. La première étape, caractérisée par une luminescence brune et brillante (Fig. III-7B), indique une incorporation proportionnelle de Mn^{+2} et de Fe^{+2} lors de la précipitation (Fig. III-13H). Le deuxième stade

(Bc2), qui est brun en CL, indique des conditions d'appauvrissement en oxygène au cours du stade diagénétique tardif, ne permettant que l'incorporation de Fe⁺².

III.2.3- Ciments asymétrique vs ciments pendants : quelques considérations et lien avec la stratigraphie séquentielle

Le terme ciments asymétriques anisopaques est couramment utilisé comme synonyme des ciments pendants, microstalactitiques et gravitationnel, utilisé souvent pour identifier la zone vadose (Flügel, 2010 ; Vuillemin *et al.*, 2011 ; Csoma et Goldstein, 2013 ; Li *et al.*, 2017 ; Andrieu *et al.*, 2018). Dans la présente étude, nous avons mis en évidence le fait que les ciments asymétriques peuvent être également formés dans la zone phréatique, sous une forte circulation horizontale de l'eau interstitielle. Dans un cas idéal, les cristaux de ciment se développent à partir de différents grains et se développent préférentiellement vers le centre des pores (croissance centripète) (Fig. 18. IIa) ou (ii) ils se développent sur un côté, vers le haut, formant des ciments asymétriques ascendants (Fig. 18. IIb). À certains endroits (iii), ils sont orientés vers le bas comme des ciments pendants et, dans ce cas, ils devraient être appelés ciments *pendant-like* (Fig. 18. IIc).

Les surfaces de discontinuités correspondent souvent à des limites de séquences et sont largement utilisées pour comprendre les modèles de stratigraphie séquentielle et pour effectuer des corrélations à l'échelle des bassins sédimentaires (Durllet & Loreau, 1996 ; Loreau & Durllet, 1999 ; Christ *et al.*, 2015). Les «vrais» ciments pendants ont été répertoriés, par plusieurs auteurs (*e.g.*, Müller, 1971) ; Ronchi *et al.*, 2010 ; Brigaud *et al.*, 2014 ; Ritter & Goldstein, 2013). Comme indiqué ci-dessus, ils ne peuvent se former que dans la zone vadose soit dans des environnements météoriques au-dessus du niveau de la nappe phréatique, soit dans des environnements marins immédiatement au-dessus du niveau marin (dans des beach-rock ou dans des environnements inter / supratidaux). De ce fait, ils pourraient correspondre à des limites de séquences, formés au sommet d'un cycle pendant une chute du niveau marin relatif (Smeester *et al.*, 2013 ; Dickson & Kenter, 2014 ; Andrieu *et al.*, 2017). En revanche, les ciments asymétriques répertoriés dans le présent travail se forment probablement dans un substrat submergé à lithification précoce (*hardground* / *firmground*) et peuvent donc représenter une surface régressive maximale (MRS) ou une surface d'inondation maximale (MFS) (*e.g.*, Andrieu *et al.*, 2017 ; Brigaud *et al.*, 2014 ; Christ *et al.*, 2015). De ce fait, il faudrait passer plus de temps en étudiant les ciments asymétriques, surtout quand ils sont

rare dans les lames minces, afin d'éviter d'interpréter à tort (i) leur formation (phréatique ou vadose), et (ii) les limites des séquences (MRS/MFS ou SU).

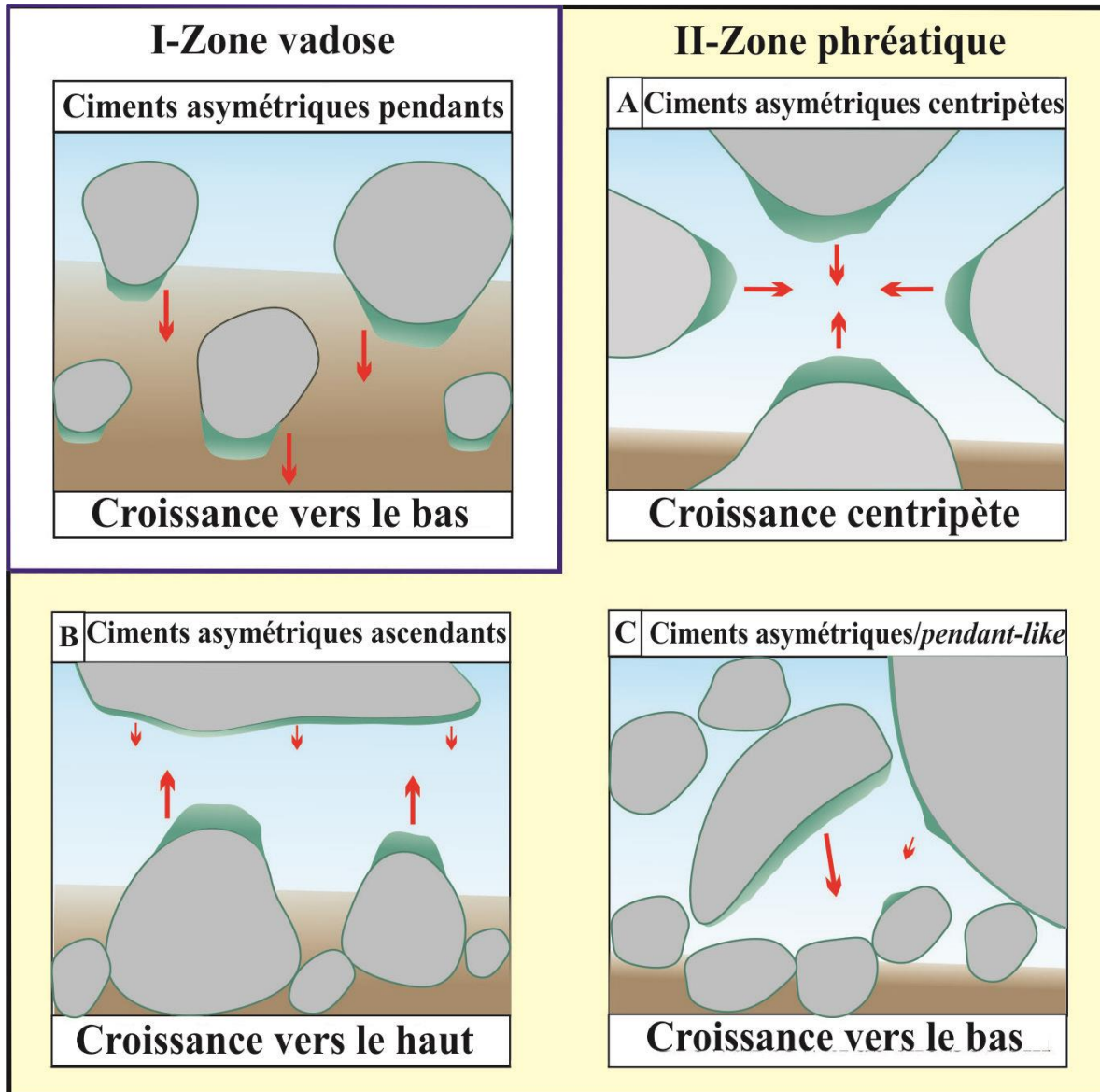


Fig. III- 18 : Différents types de ciments asymétriques. I- Ciments fibreux asymétriques développés dans la zone marine vadose. À la suite d'un drainage vertical, l'eau s'infiltré vers le bas et colle sur la face inférieure des composants (gouttelettes pendants), puis forme des ciments pendant asymétriques après de multiples phases de précipitation et de drainage (Fig. IV- 5B-D). II-Ciments asymétriques développés dans la zone phréatique marine. A) Dans l'idéal, les ciments asymétriques se développent vers le centre des pores, formant des ciments centripètes asymétriques (Fig. IV-8C). B) Semblable à (A) mais avec des tailles de grains très différentes, ce qui entraîne la croissance de ciments minces sur des gros grains lisses et des ciments asymétriques sur les plus petits grains (Fig. IV- 7C). C) À certains endroits, les ciments asymétriques sont développés principalement vers le bas, mais seulement légèrement vers le centre des pores et ressemblent aux vrais ciments pendants, c'est-à-dire aux « pendant-like cements » (Fig. IV- 8F).

II.3.- Diagenèse mésogénique

La Mésogenèse inclut les phases post-dépôt, liées à l'enfouissement des séries. Deux générations de calcite de blocage de la phase mésogénique ont été reconnues.

II.3.1- Ciment de blocage 1 :

Le premier ciment de blocage (Bc-1) est caractérisé par une luminescence brunâtre entourée par une luminescence vive orangée (Fig. III-19 ; Fig. III-20)

II.3.2- Ciment de blocage 2 :

La seconde génération de ciment de blocage (Bc-2) montre une luminescence brunâtre (Fig. III-19 ; Fig. III-20). Ce ciment oblitère le reste de la porosité inter- et intragranulaire.

- Interprétation

La luminescence brunâtre entourée par une luminescence vive orangée du premier ciment mésogénique indique des conditions réductrices variables. Des conditions très réductrices permettaient l'incorporation du Fe^{+2} , alors que des conditions moyennement réductrice, favorable pour l'incorporation du Mn^{+2} dans le réseau cristallin de la calcite, ce qui déclenche une luminescence orangée vive. La dominance d'une luminescence brunâtre pour de deuxième ciment mésogénique, ainsi que les valeurs négatives de l'oxygène indique des conditions de précipitations de plus en plus réductrices et chaudes (Tucker & Wright, 1990), permettant l'incorporation du Fe^{+2} et de rabaisser les valeurs de l'oxygène respectivement.

II.3.3- Fracture 2 :

Ces fractures sont rarement observées dans les calcaires étudiés. Elles ne sont pas très larges (2 à 3 mm), et traversent les grains et le ciment de sparite (Cb-1). Sous CL, elles montrent une couleur orangée vive comme (Cb-1), ce qui reflète une formation contemporaine.

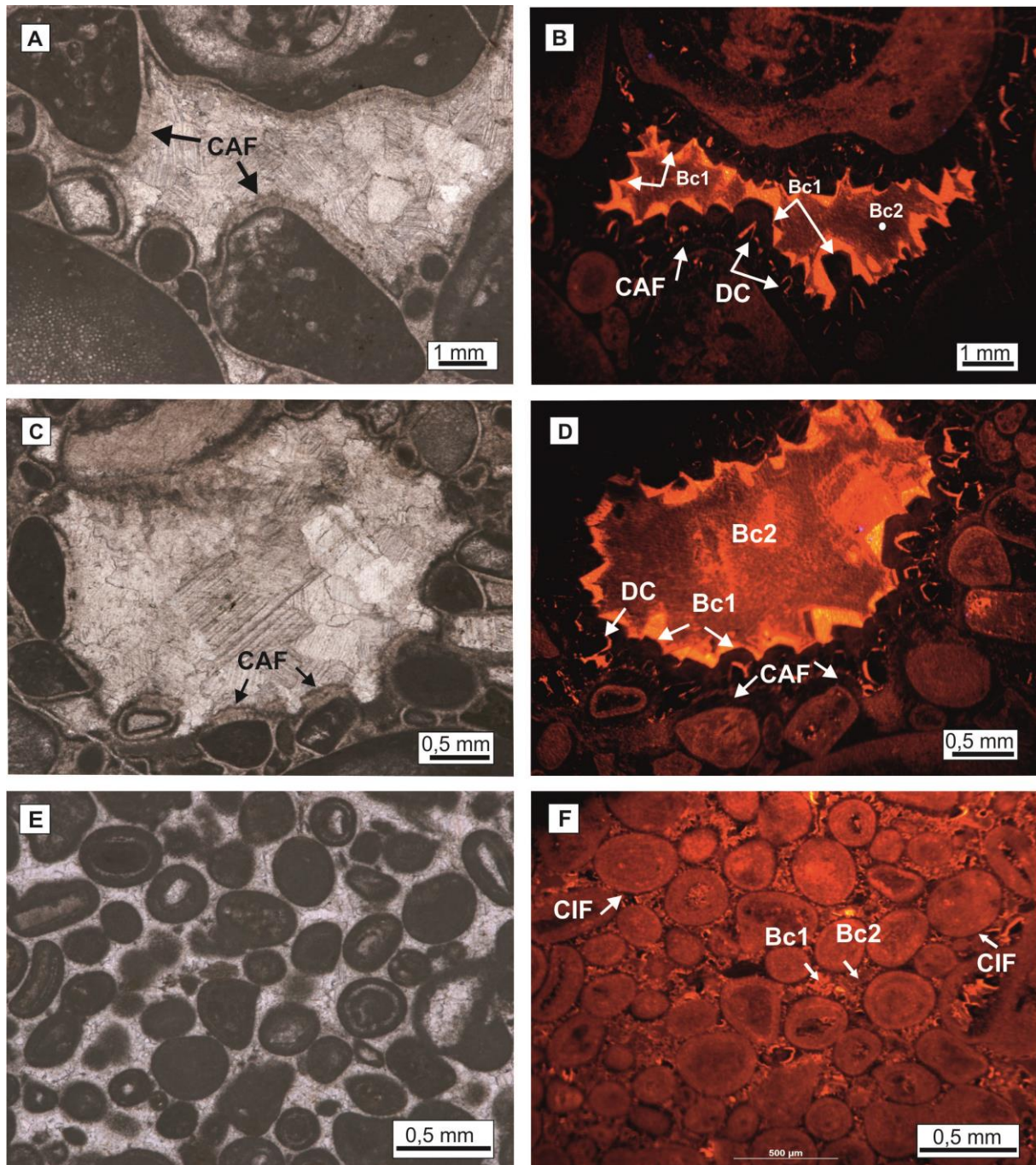


Fig. III- 19 : Photos montrant les deux générations de la calcite de blocage. A, C) Rudstone oolithique-oncolithique montrant des ciments de bordure asymétrique (CAF), tandis que la majeure partie de l'espace intergranulaire est colmaté par de la sparite. B, D) En CL, on peut distinguer trois types de ciments. Le premier correspond à un ciment en "dents de chien" non luminescent, mais montrant à la fin une bande luminescente indiquant des conditions oxydants-réductrices caractérisant un milieu météorique. Les DC sont suivis par une première génération des ciments de blocage (Bc-1) brunâtres à terminaison orangée vive plus ou moins épaisse, indiquant une incorporation proportionnelle du Fe^{+2} (inhibant la luminescence) et Mn^{+2} (déclenche la luminescence ; orange) dans la zone d'enfouissement. La deuxième génération des ciments de blocage (Bc-2) dévoile une luminescence brunâtre indiquant l'incorporation du Fe^{+2} et donc des conditions plus réductrices. Ce dernier ciment représente la grande partie colmatant l'espace intergranulaire. E, F) Grainstone oolithique montrant en lumière naturelle des oïdes micritisés et des ciments limpides sparitiques de blocage. Sous CL, on peut distinguer des ciments précoces en "dents de chien" (ou scalénohédres) localement luminescentes, suivis par de types de ciments de blocages ; le premier à luminescence jaune (brillante) (Bc-1) et le deuxième à luminescence marron foncé (Bc-2).

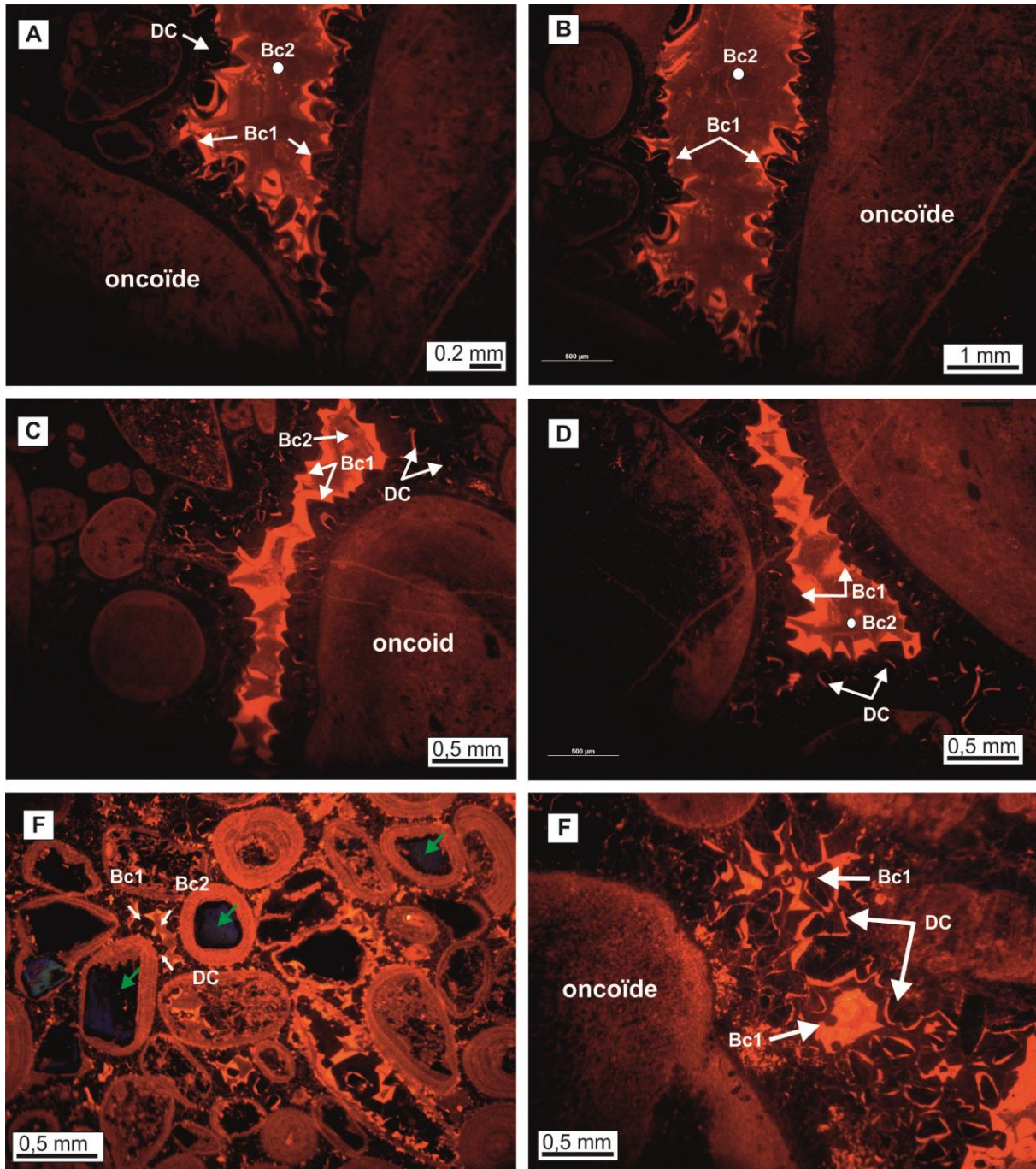


Fig. III- 20 : Différents ciments oblitérant l'espace intergranulaire sous CL. A, B) - Un ciment asymétrique non luminescent est suivi par un ciment en dents de chien (scalénohédre) zonés (*sector zoning*) (bandes noires alternant avec des bandes orangées vives) indiquant une précipitation dans des eaux météoriques temporairement réductrices. Le reste de l'espace intergranulaire est colmaté par une sparite montrant une luminescence plus sombre à zonation sectorielle (*sector zoning*). Cette luminescence indique des possibles conditions réductrices pendant l'enfouissement avec intégration de Fer ferreux dans le réseau cristallin de la calcite. C et D- Le ciment isopaque est suivi par un ciment à petits cristaux agencés en dents de chien sombre mais à terminaison orange. Un ciment marron foncé (sombre) anisopaque à zonation concentrique (bande luminescente à épaisseur variable à l'extrémité du cristal). Le dernier ciment oblitérant l'espace intergranulaire pendant la phase mésogénique est peu développé dans cette partie de la lame mince. E et F)- La quasi-totalité de l'espace intergranulaire est formé par des ciments en dents de chien à luminescence sombre et vive orangée à ses extrémités indiquant des conditions occasionnellement restreints. Le quartz sous montre une couleur bleue, indiquant une origine volcanique

II.4-Synthèse des caractéristiques des ciments : *timing* de recristallisation et distribution dans le secteur d'étude)

Comme indiqué au-dessus, des ciments marins météoriques (vadose et phréatiques), ainsi que des ciments d'enfouissement (phase mésogénique) ont contribué au colmatage de la porosité inter- et intragranulaire existait dans la "Formation des calcaires compacts de Zailou" durant le Pliensbachien inférieur (Fig. III-21)

Les ciments marins phréatiques sont représentés par (i) des ciments isopaques fibreux, (ii) des ciments asymétriques (anisopaques) fibreux, (iii) et de larges ciments radiaxial fibreux. Les ciments isopaques et asymétriques (anisopaques) fibreux sont non luminescents indiquant des conditions oxydantes non favorables à incorporation de Fe^{+2} et Mn^{+2} dans le réseau cristallin de la calcite. Les valeurs négatives de $\delta^{18}O$ reflètent une recristallization (HMC à LMC) dans la zone météorique généralement bien oxygénée. Les ciments radiaxial fibreux oblitèrent la majeure partie de la porosité intergranulaire. Ils sont non-luminescents indiquant aussi des conditions bien oxydantes, excepté la petite bande orange leur à l'extrémité. Les valeurs de $\delta^{18}O$ et $\delta^{13}C$ reflétant des conditions marines, ce qui indique une précipitation de la calcite faiblement magnésienne (LMC) directement à partir des eaux marines bien oxygénées. La bande orange pourrait indiquer des conditions stagnantes réductrices régnant durant l'enfouissement et permettant l'incorporation de Mn^{+2} l'activateur de luminescence. La diagenèse marine affecte les sédiments lagunaires ou du haut-fond dans tout le secteur d'étude, mais qui sont plus prépondérant à Annina Boudjellil (Fig. III- 22)

Les ciments météoriques englobent (i) la calcite de colmatage précoce ; (ii) les ciments en dents de chien anisopaques ; (iii) les ciments en ménisques micritiques ; (iv) les ciments pendants et (v) la micrite géopétale. Les ciments en dents de chiens sont aussi non luminescents, avec une petite bande orange indiquant des conditions d'oxydo-réduction caractérisant la zone météorique. Les ciments en ménisque micritiques et la micrite géopétale présentent une couleur vive orangée et des valeurs négatives de O indiquant HMC comme une minéralogie initiale, qui a subi une recristallisation au LMC durant la phase d'enfouissement. La calcite précoce est associée avec des ciments pendants et sont les deux non luminescents et présentent valeurs négatives de $\delta^{18}O$ indiquant leur formation dans des conditions météoriques vadose bien oxygénées. La calcite précoce est aussi associée avec des ciments isopaques. Dans ce cas, ils se sont précipités en LMC à partir des eaux mixtes (marines-météoriques) puisque les valeurs de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ sont proches de celles de la mer pendant le Pliensbachien. L'influence de la diagenèse météorique est bien prononcée dans la partie

orientale de Dahr Diss (Ras El Manara et Ras Sania), puisque ils sont plus proche du continent (Fig. III- 22).

Le colmatage s’est fait ensuite par deux générations de la calcite sparitique. La première génération montre une couleur brunâtre puis orange vive indiquant un changement des conditions réductrice permettant l’incorporation du Fe⁺² et Mn⁺². La deuxième phase montre une luminescence brunâtre reflétant des conditions devenant de plus en plus réductrices au fur et à mesure de l’enfouissement.

Interface eau/sédiment		Enfouissement		
Conditions oxydantes		Conditions semi-réductrice		Conditions très réductrices
LMC	HMC- LMC	LMC	HMC- LMC	LMC
Ciments pendants (CP) Calcite précoce non ferreux (CPnF) Ciments radiaxial fibreux (CRF) Ciments dents de chien (CD)	Ciments isopaques fibreux (CIF) Ciments asymétriques fibreux (CAF)	Ciments de blocage I (Cb-I)	Micrite géopétale (MG) Ciments en ménisques micritiques (CMM)	Ciments de blocage II (Cb-II)
Non incorporation de Fe ⁺² et Mn ⁺²		Incorporation de Mn ⁺²		Incorporation de Fe ⁺²
Non luminescence		Luminescence vive orangée		Luminescence brunâtre

Fig. III- 21 : Caractéristiques générales des ciments obturant la porosité des calcaires compacts de Zailou

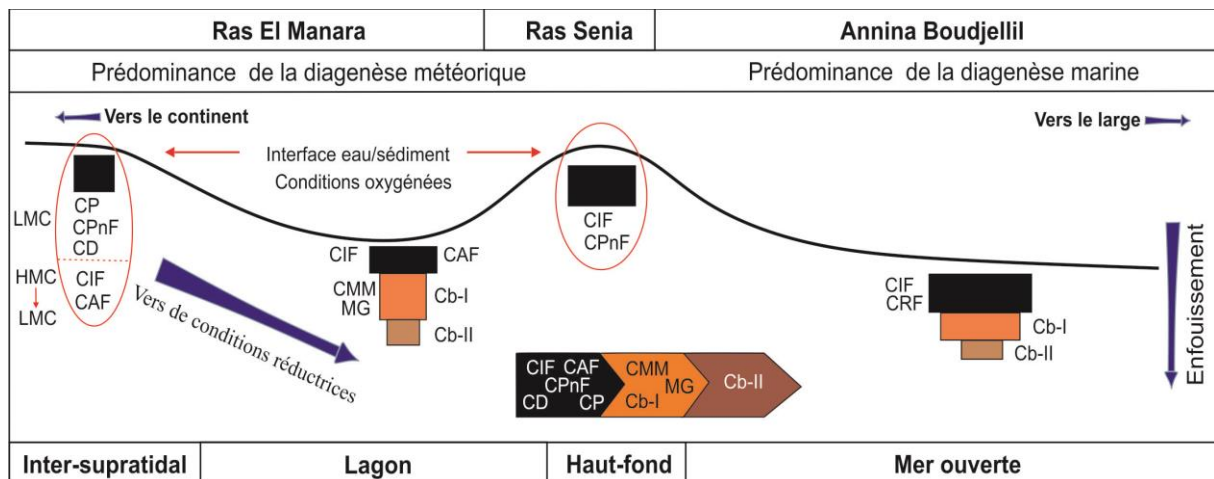


Fig. III- 22 : Distribution des ciments obturant la porosité des "Calcaires compacts de Zailou" dans le secteur d'étude.

Chapitre IV.
Cyclicité : nature et cause

I- INTRODUCTION ET OBJECTIF

L'étude sédimentologique détaillée du Pliensbachien inférieur au niveau du massif de l'Annina Boudjellil et la partie Nord de Dahr Diss dans les Monts de Traras, a permis de mettre en évidence des cycles discontinus péritidaux et subtidaux, à tendance régressive « *shallowing-upwards cycles* », développés dans une rampe interne. Ces cycles enregistrés dans les Monts de Traras constituent une exception de la rythmicité de la sédimentation dans la partie médiane du Pliensbachien inférieur (zone *Ibex*) en Algérie, puisque la cyclicité observée dans les Monts de Ouarsenis (Belkhedim, 2013) date de Sinémurien supérieur-Pliensbachien inférieur (*Jamesoni* zone), et donc stratigraphiquement plus ancien.

De tels cycles pourraient se former soit par des processus allocycliques exerçant un contrôle externe, soit par des processus autocycliques dépendant étroitement aux conditions des dépôts eux-mêmes (Miall, 1997; Schlager, 2005 ; Catuneanu *et al.*, 2011), soit par la combinaison des deux processus. Généralement, le contrôle tectonique est considéré comme étant la cause principale générant des cycles discontinus dans un contexte de synrift et période de chaude (Bosence *et al.*, 2009 ; Bádenas *et al.*, 2010, et Hamon & Merzeraud 2008). La région des Traras s'est caractérisée par un stage de rifting durant le Pliensbachien inférieur, et par conséquent il est possible que ces cycles soient les résultats d'une tectonique synsédimentaire contrôlant la formation et le nombre des cycles. Il est possible aussi que l'empilement de ces cycles résultent (i) des variations eustatiques de basse amplitude et de haute fréquence (périodes chaudes) du niveau marin durant le Pliensbachien ; (ii) des processus autogéniques qui pourraient dominer sur une rampe ou plate-forme à topographie irrégulière, ou (iii) peut-être générés par la combinaison de plus d'un processus.

Ce chapitre a pour but de déchiffrer l'origine de ces cycles en étudiant séparément les hypothèses citées au-dessus. Les résultats traitant cette problématique ont été l'objet d'un article publié dans la revue *Journal of Sedimentary Research* :

Belkhedim, S., Jarochovska, E., Benhamou, M., Nemra, A., Sadjji, R., Munnecke, A., 2019, *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*

II- DEFINITIONS ET QUELQUES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

II.1- Définitions de cycle, paraséquence et séquence

Le terme **cycle** est communément utilisé pour décrire des successions sédimentaires répétées à l'échelle métrique (Bosence *et al.*, 2009). Dans la terminologie de la séquence stratigraphique développée par Van Wagoner *et al.*, (1988), chaque cycle est formé par une succession conforme de bancs ou de lits « *bedsets* » génétiquement reliés, délimitée par des surfaces d'inondation marines « *marine flooding surfaces* », appelée "**paraséquence**". Les mêmes auteurs ont défini **la surface d'inondation marine** comme « une surface marquée par une forte augmentation de la profondeur de l'eau ». Les surfaces d'inondations marines appelées aussi des surface transgressives (*transgressive surface* TR ; Van Wagoner *et al.*, 1988) ou surfaces de maximum régressifs (*maximum regressive surface* MRS ; Embry *et al.*, 2009), et correspondent aux dépôts les moins profonds d'une paraséquence (Embry *et al.*, 2009). Cette définition reste insuffisante et ne pourrait pas être appliquée partout, du fait que les paraséquences ne sont pas limitées uniquement par une surface d'inondation marine.

Lehrmann et Goldhammer (1999) ont développé la définition des paraséquences par rapport aux plates-formes carbonatées. Selon ces auteurs, les paraséquences englobent des « cycles subtidaux, péritidaux, symétriques ou asymétriques agencés suivant une évolution *shallowing-upwards* et délimitées par (i) des surfaces d'émersions subaériennes (de courte et moyenne durée) développées sur des faciès péritidaux, (ii) des *hardgrounds* marins, ou (iii) des changements de faciès subtidaux peu profonds à subtidal profond (MRS) ». De telles paraséquences sont typiques des périodes chaudes « *geenhouse-periods* », qui se caractérisent par une basse amplitude de variation de niveau marin (*low amplitude sea-level change*).

Ces cycles se forment par l'interaction entre les fluctuations du niveau marin (variation d'accommodation), et l'apport de sédiments qui, dans les plates-formes carbonatées, est remplacé par la production *in situ* de carbonates (Schlager, 2005 Catuneanu *et al.*, 2009). En cas des carbonates, ils pourraient aussi se former par des facteurs autogéniques, sous une augmentation constante du niveau marin relatif (Demicco, 1998 ; Goldhammer *et al.*, 1993 ; Burgess *et al.*, 2001 ; Burgess, 2001 ; Burgess & Wright 2003 ; Burgess & Emery, 2004 ; Burgess, 2006).

Les cycles (paraséquences) qui ne sont pas limités par des surfaces d'inondation marines et qui nécessitent une chute du niveau marin relatif, ou un soulèvement tectonique

pour générer une longue discontinuité subaérienne (*subaerial unconformity*, SU), sont considérés comme des **séquences à haute fréquence**, *sensu* Lehrmann et Goldhammer (1999), ou *standard-sequences sensu* Schlager (2005). Ils sont typiquement développés dans les périodes de glaces (*icehouse-periods*), caractérisées par une haute amplitude de variation de niveau marin (*high amplitude sea-level change*). Les roches carbonatées sont sujettes à la cimentation contemporaine à la précipitation ce qui stabilise le fond marin et restreint ainsi la mobilité des sédiments. De ce fait, durant les périodes de chute de niveau marin relatif (eustatique ou tectonique), une surface karstique (*long subaerial exposure*) est généralement se cicatrise au sommet des cycles, formant ainsi une *standard-sequences* de Schlager (2005).

II.2. Cortèges sédimentaires

Les cortèges sédimentaires (*system tract*) sont formés par un groupement de paraséquences (*parasequence set*), qui constitue à leur tour une séquence de 3^{ème} ordre, déposée entre deux épisodes de baisse de niveau marin relatif (Morad *et al.*, 2010). Selon la définition d'Embry (2009), quatre cortèges sédimentaires peuvent être distingués.

Transgressif System Tract (TST) : Les dépôts de TST sont limités par une surface transgressive à la base (TS) et au sommet par une surface de *maximum flooding surface* (MFS), reflétant le maximum avancé de la ligne de rivage en direction du continent. Du fait que la transgression est généralement rapide, les sédiments dans ce cortège s'accumulent uniquement sur les plates-formes avec de faible quantité (Schlager, 2005).

Highstand System Tract (HST) : Les dépôts de HST se déposent durant le stade final de l'augmentation du niveau marin et le début de la baisse du niveau marin. Ils sont limités à la base par *maximum flooding surface* (MFS), et au sommet par une *séquence boundary* sommitale (SB). Le faible taux d'accommodation caractérisant ce cortège permet une grande production carbonatée, suivant régulièrement la faible augmentation du niveau marin relatif (Handford & Louks, 1993 ; Morad *et al.*, 2012)

Lowstand System Tract (LST) : Les dépôts de LST sont formés durant une baisse du niveau marin relatif, aboutissant à une émergence subaérienne sur la plate-forme. Ils sont limités à la base par une limite de séquence (*sequence boundary SB*), et au sommet par une surface transgressive (*Transgressive surface, TS*). Le LST est généralement très peu développé dans les systèmes carbonatés, (Merzeraud, 2009). Dans ce cas, le terme **RST** (*regressif system tract*), qui inclue les sédiments de HST (*highstand system tract*) et le

LST (*lowstand system tract*), est généralement utilisé, quand le HST et le LST n'ont pas pu être différenciés (Catuneanu *et al.*, 2011 ; Fig. IV-1).

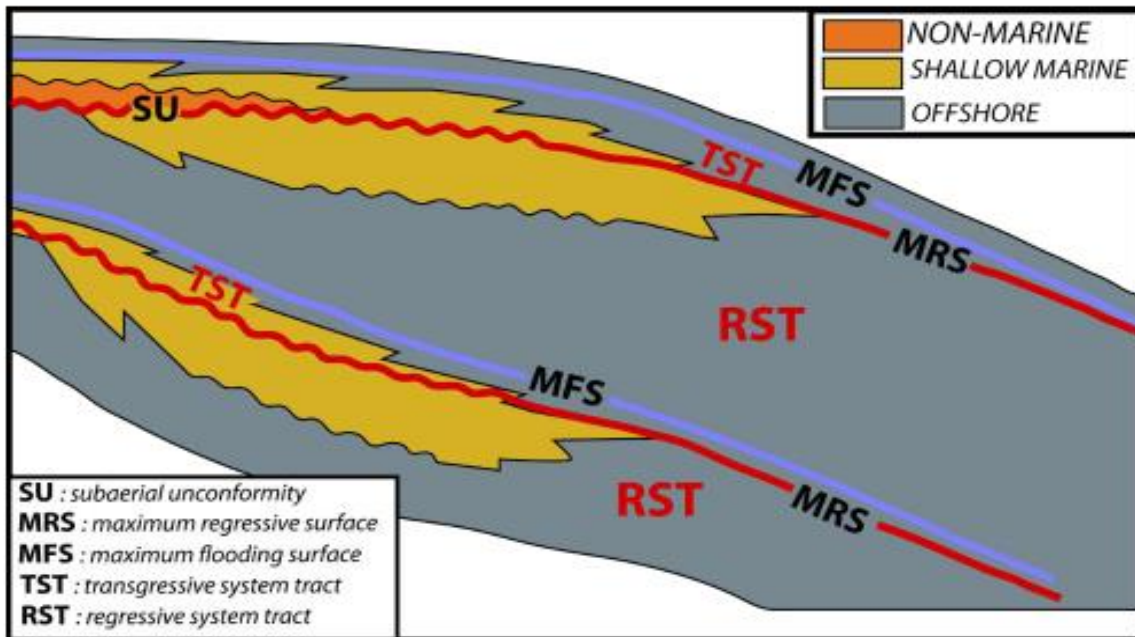


Fig. IV-1 : Modèle de stratigraphie séquentielle simplifié (modifié d'après Embry, 2009)

II.3- Notion d'accommodation

L'**accommodation** désigne l'espace disponible pour l'accumulation de sédiments (Jervy, 1988, Catuneanu, 2006). Cependant, puisque la succession des carbonates marins est régie par la variation du niveau de base (*base level*), deux types d'accommodation peuvent être distingués : accommodation physique et écologique (Fig. IV-2).

II.3.1- Accommodation physique correspond à l'espace dominé généralement par les conditions hydrodynamiques (*weather wave-base* et *storm-base* et les courants associés). Dans cet espace, les sédiments non-cimentés pourraient être accumulés jusqu'au profil d'équilibre (*base level*). Les conditions allocycliques (eustatisme, tectonique, climat) agissant dans le milieu (fonds marins), ainsi que les conditions autocycliques agissant sur les modifications du volume des sédiments (compaction), et des conditions hydrodynamiques (énergie), déterminent les modifications du niveau de base et par conséquent contrôlent l'accommodation physique (Pomar, 2001 ; Catuneanu *et al.*, 2009). Cette définition est quasi-semblable de celle de Jervy (1988) et elle est aussi applicable pour les roches détritiques.

II. 3.2- Accommodation écologique correspond à la capacité de certains organismes de se rapprocher l'un de l'autre en édifiant un récif, qui pourrait se développer au-dessus

de *wave base* et atteindre le niveau marin (*sea level*), qui est lui-même le niveau de base dans ce cas (Pomar & Kendall, 2008).

En stratigraphie séquentielle, la distinction entre ces deux types d'accommodation est très importante. Le développement d'un récif au-dessus des dépôts d'une plate-forme peu profonde indique une création d'une accommodation écologique, mais ne reflète pas forcément une augmentation du niveau marin relatif (approfondissement). Il reflète plutôt des conditions écologiques nécessaires pour le développement d'un récif au-dessus et simultanément avec des dépôts d'une plate-forme ou rampe peu profonde (Pomar, 2001).

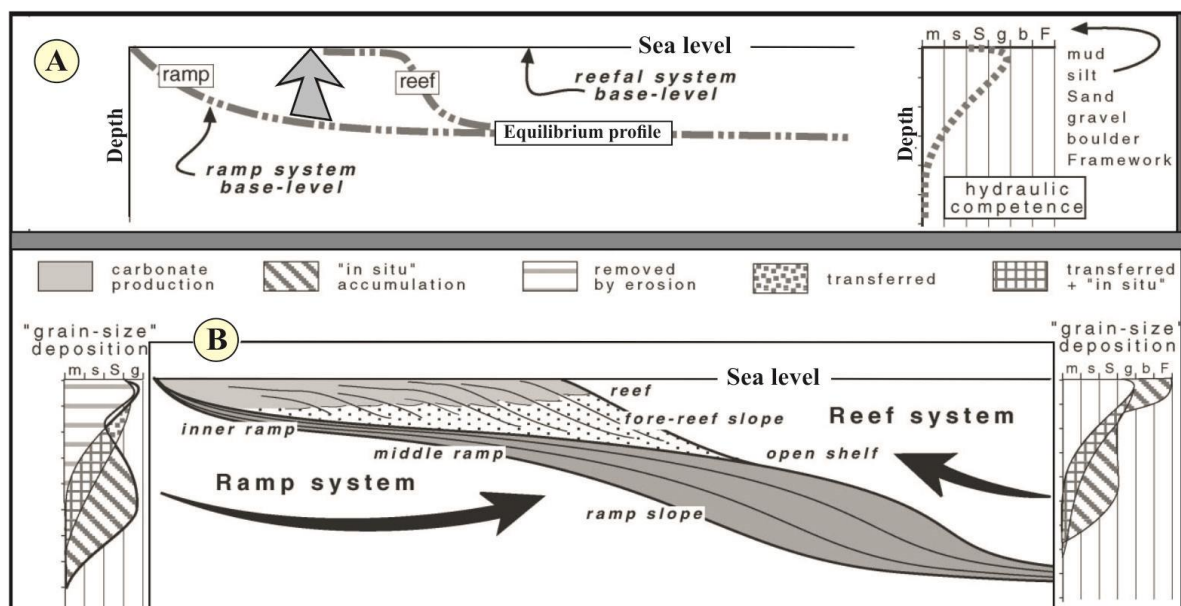


Fig. IV-2 : Différence entre accommodation physique et écologique. A) Position de profil d'équilibre dans une rampe (induite par les vagues et courants de base). B) Les sédiments de la rampe peuvent s'accumuler jusqu'au profil d'équilibre (niveau de base). Le changement des conditions océanographiques aboutit au développement d'un récif au-dessus de profil d'équilibre en remplissant l'accommodation (écologique) qui existe entre les vagues de base (*wave base*) et niveau marin (*sea level*)

II.4- Relation entre accommodation et apport sédimentaire

L'accommodation et l'apport sédimentaire (production carbonatée) sont étroitement liés en domaine des roches carbonatées. La production carbonatée dépend fortement des systèmes biologiques *in-situ* et par conséquent des conditions intra-basinales (profondeur, nutriments, température, salinité...). La distribution des sédiments dépend des lieux de production et de l'interaction entre la quantité et le type de sédiments produits et l'énergie hydrodynamique. En outre, les processus biologiques (*binding*, *baffling*, construction de biota de type *framework*) et même le processus de cimentation la modifient fréquemment.

L'accommodation n'est pas un facteur indépendant par rapport à la production carbonatée parce que le type, l'efficacité et la zone de production de carbonate (*carbonate factory*) dépendent des variations du niveau marin relatif (eustatique et tectonique) et de la morphologie du fond, qui contrôlent à leur tour l'accommodation (James & Kendall, 1992 ; Schlager, 1993 ; Pomar & Ward, 1995 ; Homewood, 1996). Au contraire, l'apport sédimentaire est complètement indépendant de l'accommodation en domaine des roches détritiques. Comme il est en provenance du continent, il dépend des conditions extrinsèques régnant sur l'arrière-pays (climat, tectonique, système de drainage...). La source de l'apport sédimentaire qui n'est pas la même pour les roches carbonatées et détritiques, a permis de mettre en exergue plusieurs différences entre eux en terme de stratigraphie séquentielle (Schlager, 2005 ; Morad *et al.*, 2012) (Tableau 1 ; Fig. IV-3). A titre d'exemple, pour les roches détritiques, LST (*Low System Tract*) constitue le cortège privilégié pour que les sédiments de la plate-forme soient transportés et accumulés massivement au niveau des pentes et bassins. Par contre, les carbonates durant LST sont rarement développés (absence des *carbonate factory*). Les plates-formes, par conséquent, subissent une lithification précoce, puis une karstification, due à la dissolution des sédiments de TST (*Transgressif System Tract*) et HST (*High System Tract*) par des eaux météoriques (Jones & Hunter, 1994 ; Moss & Tucker, 1995). Le maximum de la production carbonatée se fait, comme nous avons signalé au-dessus, durant un faible taux de la création de l'accommodation, lors de cortège de HST et se prograde même vers le large (bassin).

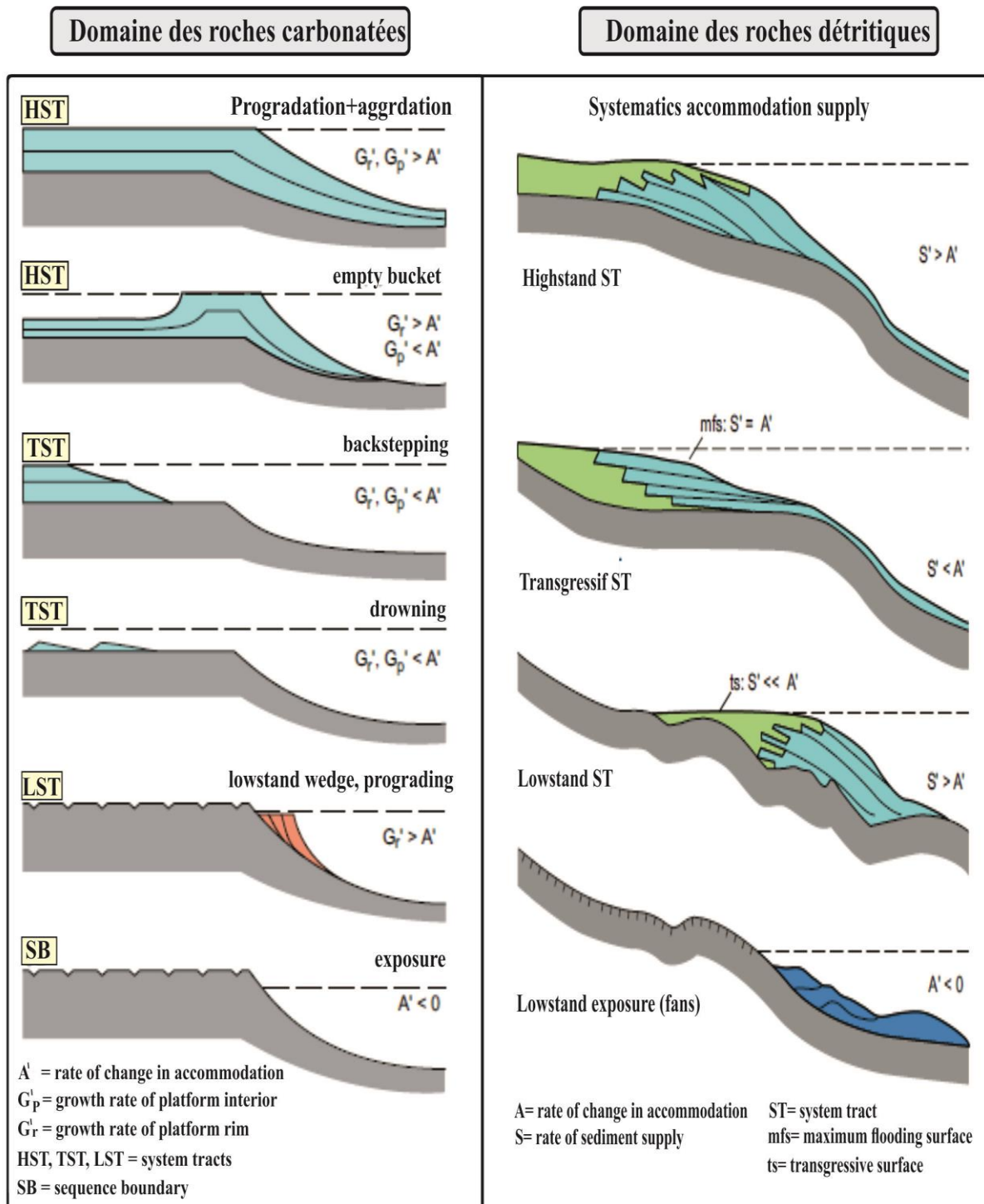


Fig. IV-3 : Différences entre les roches carbonatées et détritiques en terme de stratigraphie séquentielle (modifié d'après Schlager, 2005)

Tab. IV- 1 : Tableau récapitulatif montrant les principales différences entre les roches carbonatées et détritiques en termes de stratigraphie séquentielle.

	Roches détritiques	Roches carbonatées
1. Accommodation	Accommodation physique contrôlée par le niveau marin relatif	Accommodation physique contrôlée par le niveau marin relatif Accommodation biologique contrôlée par les conditions biologiques
2. Apport sédimentaire	Provenance du continent Lié aux conditions régnant sur l'arrière-pays indépendant de l'accommodation	Remplacé par une production <i>in-situ</i> des carbonates. Dépend étroitement à l'accommodation
3. Low System Tract LST	Les dépôts accumulés sur la plate-forme sont érodés et déposés dans le bassin et pente et forment un éventail. la préservation des sols et surfaces d'émerisons subaérienne est rare = érosion avec la transgression ultérieure	La lithification précoce des sédiments Karstification en plate-forme Faible sédimentation dans le bassin et pente Ils peuvent se préserver facilement à cause de la lithification précoce.
4. High System Tract HST	S>A: Progradation des sédiments en provenance du continent	S>A: Maximum de production de carbonates remplissant la plate-forme et prograde vers le large (aggradation et progradation bilatérale)
5. Transgressive System Tract TST	S<A: Maximum d'accumulation des sédiments	S<A: transgression rapide = Accumulation seulement au niveau des plates-formes

III- FACTEURS CONTROLANT LA CYCLICITE

Les cycles sédimentaires répétitifs pourraient se former soit par des processus allocycliques soit par des processus autocycliques dépendant étroitement aux conditions des dépôts eux-mêmes (Miall, 1997 ; Schlager, 2005 ; Catuneanu *et al.*, 2011).

III.1-Facteurs allocycliques :

Les facteurs allocycliques génèrent un changement de l'espace disponible (accommodation) contrôlé par les forces orbitales de Milankovitch, ou par la répétition de mouvements des failles synsédimentaires, donnant naissance à des cycles enregistrés facilement dans les faciès de la zone subtidale et péritidale.

III.1.1- Changement eustatiques du niveau marin :

Les cycles de Milankovitch reflètent un changement du niveau marin de haute fréquence, dues aux fluctuations climatiques (glacio-eustatiques). Ces fluctuations saisonnières du climat terrestre sont dues aux variations de l'insolation liée aux modifications de la distance Terre-Soleil et surtout de l'inclinaison de l'axe de rotation de la planète. A cet effet, la Terre reçoit de l'énergie solaire dont la quantité n'est guère constante (Miall, 2010) et par conséquent, génèrent des changements climatiques.

III.1.1.1- Différents paramètres astronomiques

Une théorie est conçue par Milankovitch (1920) et publiée par l'auteur (1941), portant son nom c'est la "*Théorie de Milankovitch*". Cette théorie explique les changements climatiques à long terme. Ces variations de l'insolation (saisonnières et latitudinales) sont sous le contrôle de trois paramètres (Koutsoukos, 2005) : (i) l'excentricité, (ii) l'obliquité et (iii) la précession (Fig. IV-4).

- **L'Excentricité.** Elle correspond au degré de l'aplatissement de l'orbite terrestre autour du soleil. Elle varie lentement à cause de l'attraction du soleil et les autres planètes selon deux périodes 100 Ka et 400 Ka.

La forte excentricité entraîne conjointement une diminution de la distance la plus faible entre Terre et Soleil, appelée "*Périhélie*" et une augmentation de la distance maximale entre les deux astres appelée "*Aphélie*". Ce premier paramètre contrôle la quantité totale de l'énergie solaire (Pälike, 2005 in Selley *et al.*, 2005), parce que la terre en périhélie reçoit 20% à 30% de l'énergie de plus qu'à l'aphélie.

-L'Obliquité. Elle caractérise l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre par rapport au plan perpendiculaire de l'écliptique. Elle connaît une oscillation de trois degrés, entre 21,5 et 24,5, sur une période de 41000 ans. Ces variations sont régies principalement par les attractions gravitaires exercées par le soleil et les autres planètes.

L'obliquité permet de distribuer la quantité de l'ensoleillement reçue aux différentes latitudes ce qui influe sur le contraste des saisons (été chaud et hiver rigoureux) surtout sur les hautes latitudes qui semblent être très sensible aux variations de l'inclinaison à l'inverse des régions équatoriales (Koutsoukos, 2005 ; Miall, 2010).

-La Précession. Elle correspond au mouvement conique de l'axe de rotation de la terre, due à la perturbation du soleil et de la lune (Schwarzacher, 1993). Ce mouvement s'effectue avec des périodes de 23000 ans, provoquant un changement de la position de solstice et des équinoxes le long de l'écliptique et par conséquent un changement de la position de périhélie (Pälike, 2005 in Selley *et al.*, 2005 ; Miall, 2010).

Ces trois paramètres cycliques, appelés aussi "*Cycle de Milankovitch*" fonctionnent indépendamment. Néanmoins, leur combinaison exerce un contrôle fondamental sur le climat global de la Terre, ainsi que les fluctuations du niveau marin (Gary, 2009).

III.1.1.2- Identification des cycles eustatiques

Les cycles contrôlés par les changements du niveau marin liés à la périodicité climatique de Milankovitch devraient être continus et exprimés par les mêmes limites à l'échelle régionale et au niveau de toutes les coupes (Bosence *et al.*, 2009, Miall, 1997 ; Tresch *et al.*, 2011). Un autre indice est la présence d'indicateurs d'émersion subaérienne anormale *sensu* Lehrmann et Goldhammer, 1999 (ex, caliche, paléosols) limitant les cycles. Cela est dû au fait que la présence d'une émersion subaérienne sur des faciès subtidaux indique une chute brutale du niveau marin (*e.g.*, Desrochers & James 1988, Burgess 2006, Verwer *et al.*, 2009). Cette chute brutale, elle pourrait donner une régression forcée (Catuneanu, 2002 ; Benhamou, 1996)

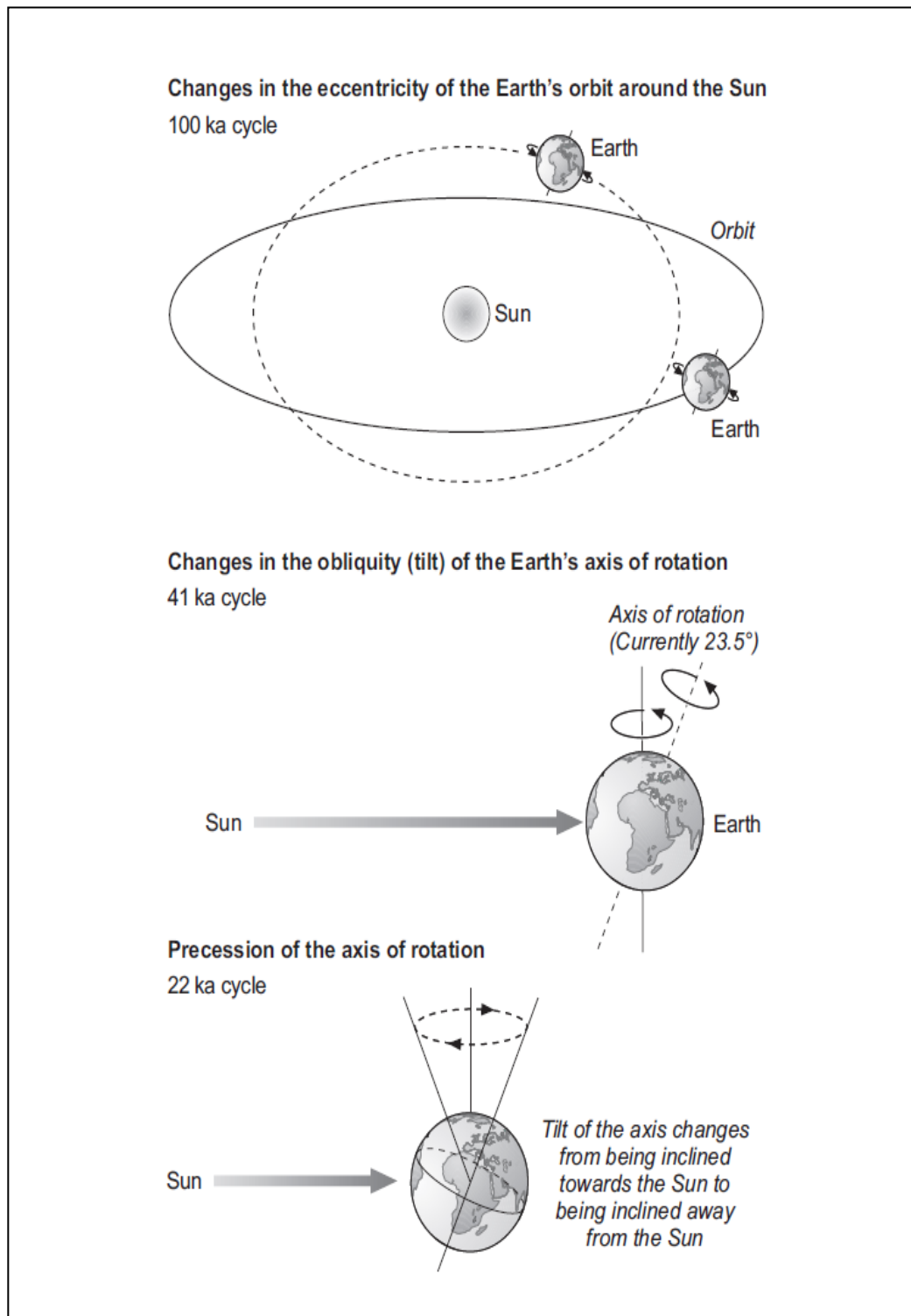


Fig. IV-4 : Illustration des trois paramètres de cycles de Milankovitch (in Gary, 2009).

De ce fait, les cycles résultants sont bien exprimés durant les périodes de glaciations (*icehouse periods*) (Goldhammer *et al.*, 1990 ; Lehrmann & Goldhammer, 1999 ; Strasser *et al.*, 1999), caractérisées par une forte amplitude de variation du niveau marin eustatiques (*high amplitude sea-level change*).

En outre, l'influence du climat pourrait aussi être identifiable via les isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ si ne sont pas diagénitiquement altérés. Une petite augmentation du $\delta^{18}\text{O}$ envers le haut de la séquence pourrait être un signal du changement de température (Jimenez de Cisneros & Vera, 1993).

Durant les périodes chaudes (*greenhouse periods*) avec peu ou pas de glace continentale, comme c'était le cas au Jurassique inférieur (Adams & Grotzinger, 1996 ; Lehrmann et Goldhammer, 1999 ; Sellwood & Valdes, 2006), les changements eustatiques à haute résolution ont généralement une faible amplitude (Wright, 1992 ; Hallam, 2001 ; Bosence *et al.*, 2009 ; Bádenas *et al.*, 2010 ; Carpentier *et al.*, 2010). Par conséquent, les cycles devraient être ordonnés en termes d'épaisseurs s'ils sont générés par l'interaction des cycles à haute fréquence issues d'une période chaudes avec des variations du niveau marin relatif à long terme (*e.g.*, Burgess 2006 ; Spence & Tucker, 2007).

III.1.2- Tectonique

Selon le modèle qui a été invoqué par Cisne, 1986 ; Hardie, 1986 ; Hardie *et al.*, 1991), les mouvements tectoniques pourraient aussi génèrent des cycles de haute fréquence. Les grabens et les *hanging wall* se caractérisent par une subsidence rapide suivie d'une subsidence plus lente (subsidence saccadée *sensu* Koerschner & Read 1989 ou "yo" tectonique *sensu* Hardie *et al.*, 1991), donnant naissance à des cycles péritidaux coiffés par des émerions de moyennes et courtes durées, ainsi que des cycles purement subtidaux. Horst et *foot wall* subissent un soulèvement pendant le mouvement de la faille extensionnelle, interceptés par la phase d'affaissement plus lent (soulèvement rapide suivi d'un affaissement plus lent) ce qui rappelle la tectonique en «yo-yo» de Koerschner et Read (1989) et Hardie *et al.*, (1991), qui donne lieu à des cycles limités par de longues émerions subaériennes (karsts).

Ce modèle, cependant, a été largement refusé par plusieurs auteurs. Il n'est pas admis par le fait que les facteurs tectoniques pourraient engendrer des changements à petite échelle dans l'accommodation, aboutissant à la génération de cycles à haute-fréquence

avec de épaisseurs similaires (*e.g.*, Osleger, 1991 ; Read *et al.*, 1991 ; Goldhammer *et al.*, 1993).

Récemment, De Benedictis *et al.*, (2007) en se basant sur des données de néotectoniques a pu relancer cette théorie, en montrant la possibilité de l'activité de failles de générer des cycles d'épaisseurs correspondant à une période de 40 kyr (Fig. IV-5), comme ceux générés par les forces orbitaux (cycles de Milankovitch). Suivant ce modèle, la subsidence locale répétitive et le soulèvement dans les régions actives sur le plan tectonique peuvent induire une cyclicité caractérisée par la même fréquence que celles généralement interprétées comme orbitales. Dans ces zones, la tectonique locale contrôle le nombre de cycles, leur type et leur épaisseur.

III. 1.2-1 Identification des cycles d'origine tectonique

Les cycles issus d'une activité tectonique synsédimentaire (stade de rifting) sont généralement discontinus. Ils sont plus fréquents et épais près de l'axe de subsidence, comparés à la zone moins affaissée, où des cycles plus minces et moins fréquents sont observés. De plus, les régions à contrôle tectonique sont souvent caractérisées par des changements dans les types de cycles dans une coupe. Celles-ci pourraient résulter d'un changement de l'emplacement graben qui devient horst, ou d'un transfert irrégulier de l'un à l'autre dans des réseaux de failles (Bosence *et al.*, 2009).

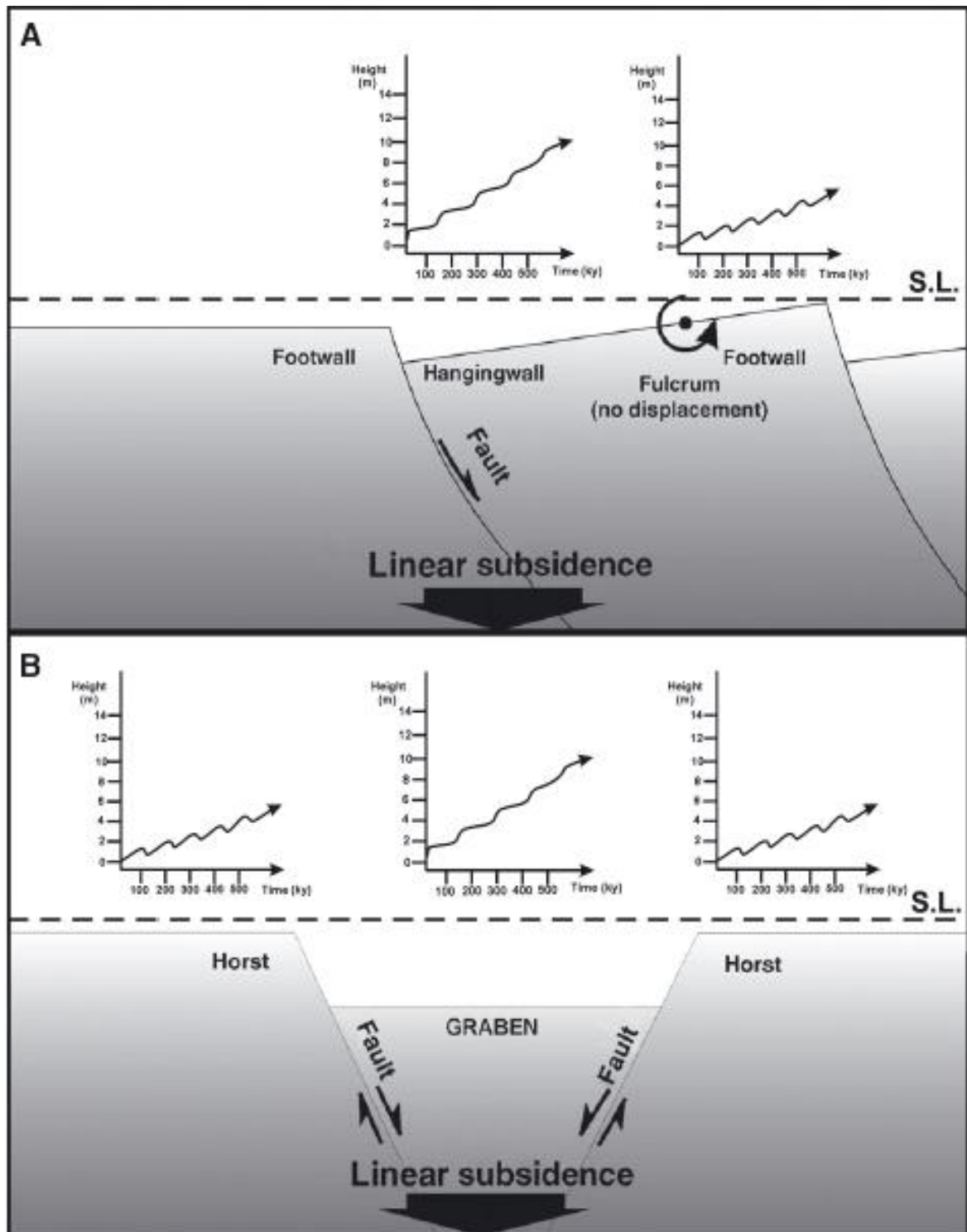


Fig. IV- 5 : Style de tectonique en 2D d'un bassin en phase d'extension montrant la relation entre les failles et subsidence. (A) Failles générant blocs inclinés, (B) Failles limitant horsts et grabens. Les deux cas peuvent générer une subsidence linéaire. Les graphes montrent que la tectonique peut contrôler le changement du niveau marin relatif dans de différents sites.

III.2- Facteurs autocycliques

Dans les zones peu profondes (*shallow areas*), en particulier, lorsque la distribution des faciès est contrôlée principalement par la topographie, les facteurs autocycliques semblent avoir un contrôle important sur la formation de *shallowing-upwards* cycles (Strasser, 1991, Hillgärtner, 1999). Ces autocycles pourraient être générés par la progradation de tidal-flats et des îles (Ginsburg, 1971 ; Hardie, 1986 ; Burgess, 2001 ; Burgess *et al.*, 2001 ; Burgess, 2003 et Burgess, 2006), par la migration latérale des bancs, des lobes-deltas et des chenaux (Satterley, 1996) ou par la variabilité de la production des carbonates (Burgess, 2001 et Yang *et al.*, 2014). Ils sont sensibles aux taux de subsidence, à la productivité des carbonates et au transport des sédiments (Burgess *et al.*, 2001 ; Burgess, 2001 ; Burgess *et al.*, 2003). Contrairement aux facteurs allocycliques, on suppose que l'autocyclicité ne génère que des cycles péritidaux discontinus peu profonds, *shallowing-upwards*, et qui n'ont pas une longue émergence subaérienne dans la zone subtidale (Strasser, 1991 ; Osleger, 1991). Néanmoins, de nombreuses études ont souligné le rôle des processus autocycliques dans la formation du sommet des cycles subtidaux (ex, Osleger, 1991) (Fig. IV-6).

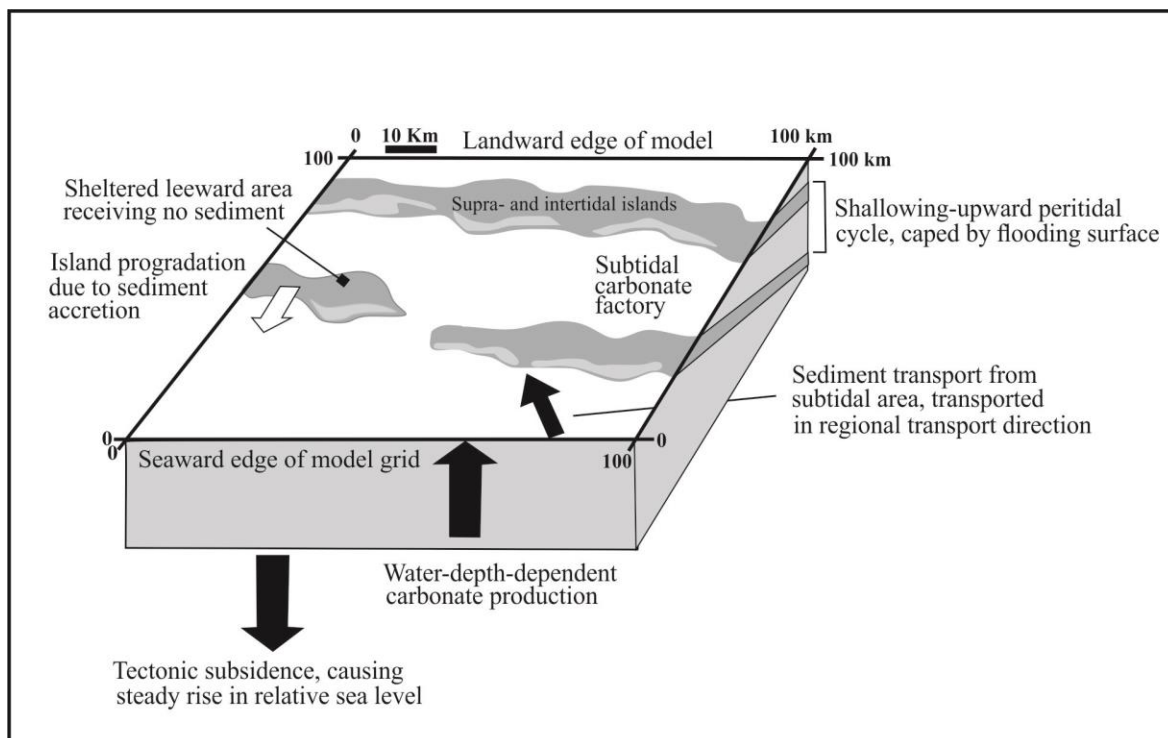


Fig. IV-6 : Modèle de progradation des sédiments de supra-intertidal via le processus autocyclique (Burgess, 2001).

IV- CYCLES TROUVES ET ETUDIÉS DANS LE SECTEUR D'ETUDE

Dans la zone étudiée, un seul cycle est limité par une longue exposition subaérienne et considéré comme « *standard-sequence* » *sensu* Schlager (2005). Tous les autres cycles rencontrés sont délimités par des surfaces d'inondations ou des surfaces d'émersion de courtes et moyennes durées (Fig. IV-7-9), ainsi sont conformes à la définition de paraséquence donnée par Lehrmann & Goldhammer (1999).

IV.1 -Cycles de Ras el Manara

Cette coupe, qui mesure 120 m, est caractérisée par trois types de *shallowing-upwards* cycles (cycles régressifs) : (i) cycle péritidal symétrique ; (ii) cycle subtidal symétrique, et (iii) cycles péritidaux asymétriques (Fig. IV-7, 9). Les cycles sont symétriques en termes de disposition des faciès, quelle que soit la variabilité de l'épaisseur des phases transgressives ou régressives des différents cycles.

IV.1.1 - Cycle péritidal symétrique.

Cette paraséquence ou cycle apparaît à la base (cycle 1), formant une succession épaisse de 7 m. Il correspond au cycle y de Bosence (2009) avec une tendance symétrique *deepening-shallowing upwards*. La phase d'approfondissement commence par quatre bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique, formés par une mudstone homogène (f1a), déposé dans un milieu inter-supratidal. Cet intervalle passe verticalement dans la partie inférieure du cinquième banc (0,5 m) à des faciès subtidaux avec des oncoïdes et des algues *Solenopora* (f6a), marquant l'inondation marine maximale (*maximum marine flooding*). La phase régressive, relativement mince (2 m), est formée par des calcaires à fenestres laminées de texture bindstone, et de calcaires à péloïdes de texture packstone (f1c et f1d), ce qui implique un retour aux conditions inter-supratidales. La limite inférieure de ce cycle correspond au contact entre le substratum dévonien et le premier banc de calcaires, ce qui annonce le début de la transgression de Pliensbachien inférieur. La limite supérieure correspond à un changement brutal de faciès à conditions inter-supratidales aux faciès à conditions subtidales du cycle suivant.

IV.1.2 - Cycle subtidal symétrique.

Cette paraséquence (cycle 2) recouvre la première et est relativement épaisse (12 m). Le premier banc, considéré comme la limite inférieure du cycle (surface d'inondation), est constitué d'ooides mélangés à du quartz détritique, avec une faune rare, déposée dans un environnement de lagon restreint (f 5a). Il passe verticalement à une tendance d'approfondissement vers des bancs de (i) calcaires épais à péloïdes de texture packstone,

(ii) des calcaires à des oncoïdes et divers bioclastes et (iii) des calcaires à bivalves *Lithiotis* emballés dans une matrice wackestone (f6a-d, f 7a-c), indiquant des conditions de lagon ouvert. La phase peu profonde (*shallowing-upwards phase*) vers le sommet de ce cycle est représentée par un seul banc (1 m) montrant des calcaires à oïdes et péloïdes mélangés avec du quartz détritique (f 5a), reflétant le retour à des conditions restreintes. La limite supérieure (surface d'inondation) est donc prise à la limite entre les dépôts lagunaires restreints et le lagon d'une mer ouverte du cycle sus-jacent.

IV.1.3 - Cycles péritidaux asymétriques

Ces cycles ont été observés dans le reste de la coupe de Ras El Manara. Il y a onze paraséquences de type *shallowing-upwards paraséquences* asymétriques, numérotées de 3 à 13. Elles varient en épaisseur entre 2 m et 6 m et n'exposent pas d'indices de longues émergences subaériennes. Chaque cycle est composé de bancs de calcaires épais avec des faciès subtidaux à la base, passant à des bancs relativement minces avec des faciès intertidaux et rarement supratidaux. Les dépôts de la zone subtidale comprennent des faciès indiquant soit (i) des dépôts de lagon ouverts, représentés par un rudstone oncolithiques avec divers bioclastes, dans une texture wackestone à bivalves de *Lithiotis* et packstone à péloïdes (6a-d et f7a-c), soit (ii) des faciès de lagon restreints, caractérisés par une faune rare et représentée par des calcaires à oïdes-péloïdes de texture packstone mélangés avec de matériel terrigène abondant (quartz), répartis de manière aléatoire dans toute la coupe (f 5a).

Les faciès intertidaux à supratidaux sont représentés soit par des dépôts de tidal-flats de basse énergie, montrant des rares gypses dans certains endroits, soit par des dépôts de plage (*beachrocks*) indiquant une énergie forte. Les deux impliquent une tendance régressive (*shallowing-upwards*) et donc un remplissage complet de l'accommodation.

IV.2- Annina Boudjellil cycles

IV.2.1- Cycles subtidaux asymétriques.

Ce type de cyclicité est prononcé dans la partie nord de l'Annina Boudjellil (A.B.I), avec une succession de 5 cycles d'épaisseur variant entre 2 et 4 m montrant une tendance régressive (*shallowing-upwards*) dans la zone subtidale (Fig. IV-8, 9). La partie inférieure de chaque cycle est formée par des calcaires oncolithiques rudstone emballés au sein de faciès à texture packstone à péloïdes et oïdes, développée dans un environnement de lagon à circulation ouverte (F6 a).

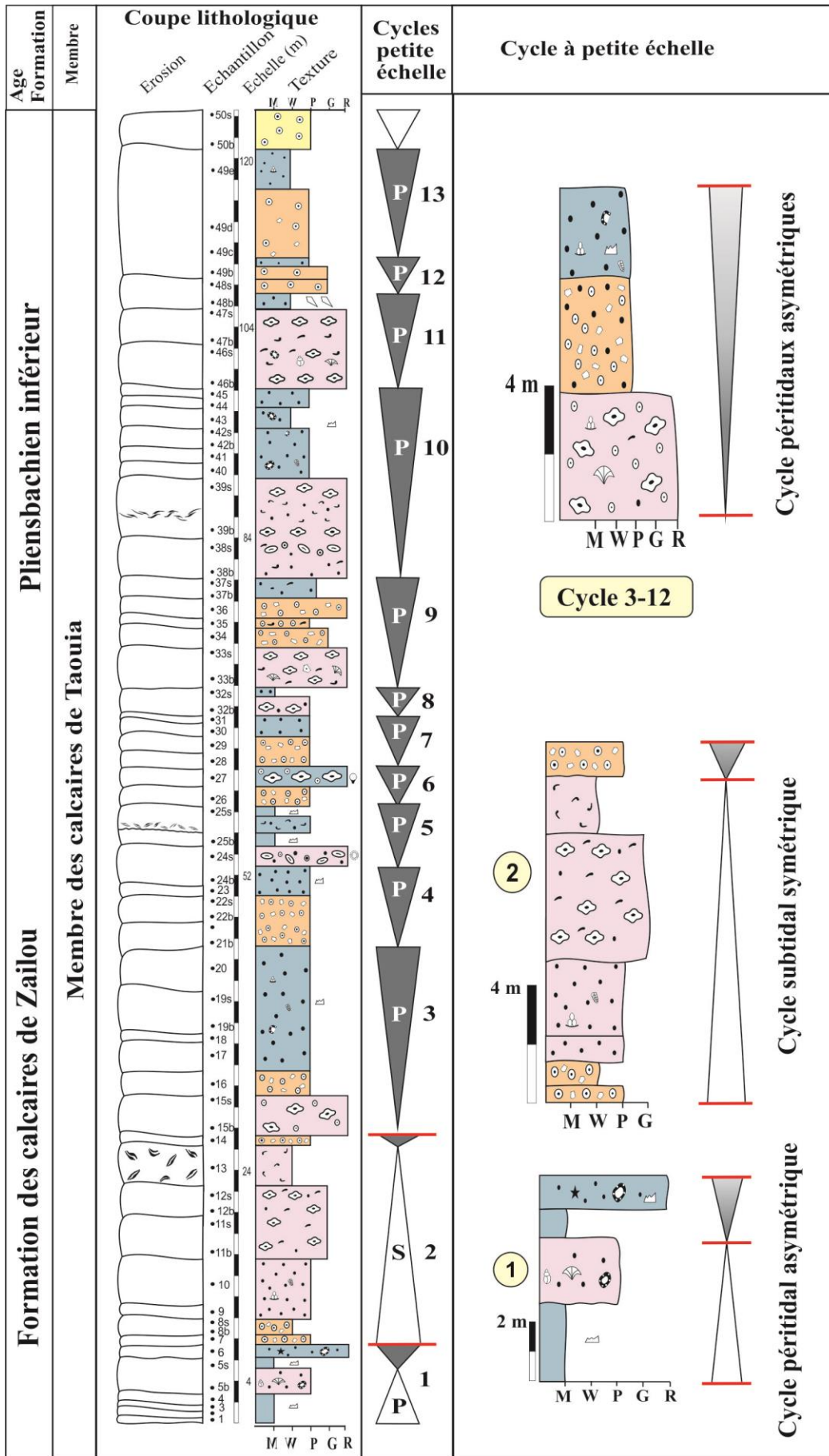


Fig. IV-7 : Cycles caractérisant la coupe de Ras El Manara.

La deuxième partie, déposée sur une surface d'érosion découpant la précédente est constituée soit d'un grainstone à oïdes mal classés, indiquant la transition entre et le lagon distal (F9a), soit les oïdes sont bien triés et représentent un dépôt de hauts-fonds (*shoal*) (F8 a et b). Dans les deux autres coupes, cette cyclicité n'est pas évidente, et les faciès oncolithiques apparaissent sous forme de bancs minces s'intercalant entre des bancs de calcaires épais à oïdes bien classés de hauts-fonds (*shoal*) (Fig. IV-9).

IV.2.2- Cycle péritidal asymétrique.

Le troisième cycle (4 m) de la coupe A.B.I correspond à la *séquence-standard* (*sensu* Schlager, 2005) (Fig. IV-8, 9). Il présente les mêmes faciès lagunaires caractérisant cette coupe (f6a, f9b), mais est coiffé d'une longue surface d'émersion subaérienne, représentée par une mince croûte rouge lenticulaire (Fig. II-9).

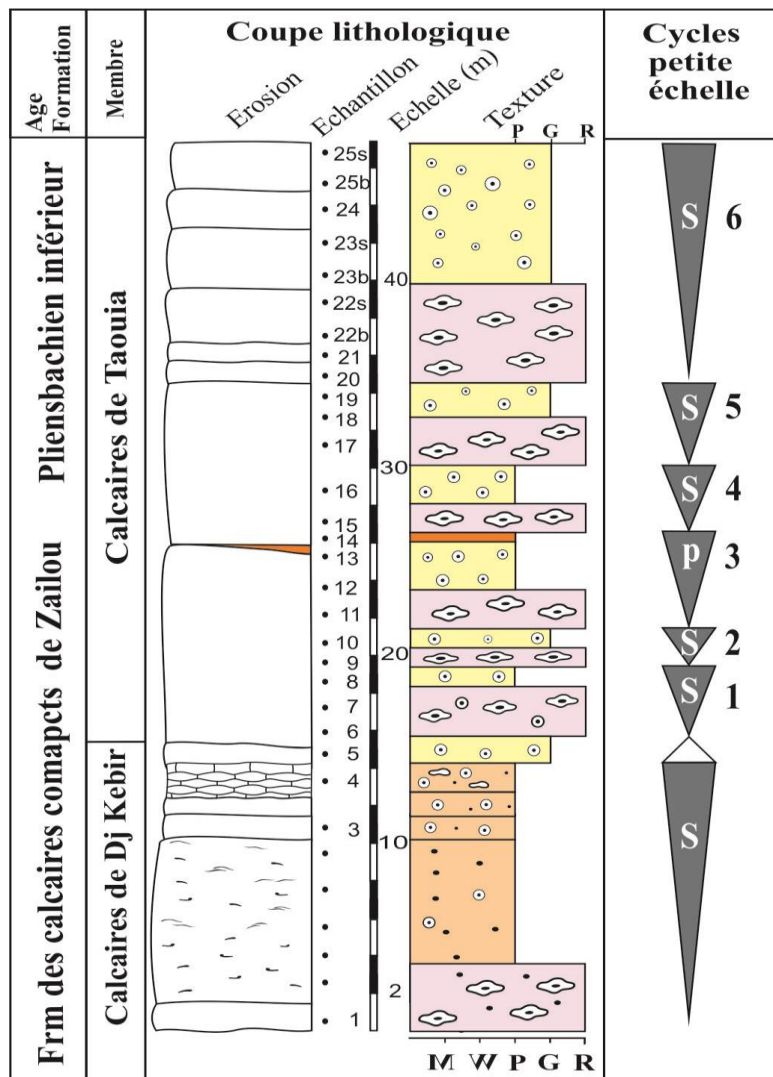


Fig. IV-8 : cycles caractérisant la partie nord de l'Annina Boudjellil (coupe A.B.I)

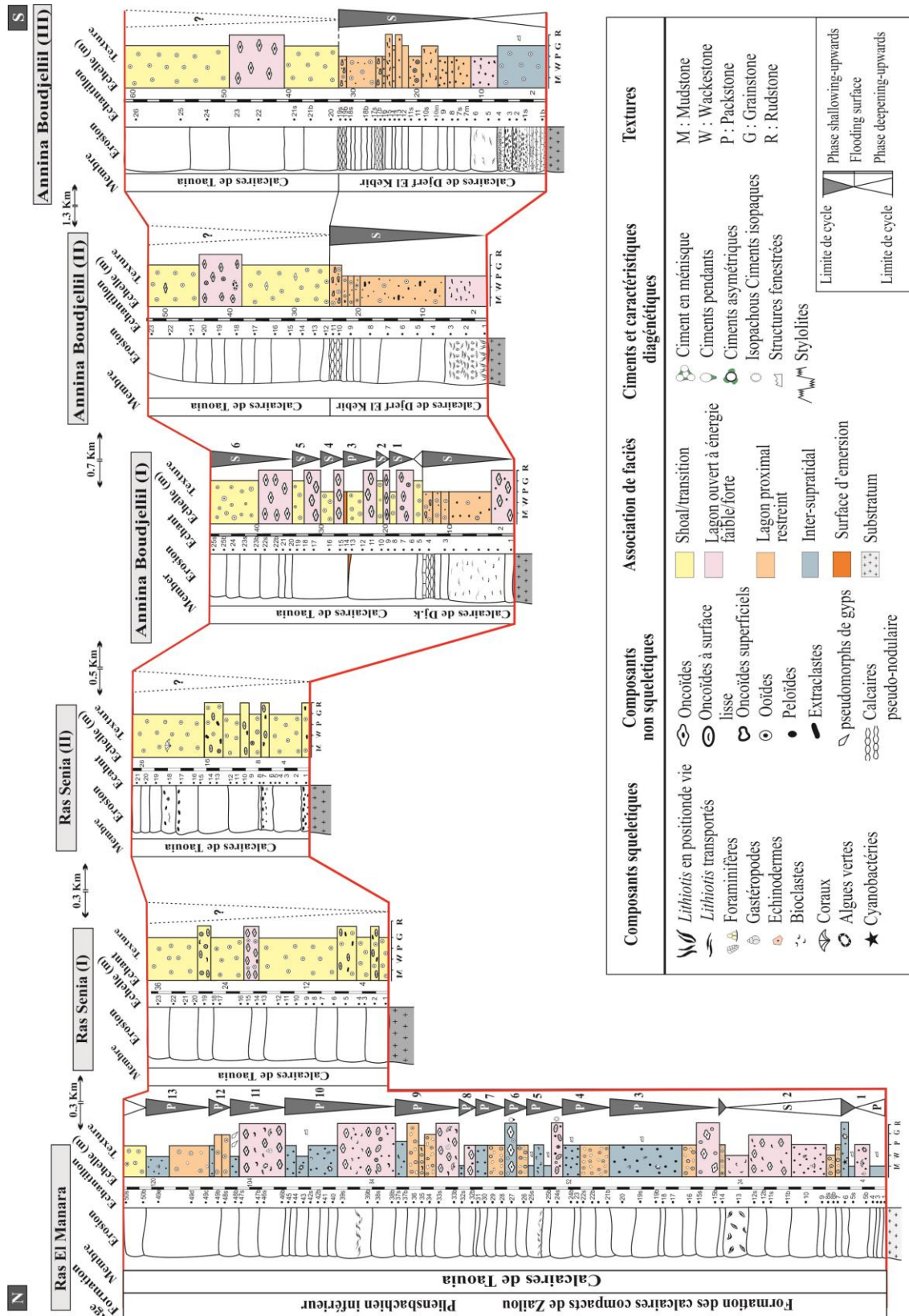


Fig. IV-9 : Distribution des cycles rencontrés dans le secteur d'étude

V- APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE A LA PREDICTION DE LA CYCLICITE

V.1- Données des isotopes stables

Nous mesurons les isotopes stables du carbone et de l'oxygène à partir des échantillons de roche totale (*bulk rock*), faisant partie de trois coupes R.M, A.B.I et A.B.II (Fig. IV-10). Les mesures ont été réalisées afin d'évaluer son signal isotopique dans les différents environnements sédimentaires, surtout pour les niveaux riches en micrites, qui pourraient enregistrer les événements sédimentaire (Joachimski, 1994), et par conséquent confirmer les cycles trouvés.

À l'exception de quelques échantillons du faciès inter-supratidal, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont relativement constantes comprises entre +0,1 ‰ et +2,4 ‰, avec une valeur moyenne de +1,3 ‰. Les faciès des hauts-fonds (*shoals*) du membre des "Calcaires de Taouia" à Annina Boudjellil se caractérisent par les valeurs les plus élevées (valeur moyenne : +1,4 ‰). Les dépôts de lagons restreints et ouverts montrent des valeurs légèrement inférieures à celles du haut-fond (valeur moyenne : +1,2‰), mais sans tendances distinctes. Neuf valeurs négatives ont été enregistrées ; sept à la coupe de Ras El Manara (R.M) et deux à la première coupe de l'Annina Boudjellil (A.B.I). La valeur la plus négative est de -4,6 ‰. Toutes les valeurs négatives que nous avons mesurées provenaient des dépôts inter-supratidaux (excepté une valeur mesurée au niveau de la barrière au-dessous de la surface émergée).

Les valeurs isotopiques de l'oxygène sont toutes négatives (Tableau. 2 ; Fig. IV-10), variant entre -4,6 ‰ et -10,1 ‰, avec une valeur moyenne de -5,9 ‰. La valeur la plus négative de -10,1 ‰ a été mesurée au niveau de la surface émergée (Fig. II-9).

V.2- Interprétation des isotopes stables

- Isotopes d'oxygène

Les valeurs d'isotope d'oxygène du carbonate de calcium de la roche totale sont difficiles à interpréter car elles dépendent à la fois de la composition isotopique de l'eau de mer et de la température de l'eau dans laquelle la précipitation de carbonate a eu lieu. En outre, ils sont généralement altérés par la diagenèse, car les fluides interstitiels contiennent toujours de grandes quantités d'oxygène (dans leurs molécules d'eau), ce qui pourrait facilement altérer la signature isotopique de la roche totale. Par conséquent, les valeurs d'isotope de l'oxygène ne doivent pas être utilisées pour les reconstructions

paléoenvironnementales et la prédiction des cycles (Weissert *et al.*, 2008). De ce fait, les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées dans la présente étude ne sont pas considérées comme représentatives de l'eau de la mer jurassique, mais reflètent plutôt une surimpression diagénétique.

- Isotopes de carbone

Contrairement aux valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des roches carbonatées sont généralement moins diagénitiquement modifiées car, dans de nombreux cas, le système diagénétique est plus ou moins fermé pour le carbone (*rock-buffered*) et les fluides interstitiels contiennent une faible quantité du carbone qui peut changer la composition isotopique de la roche. Par conséquent, $\delta^{13}\text{C}$ peut être utilisé comme indicateur de la composition isotopique de l'eau de mer ambiante.

Faciès inter-supratidaux.

Les faciès inter-supratidaux étudiés montrent un mélange de valeurs positives et négatives de $\delta^{13}\text{C}$. 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). À l'Annina Boudjellil, la valeur d'isotope de carbone la plus basse (-3,2 ‰) est enregistrée au niveau de la croûte mince rouge représentant une surface d'émergence (Fig. II-9 C, D). Les valeurs négatives du $\delta^{13}\text{C}$ indiquent qu'ils se sont formés en zone vadose météorique, probablement sous un horizon de sol riche en matière organique au travers duquel l'eau se serait enrichie en ^{12}C . Ces valeurs donc pourraient refléter l'impact de la diagenèse météorique, qui a changé $\delta^{13}\text{C}$ vers les valeurs négatives (*e.g.*, Al-Aasm & Veizer 1986; Andrieu *et al.*, 2018). Le banc sous-jacent a également une valeur négative de carbone (-0,4 ‰), contrairement au reste des bancs (*shoals*) qui montrent les valeurs les plus élevées dans cette étude. La durée de l'exposition subaérienne est le facteur le plus important déterminant l'ampleur de l'altération diagénétique (Allan & Mathews, 1982 ; Joachimski, 1994 ; Christ *et al.*, 2012). De ce fait, le CO_2 isotopiquement léger avait suffisamment de temps pour pénétrer durant l'exposition subaérienne en modifiant les compositions isotopiques de carbone de ce banc à des valeurs faibles négatives (Fig. IV-9). Les isotopes d'oxygène fortement négatives de cette surface d'émergence (-10,1 ‰) et du banc sous-jacent (-8,4 ‰) confirment que l'exposition a duré suffisamment longtemps pour permettre la recristallisation des

carbonates précipités dans un environnement météorique isotopiquement léger (Tucker & Wright, 1990 ; Marquillas *et al.*, 2007 ; Brigaud *et al.*, 2018).

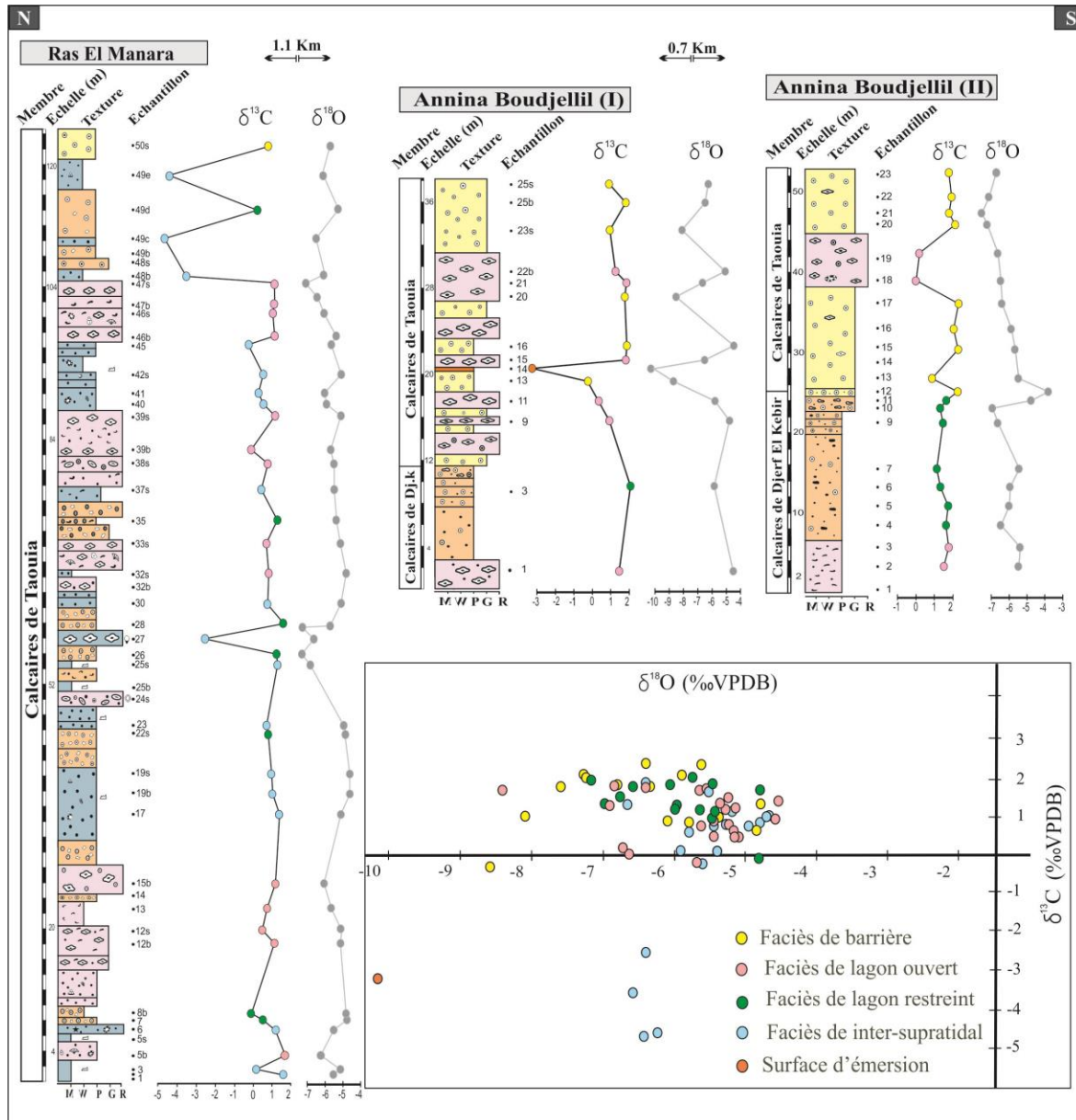


Fig. IV-10 : Composition de carbone et d'oxygène de la roche totale

Dans la coupe de Ras El Manara, une valeur négative de $\delta^{13}\text{C}$ (-2.5‰) a été enregistrée dans un banc (*beachrock*) (Fig. II. 6). Les ciments microstalactitiques indiquent une diagenèse vadose qui aurait pu avoir lieu dans des conditions climatiques humides (Flügel, 2010). En conséquence, les eaux météoriques, en provenance du continent, pourraient ajouter du CO_2 avec de faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, résultant de la décomposition de la matière organique (Joachimski, 1994 ; Christ *et al.*, 2012).

Le sommet des trois derniers bancs affiche les plus négatives valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ (-3,5 ‰, -4,5 ‰ et -4,6 ‰). Ces bancs présentent de rares cristaux de gypse (Fig. II.4E). Par

conséquent, ils pourraient indiquer un environnement supratidal très peu profond ou environnement vadose-continentale développé dans un climat aride et dans des conditions sèches (Flügel, 2010 ; Christ *et al.*, 2012), favorisant une forte évaporation, par conséquent un assèchement intense. Cette hypothèse n'est pas valable pour notre modèle, car, dans de telles conditions arides, les pluies rares empêchent la formation de sols, à partir desquels la matière organique peut entraîner des valeurs négatives du carbone $\delta^{13}\text{C}$ (Christ *et al.*, 2012). En outre, même si nous supposons l'existence d'une saison humide dominée par la pluie et capable d'ajouter du CO_2 avec de faibles valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ à partir du continent, le gypse serait dissous pendant la saison des pluies et non conservé tel quel. De ce fait, il est fort probable que le gypse soit diagénétique, et dans ce cas et s'est formé tardivement pendant l'enfouissement.

Ces valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ sont combinées avec des valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$, ce qui pourrait indiquer une recristallisation dans un système ouvert dans des fluides météoriques (Da Silva & Boulvain, 2008). Les bancs sous-jacents ces expositions subaériennes ne sont pas modifiés par voie pédogénique et maintiennent leurs valeurs $\delta^{13}\text{C}$ du lagon (Fig. IV-11), indiquant ainsi une durée intermédiaire ou temporaire d'exposition.

Même si les autres valeurs de la zone exposée sont positives (sauf pour une valeur de -0,2 ‰), elles montrent des valeurs légèrement inférieures à celles des dépôts lagunaires à chaque cycle (Fig. IV-11). Ces valeurs positives pourraient refléter une exposition très courte inhibant l'infiltration des eaux météoriques (Coimbra *et al.*, 2009), ou plutôt indique une précipitation dans la zone météorique vadose, qui s'est développée sans une couverture permanente du sol (Andrieu *et al.*, 2018), causant ainsi la décroissance de leur valeurs d'oxygène uniquement.

Faciès des lagons et Shoal

Selon Jenkyns *et al.*, (2002) et Price *et al.*, (2016), la composition isotopique en carbone des eaux marines de Pliensbachien inférieur (la zone *Ibex*) varie entre 0,5 et 2,5 ‰. Dans cette étude, les faciès des hauts-fonds et le lagon ouvert sont caractérisés par des valeurs positives, similaires aux valeurs publiées pour le Pliensbachien inférieur (Fig. IV-10). Par conséquent, les valeurs enregistrées reflètent probablement la valeur $\delta^{13}\text{C}$ originale ce qui suggère une précipitation des carbonates dans une solution marine, soit directement à partir de l'eau de mer, soit à partir des eaux interstitielles dérivées de la mer et s'accumulaient dans la partie supérieure de sédiments. Cependant, les valeurs négatives

$\delta^{18}\text{O}$, qui ne sont pas représentatives de l'eau de mer du Jurassique, indiquent que la recristallisation de la calcite pourrait avoir eu lieu dans des conditions d'enfouissement (e.g., Nemra *et al.*, 2019), ou à partir des fluides météoriques (Brigaud *et al.*, 2014), infiltrées durant les multiples émergences au niveau de la coupe de Ras El Manara, permettant ainsi de changer δ^{18} vers des valeurs négatives.

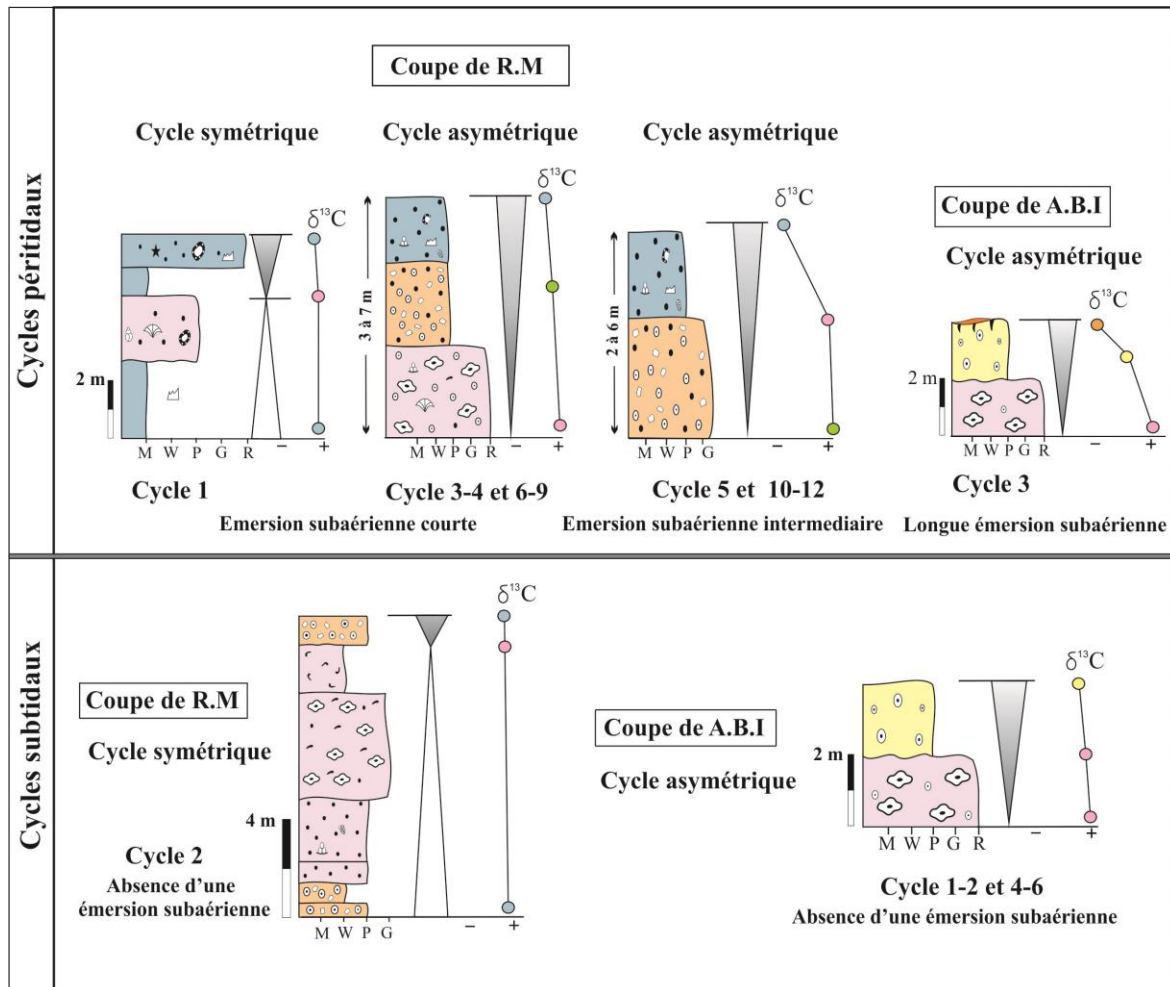


Fig. IV-11 : Types communs des cycles et caractéristiques des isotopes de carbone dans le secteur étudié

VI – CONTROLE DES CYCLES TROUVES DANS LE SECTEUR D'ETUDE

VI.1 – Possible contrôle eustatique ?

Bien que l'eustatisme joue un rôle mineur durant la période de chaude (*greenhouse*), les cycles Sinémurien-Pliensbachien développés dans le Haut-Atlas du Maroc sont interprétés comme étant principalement contrôlés par des forces orbitaux (Lehrmann & Goldhammer, 1999 ; Crevello, 1991). Cependant, les preuves communément utilisées pour déduire le contrôle eustatique ne sont pas trouvées ni dans la coupe levée au Maroc par Bosence *et al.*, (2009), ni dans le secteur étudié. Les cycles péritidaux et subtidaux sont

discontinus même sur une courte distance dans le même affleurement. Dans le massif d'Annina Boudjellil, qui s'étend sur une distance de 2 km, les cycles subtidaux enregistrés dans la partie nord ne sont pas corrélables et ne s'étendent que de quelques dizaines de mètres latéralement. En outre, les cycles péritidaux et subtidaux ont des épaisseurs variables et ne peuvent donc pas se former en réponse à des augmentations et des chutes successives du niveau marin relatif affectant toute la rampe avec la même amplitude. A l'échelle régionale et compte tenu des études antérieures menées dans les Monts de Traras par Ameur (1978), Benhamou (1983), Elmi *et al.*, (1999), et Ameur (1999), ainsi que dans toute l'Algérie de petits cycles corrélables de cet âge n'ont pas été enregistré (voir ci-dessus), ce qui exclut les variations de faible amplitude du niveau marin comme principal facteur expliquant la cyclicité observée. Néanmoins, la surface télescopée (*composite surface*), repérée au niveau de la coupe de Ras El Manara, grâce une étude diagénétique détaillée (chapitre III ; Fig. IV-14), et qui comporte des ciments phréatiques et vadoses, pourrait refléter une chute du niveau marin eustatique ou un soulèvement tectonique, entraînant l'émergence de la surface, après une inondation initiale. En outre, la croûte mince rouge lenticulaire qui apparaît au sommet d'un cycle péritidal (troisième cycle) à Annina Boudjellil indique une émergence subaérienne prolongée, observé sur terrain et confirmée par les données isotopiques du carbone (Fig. IV. 11). Cela pourrait indiquer aussi une chute eustatique mineure du niveau marin exposant uniquement des zones de haute altitude (shoal) (Desrochers & James, 1988) ou plutôt générée par un soulèvement tectonique (*e.g.*, Bosence *et al.*, 2009).

De telle longue émergence subaérienne a été observée au sommet de la "Formation de Zailou" (Benhamou, 1983). Les surfaces sommitales des cycles formant cette formation sont corrélables sur différents affleurements et corrélables à l'échelle régionale, partout dans les Monts Traras (Ameur, 1999 ; Elmi *et al.*, 1999). En outre, il pourrait correspondre au seul cycle d'origine eustatique (à grande échelle), s'il n'est pas induit par une subsidence régionale dans tout le bassin. En revanche, dans les cycles péritidaux et subtidaux enregistrés à petite échelle, l'impact eustatique n'est pas mis en évidence (mis à part le troisième cycle), ce qui favorise d'autres facteurs plus importants contrôlant les petits cycles enregistrés.

IV.2 – Possible contrôle tectonique ?

Comme indiqué ci-dessus, le rôle de la tectonique synsédimentaire dans les cycles de formation a été largement soulignée dans de nombreux travaux entrepris sur les plate-formes sinémuriennes (*e.g.*, Hamon & Merzeraud, 2008 ; Bosence *et al.*, 2009 ;

Bádenas *et al.*, 2010). Dans la littérature, l'étude sur 12 km de cycles sinémuriens continus dans le nord-est de l'Espagne, enregistre des cycles discontinus, qui se sont accumulés dans les zones de subsidence les plus élevées et dont l'épaisseur a changé latéralement (Bádenas *et al.*, 2009). Ces auteurs ont attribué l'origine de tels cycles discontinus à une subsidence irrégulière caractérisant la zone étudiée. Hamon & Merzeraud (2008) ont également suggéré la tectonique synsédimentaire pour contrôler le nombre et l'expression latérale des cycles, bien qu'ils supposent que l'eustatisme était le principal processus responsable de la formation des cycles sinémuriens dans le sud-est de la France (plate-forme des Causses).

Les dépôts du bassin des Traras durant le Pliensbachien inférieur sont caractérisés par des failles synsédimentaires générant trois zones de petits bassins orientés NE-SO, présentant une subsidence variable (Ameur, 1999 ; Fig. IV-12A). Cet auteur a mis en évidence de nombreuses caractéristiques synsédimentaires indiquant une instabilité tectonique au début du Pliensbachien. Il a invoqué la présence de fissures synsédimentaires, d'affaissements de structures et de failles synsédimentaires, qui auraient pu contribuer à la variation d'épaisseur et d'hétérogénéité de faciès entre les coupes.

Dans le massif d'Annina Boudjellil, de rares caractéristiques de la tectoniques synsédimentaires ont été observées (failles), ce qui donnait lieu des coupes montrant presque les mêmes épaisseurs ((Fig. IV-9). De ce fait, les cycles subtidaux discontinus enregistrés dans la première coupe (A.B.I) ne sont pas le produit d'une subsidence irrégulière affectant cet affleurement durant le Pliensbachien inférieur.

Dans la partie orientale du massif du Dahr Diss, les différences d'épaisseurs remarquables entre les coupes de Ras Sania (RS I et II) et de Ras El Manara (R.M) sur une petite distance (0,3 km) pourraient refléter un contrôle tectonique, car la variation des épaisseurs pourrait être générée par une subsidence différentielle, si le taux d'accumulation suit le taux de subsidence (Bádenas *et al.*, 2010). Dans telles circonstances, la topographie, héritée du substratum dévonien, aurait pu être réorganisée par une activité de faille synsédimentaire épisodique au début du Pliensbachien. Cependant, la rareté voire l'absence des indices de la tectonique synsédimentaire dans la zone étudiée mis en doute cette interprétation. Même le passage soudain du premier cycle péritidal au deuxième cycle subtidal ne reflète pas toujours un remplissage incomplet de la zone subtidale, en raison de l'équilibre entre l'accumulation et l'accommodation créé par la subsidence différentielle. L'absence de dépôts inter-supratidaux au sommet de ce deuxième cycle subtidal pourrait également s'expliquer par l'érosion avant le dépôt du cycle suivant (Lehrmann & Goldhammer, 1999) et n'a donc rien à voir avec les effets tectoniques synsédimentaires.

En outre, Hamon & Merzeraud (2008) ont conclu que la tectonique synsédimentaire à l'échelle régionale génèrait des cycles péritidaux déposés sur les horsts et des cycles subtidaux dans des grabens. Ces observations sont cohérentes avec l'étude d'Ameur (1978 ;1999) dans les Monts de Traras. Cet auteur a constaté que les cycles péritidaux s'accumuleraient dans les zones à faible subsidence (Maaziz et Sidi Boudjenane), tandis que les cycles subtidaux se formaient à Béni Michel caractérisait par une subsidence rapide (Fig. IV-12A), ce qui pourrait favoriser le contrôle tectonique des cycles à l'échelle régionale. Cependant, ces résultats contredisent ce que nous avons montré dans la présente étude ; les cycles péritidaux à Ras El Manara sont plus épais que les cycles subtidaux de l'Annina Boudjellil (Fig. IV-12B), ce qui indique leur accumulation dans la zone la plus subsidente du secteur étudié. Par conséquent, l'interprétation de contrôle des cycles par des failles synsédimentaires comme explication des cycles subtidaux *versus* péritidaux devrait être écartée ici, en particulier en l'absence de preuves solides des indices de la tectonique synsédimentaires dans les coupes étudiées.

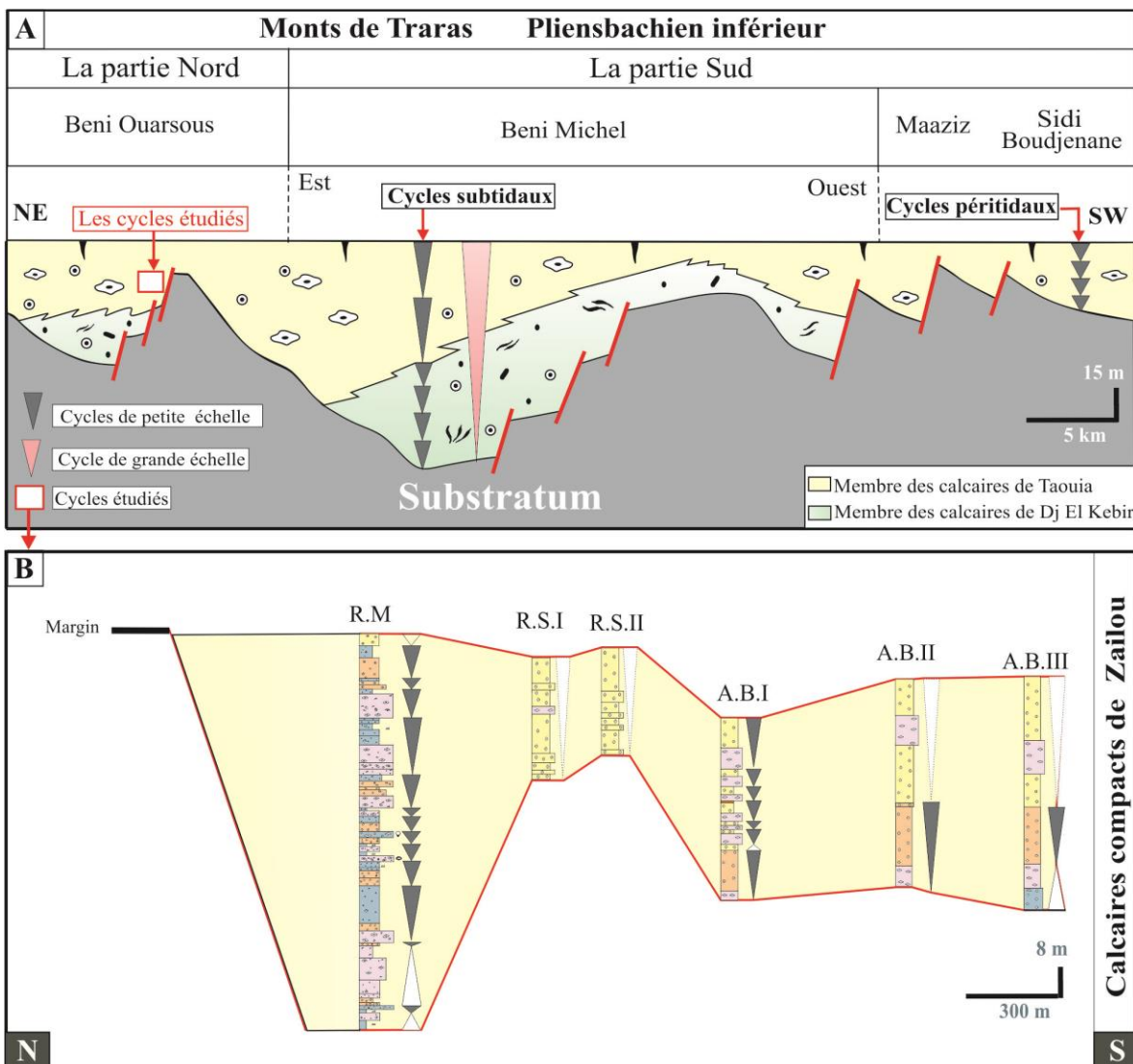


Fig. IV.12- A) Distribution des cycles péritidaux et subtidaux dans les Monts de Traras pendant le Pliensbachien inférieur (Ameur 1999). On voit que les cycles péritidaux s'accumulent au niveau des horsts, tandis que les cycles subtidaux se forment dans les zones les plus subsidentes (grabens). B) Par contre, au niveau du secteur étudié, les cycles péritidaux occupent la zone la plus subsidente pendant le Pliensbachien inférieur, alors que les cycles subtidaux sont plus minces et donc se sédimentent au niveau des zones élevées (horsts)

VI.3 – Contrôle majeur des processus d'autocyclicité.

En l'absence de preuves évidentes du contrôle des processus allocycliques comme mécanisme dominant contrôlant les cycles péritidaux et subtidaux, nous suggérons que les processus autocycliques exercent un contrôle majeur dans la zone étudiée (Fig. IV-13).

VI.3.1 – Massif de l'Annina Boudjellil.

Les cycles subtidaux caractérisant ce massif sont interprétés ici comme ayant été déposés en suivant le profil de dépôts à faible angle d'une rampe, ce qui les rend relativement profonds par rapport aux cycles péritidaux du Ras El Manara. Les deux types de cycles se sont développés au cours d'une période d'augmentation du niveau marin régional (Ameur, 1999), probablement à cause de pulsations tectoniques régionales liées à la propagation de la Téthys. Le massif de l'Annina Boudjellil est caractérisé dans sa partie sud par d'importants dépôts oolithiques du "Membre calcaire de Taouia" (coupes II et III), contrairement à sa partie nord, qui présente des alternances de cycles formés par des ooïdes et des oncoïdes. En fait, ces deux faciès peuvent se développer simultanément, proches l'un de l'autre. Les faciès oolithiques se multiplieraient dans la partie méridionale, plus proche des conditions de haute énergie et de la marge, tandis que les oncoïdes, qui indiquent une énergie relativement basse, se seraient accumulés dans la partie septentrionale, protégés par les dépôts de hauts-fonds. Par conséquent, la superposition de cycles subtidaux discontinus répétitifs pourrait être liée à la migration latérale des faciès de hauts-fonds au-dessus des dépôts lagunaires par les courants de tempête ou de marée (Fig. IV-13B). Ces courants pourraient transporter des sédiments du haut-fond (*shoal*) adjacent vers le lagon, ce qui a pour effet de maintenir la profondeur de l'eau faible en remplissant l'accommodation, et créant ainsi des cycles subtidaux à tendance ascendante (*shallowing-upwards subtidal cycles*). Cependant, ce modèle ne peut pas expliquer les parasequences, où les strates de milieu subtidale sont coiffées par de longues émergences subaériennes (Burgess, 2001). Par conséquent, la migration latérale des sédiments des bancs de cette barrière pourrait avoir interagi avec une chute mineure du niveau de marin, formant ainsi le seul cycle péritidal enregistré avec une longue exposition subaérienne localisée (Fig. IV-8), qui est contemporain à des faciès oncolithiques et oolithiques déposés latéralement (coupes

A.B.I.II et III). Les bancs minces d'oncoïdes enregistrées latéralement, qui sont intercalées entre les faciès des barrières oolithiques au sud (ABII et ABIII), pourraient refléter une baisse du niveau marin relatif et une progradation de lagon, ou indique simplement une migration latérale du haut-fond, mais pas assez prononcé comme dans la partie nord du massif.

VI.3.2 – Ras El Manara.

Comme expliqué ci-dessus, le contrôle tectonique n'était pas responsable des variations d'épaisseur observées entre les coupes Ras Sania (R.S I et II) et Ras El Manara (R.M). Les variations d'épaisseur reflètent des taux d'accumulation variables latéralement, mais pas nécessairement un taux de subsidence variable. Une épaisseur variable pourrait refléter uniquement une bathymétrie variable sur le paléotopographie sans l'influence d'une subsidence différentielle (Burgess, 2001), ce qui est cohérent avec les observations de terrain. À cet égard, il pourrait être intéressant de noter que la faille Dahr Diss (N50°), qui passe à côté de la coupe de Ras El Manara (Fig. II-2), était active pendant le Paléozoïque (Guardia, 1975 ; Aneur, 1999) se créait une bathymétrie variable sur le fond marin. Par conséquent, au début du Pliensbachien, la topographie élevée de Ras Sania favoriserait l'accumulation de dépôts minces, tandis que dans la région relativement plus subsidente de Ras El Manara, une succession de cycles péritidaux s'est accumulée (Fig. IV -13B). En l'absence de preuves solides de facteurs allogéniques, ces cycles péritidaux peuvent être interprétés comme étant générés par des processus autogéniques ; via la progradation des îles et du littoral, et sous une augmentation constante du niveau marin relatif. Ce modèle avait été initialement envisagé par Ginsburg (1971) et développé plus tard par Burgess *et al.*, (2001) et Burgess & Wright (2003).

Pendant la période d'augmentation du niveau marin relatif, les dépôts lagunaires de chaque cycle péritidal se déposent dans des conditions d'un milieu subtidal. Les courants de tempêtes et des marées peuvent transporter ces dépôts lagunaires vers le continent (*landwards*), à partir des zones subtidales peu profondes (*producing subtidal area*) vers les zones inter-supratidales (Ginsburg, 1971 ; Pratt & James, 1986 ; Wanless *et al.*, 1988). Par conséquent, les taux de dépôt dans les zones intertidales et supratidales sont les plus élevés du côté de la mer où les sédiments s'accumulent, entraînant une progradation vers le large, tandis que les zones situées derrière les îles intertidales et supratidales reçoivent peu ou pas de sédiments transportés (Fig. IV-6). Un nouveau cycle commence lorsque cette zone subsiste (enfonce) et redevient subtidal. Le modèle-type de Ginsburg trouve un appui dans

nos observations dans la zone étudiée et pourrait expliquer en partie la cause d'empilement des cycles péritidaux enregistrés. Cependant, ce modèle de base a été critiqué (Goldhammer *et al.*, 1993 ; Wright & Burchette, 1996), car il ne peut pas expliquer les variations d'épaisseur caractérisant les paraséquences et le cycle purement subtidal, comme celui enregistré dans la coupe de R.M. Quel paramètre donc, peut contrôler la variation d'épaisseur des cycles péritidaux et subtidaux développés au cours de la période de chaude et de synrift ?

IV.4- Contrôle des épaisseurs et des durées des cycles

Le nombre et l'épaisseur de parasequences développés dans un contexte de synrift sont généralement interprétés comme étant contrôlés par des mouvements de failles synsédimentaires, conduisant à une augmentation du niveau marin relatif et à des changements d'accommodation (De Benedict *et al.*, 2007). Cependant, cette interprétation n'est pas adoptée ici, en raison de l'absence de preuves tangibles de failles synsédimentaires dans la zone étudiée, comme indiqué ci-dessus. Goldhammer *et al.*, (1993) et Burgess (2006) ont invoqué des oscillations aléatoires du niveau marin pour expliquer la variation d'épaisseur de cycle générée par le modèle de Ginsburg, mais généralement pendant des périodes de glaciations. Cette interprétation est rejetée ici, tout simplement parce que des oscillations du niveau de marin relatif de faible amplitude, comme lors des périodes chaudes (*greenhouse periods*), donneraient lieu à des paraséquences verticalement ordonnées (même épaisseurs), générées par la progradation des rivages / îles (Burgess, 2006), ce qui n'est pas le cas ici.

Dans le modèle de progradation insulaire invoqué par Burgess *et al.*, (2001), l'épaisseur de paraséquence pourrait dépendre étroitement de la subsidence, de la productivité des carbonates et du taux de transport, sans aucun impact des fluctuations du niveau marin relatif (Burgess, 2001 ; Burgess *et al.*, 2001 ; Burgess *et al.*, Wright 2003). Ces auteurs ont constaté que la productivité et le taux de transport, qui sont à leur tour contrôlés par des facteurs climatiques (*e.g.*, les vents), pourraient jouer un rôle important dans la génération de cycles discontinus d'épaisseurs différentes. Une période de productivité élevée en carbonates et par conséquent de taux de transport élevé conduit à un taux de progradation élevé, ce qui augmente le nombre de cycles, mais diminue leur épaisseur. En revanche, un taux de transport plus faible conduit à des cycles plus épais, car la progradation du littoral met plus de temps à remplir l'espace d'accommodation, créé en permanence par l'augmentation du niveau marin relatif. En l'absence de preuves tangibles

permettant de déceler le contrôle tectonique dans la zone étudiée, le taux de transport des sédiments variant dans le temps, comme cela sera toujours le cas, sous l'effet d'une augmentation constante du niveau marin relatif, pourrait être une explication tout aussi plausible de l'épaisseur non uniforme des cycles péritidaux à Ras El Manara. Suivant ce modèle également, le seul cycle subtidal enregistré dans la coupe de Ras El Manara (2^{ème} cycle ; Fig. IV-8) pourraient se former en période de faible productivité et de taux de transport des sédiments, lorsque le niveau marin relatif dépasse le taux de production carbonatée (Burgess, 2001).

Ces cycles péritidaux sont limités par des surfaces d'émersions de différentes durées. Différentes durées de « hiatus » pourraient être contrôlées par le taux d'accommodation et de transport (Burgess *et al.*, 2001), donc il est difficile d'estimer les durées des cycles résultants. Si nous excluons la possibilité de mouvements de failles synsédimentaires, susceptibles de générer des différentes récurrences à différentes échelles de temps, des hiatus comme le montrent Burgess *et al.*, (2001) sont générés sur les flancs sous le vent des îles (*leeward sides*), caractérisés par un manque de sédiments et une absence de production *in situ* sur la zone intertidale. Par conséquent, les longues périodes d'émersion subaériennes (karsts) et les sols sont rarement développés, car les zones sous le vent des îles où les hiatus se développent sont en grande partie intertidales, et donc les émersions subaériennes sont limitées. Toutefois, en cas de taux de transport relativement élevé, le couvert supratidal pourrait se former au sommet de certains cycles. Cette interprétation semble plus appropriée pour nos observations sur terrain qui concordent les données isotopiques. Les cycles péritidaux, qui présentent au sommet des valeurs négatives de carbone, forment les cycles les plus minces de la coupe de Ras El Manara. Ils pourraient donc refléter le taux de transport des sédiments le plus élevé, remplissant rapidement les espaces d'accommodation et laissant le temps aux matières organiques du sol de pénétrer au moins dans la partie supérieure du cycle, avant le début de la prochaine hausse du niveau marin relatif.

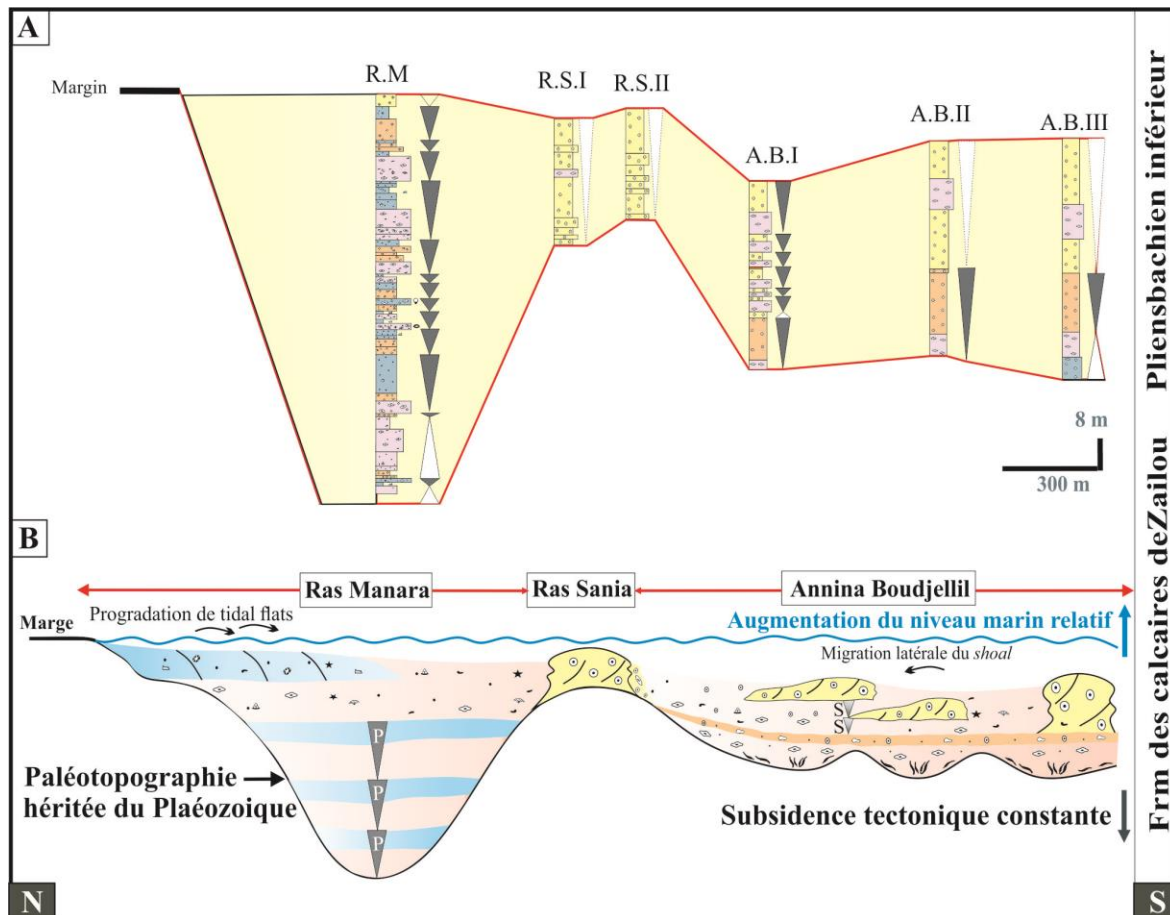


Fig. IV-13 : Mode de formation proposé pour les cycles péritidaux et subtidaux rencontrés dans le secteur d'étude.

IV.5- Comparaison avec les études des régions voisines

Des études antérieures (Hamon & Merzeraud, 2008 ; Bádenas *et al.*, 2009 ; Bosence *et al.*, 2009) ont souligné le fort impact de la tectonique sur le contrôle de cycles discontinus similaires se développant dans des conditions de synrift et de périodes chaudes. À l'échelle régionale, cette interprétation pourrait être adoptée, car les mouvements de faille au début du Pliensbachien seraient le principal paramètre responsable de la distribution des paléoenvironnements et de l'épaisseur des cycles dans les Monts de Traras. Cependant, nous avons montré que le taux de transport des sédiments pouvait jouer un rôle important dans le contrôle de la variation d'épaisseur et de la durée des cycles générés durant une augmentation constante du niveau marin relatif. En l'absence de caractéristiques tectoniques créant une accommodation, comme dans notre secteur d'étude, une telle interprétation, qui suit Burgess (2001), Burgess *et al.*, (2001) et Burgess & Wright (2003) représentent une alternative plausible, même pour les cycles développés dans un contexte de synrift.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS

Au terme de cette thèse, l'évolution tectono-sédimentaire de la succession carbonatée des deux massifs en question (coupe RM et AB) fait appel à plusieurs approches : sédimentologique (faciès et microfaciès), diagénétique et séquentielle.

- **Sur le plan paléoenvironnement sédimentaire**, l'analyse sédimentologique des coupes de Pliensbachien inférieur procédée dans deux massifs situés dans les Monts Traras (Nord-Ouest de l'Algérie) a permis de distinguer vingt-trois faciès, regroupés en cinq associations de faciès répartis entre l'inter-supratidal, le lagon restreint, le lagon ouvert, le haut-fond, la transition entre un haut-fond et un lagon distal). Ils se sont développés au sein d'une rampe interne, au-dessus de la limite des actions des vagues de beau-temps (LAV).

- **Sur le plan diagénétique**, les caractéristiques pétrographiques (ciments précoces et tardive) et chimiques des différentes phases diagénétiques sont étudiées par l'apport de la cathodoluminescence (CL) et les caractéristiques isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$). Ces phases diagénétiques sont présentées dans leur interprétation en termes d'environnements diagénétiques appropriés et la nature des fluides parents. Les caractéristiques isotopiques ont permis de mettre en évidence quatre types de discontinuités

La première discontinuité correspond à une *surface d'émersion* limitant plusieurs cycles dans la coupe de Ras El Manara. Elle est documentée par des ciments en ménisques micritiques, associés à des structures fenestrées et des ciments pendants. Sous CL, ils présentent une luminescence orange. Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur la roche totale, ainsi que sur les ciments ont montré des valeurs négatives du $\delta^{18}\text{O}$, accompagnés avec des valeurs positives et négatives du $\delta^{13}\text{C}$. Ceux-ci indiquent que ces types de discontinuités ont été formés dans un environnement diagénétique : inter-supratidal météorique, parfois sous un horizon de sol riche en matière organique, aboutissant à des valeurs négatives du carbone. Cependant, la couleur orange des ciments en ménisques micritiques, suggèrent une recristallisation minéralogique dans des conditions semi-restreints lors de l'enfouissement, permettant ainsi l'incorporation du Mn^{+2} , et rabaisser $\delta^{18}\text{O}$ vers des valeurs négatives.

La deuxième *surface d'émersion* présente des ciments pendants (microstalactitiques) au sommet du cycle 6. Ces ciments présentent des valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ et des valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$, et sont non-luminescents sous CL. Ceci indique que cette discontinuité

CONCLUSIONS GENERALES

s'est formée ou recristallisée dans la zone vadose météorique (inter-supratidal) oxydante, empêchant l'incorporation du Fe^{+2} et Mn^{+2} dans le réseau cristallin de la calcite.

Surfaces de hard-firmground est formée par (i) de larges cristaux de ciments radiaxial fibreux au niveau de Annina Boudjellil. Ces ciments sont non-luminescence entourés par une bande à luminescence orange. Les valeurs isotopiques du carbone et de l'oxygène qui sont proches de celles caractérisées la mer Pliensbachienne, indiquent leur précipitation en LMC directe à partir des eaux marines. La bande orange indique le début des conditions d'enfouissement permettant l'incorporation du Mn^{+2} : (ii) Les ciments isopaques fibreux qui sont prépondérant au niveau de Ras Sania et aussi Annina Boudjellil forme aussi des substrats marins durs. Ils sont généralement associés avec une sparite précoce. Les deux non luminescence et montrent des valeurs négatives de l'oxygène, ceci indique une recristallisation (HMC-LMC) dans des conditions bien oxygénés, probablement dans la zone météorique.

Une *surface composite ou télescopée* qui a une histoire complexe et polyphasée. Elle montre à la fois des ciments marins et des ciments subaériens. Les ciments marins correspondent à des ciments isopaques et des ciments asymétriques. Ils sont fibreux, non-luminescents sous CL, et montrent des valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ associés avec des valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$. Ces caractéristiques suggèrent leur précipitation dans un milieu marin de subtidal en formant un *firm-hardground*, mais qui ont subi postérieurement une recristallisation dans la zone météorique bien oxygénée, en diminuant le $\delta^{18}\text{O}$ vers des valeurs négatives. Cette discontinuité est emmenée après à l'émersion, ce qui aboutissait à la formation de la micrite géopétale et des ciments anisopaques en "dents de chien". La couleur orange vive de la micrite ainsi que les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ indiquent une recristallisation durant l'enfouissement.

La diagenèse mésogénique a été identifiée, grâce aux CL et la géochimie des isotopes stables et a permis de donner deux générations de ciments. La première génération montre une couleur brunâtre puis orange vive indiquant un changement des conditions réductrices permettant l'incorporation du Fe^{+2} et Mn^{+2} . La deuxième phase montre une luminescence brunâtre reflétant des conditions devenant de plus en plus réductrices au fur et à mesure de l'enfouissement.

CONCLUSIONS GENERALES

Un ciment particulier a été mis en exergue dans la zone phréatique. Il s'agit d'un ciment asymétrique. Des lames minces de la coupe de Ras El Manara révèlent des ciments qui ressemblent à première vue à des ciments pendants et gravitationnels. Cependant, ces ciments asymétriques fibreux (CAF) sont orientés dans des directions différentes, localement même vers le haut, et se développent sur les flancs du grain des ooïdes, des oncoïdes et des bioclastes vers les centres des pores, excluant toute croissance dans des conditions vadoses. Ces ciments n'ont jamais été décrits dans d'autres coupes.

Une étude pétrographique (microscope polarisant, cathodoluminescence) ainsi que des données isotopiques indiquent une précipitation de CAF dans la zone phréatique marine. Une hypothèse est proposée en supposant qu'un fort flux de fluide interstitiel horizontal dans la zone phréatique marine, probablement induit par les marées, serait responsable de la précipitation de CAF, qui se déposera ou se régénère sur les grains exposés et se développera de préférence vers le centre des pores.

Les côtés du grain, proches du centre des pores, où la vitesse d'écoulement est la plus élevée, reçoivent le plus de CaCO_3 traversant les pores et présentent donc le ciment le plus épais. En revanche, dans les zones relativement protégées situées au bord des pores ou dans les petits pores, ces ciments asymétriques sont minces, voire absents, en raison du flux d'eau interstitielle plus ou moins stagnant.

En termes de stratigraphie séquentielle, les ciments pendant asymétriques se forment généralement près du sommet de la séquence lors d'une émergence subaérienne, alors que les ciments asymétriques décrits ici, des surfaces immergées lithifiées, et pourraient représenter une surface régressive maximale ou une surface inondable maximale. De ce fait, en particulier dans les échantillons ne montrant que quelques ciments asymétriques, des observations très minutieuses sont nécessaires pour éviter les erreurs d'interprétation. Par conséquent, les termes « pendant », « microstalactitiques » et « ciment gravitationnel » ne devraient être utilisés que si un nombre suffisant de tels ciments est observé ou si au moins la zone vadose est confirmée de manière indépendante par la présence d'autres indices tels que des ciments en ménisques. L'expression « ciments asymétriques » n'est pas donc synonyme de ciments pendants, mais comprend tous les types de ciments non isopaques formés dans une zone vadose ou phréatique.

CONCLUSIONS GENERALES

- *Sur le plan séquentiel*, la succession carbonatée de la "Formation des Calcaires compacts de Zailou", s'organise en plusieurs types de cycles à petite échelle. La coupe de Ras El Manara est caractérisée par (i) des cycles péritidaux symétriques ; (ii) cycle subtidal symétrique, et (iii) cycles ascendants péritidaux asymétriques, alors que dans la partie nord du massif du Annina Boudjellil (coupe I), les cycles subtidaux asymétriques dominant et qu'un seul cycle péritidal a été mis en évidence. Tous les cycles sont discontinus et d'épaisseurs variables. Ils ne sont pas corrélables à d'autres secteurs des Monts de Traras et ne présentent pas des émerSIONS subaériennes anormales (prolongées) sur le faciès subtidaux (sauf pour un cycle).

Les cycles subtidaux asymétriques dans le massif de l'Annina Boudjellil, qui sont représentés par l'alternance des faciès oolithiques et oncolithiques, sont interprétés comme résultant de la migration latérale des (*shoals*) sur les dépôts lagunaires. On pense que cette progradation latérale a été contrôlée par les courants de marée ou de tempête. Une combinaison d'une oscillation relative du niveau de la mer de faible amplitude avec une migration latérale du haut-fond aurait pu générer le seul cycle péritidal montrant une longue émerSION subaérienne des strates subtidaux.

Il est proposé que les cycles péritidaux à Ras El Manara aient été générés par des processus autocycliques, par progradation des dépôts de l'intertidal et supratidal sur des dépôts lagunaires. Au cours d'une période de montée constante du niveau marin, un espace suffisant d'accommodation a été créé pour permettre aux faciès de lagons de se déposer dans des conditions de subtidale. Par la suite, la progradation des dépôts intertidales-supratidales ont comblé graduellement le reste de l'accommodation. Ceci a provoqué un hydrodynamisme élevé accompagné d'une production carbonatée très faible voire nulle, et dans des conditions très propices pour la formation des surfaces d'émerSIONS (discontinuités), fréquemment influencées par les eaux météoriques. La surface *composite* (banc 24), par contre, ne pourrait pas refléter une origine autogénique. La superposition des ciments phréatiques et des ciments subaériens enregistrés dans la même discontinuité indique absolument une origine allocyclique. Elle s'est formée soit par une légère chute du niveau marin eustatique, soit un léger soulèvement tectonique aboutissant à l'émerSION et à une influence remarquable de la diagenèse météorique, favorisée surtout pendant un climat humide.

CONCLUSIONS GENERALES

Les mouvements des failles au début du Pliensbachien seraient probablement le facteur principal responsable de la répartition des paléoenvironnements et de l'épaisseur des cycles à petite échelle à l'échelle régionale dans les Monts Traras. Cependant, en l'absence de preuves solides permettant de révéler le contrôle tectonique dans la zone étudiée, le taux de transport des sédiments pourrait exercer un contrôle majeur sur la variation de l'épaisseur et de la durée des cycles enregistrés, même s'ils ont été développés dans un contexte régional de synrift.

Tous ces cycles à petite échelle ont été développés en un cycle continu (troisième ordre) bien exprimé dans toutes les Monts du Traras. L'accommodation requise pour le dépôt de ce cycle continu à grande échelle est suggérée par des impulsions tectoniques extensives régionales, qui coïncident avec l'évolution tectono-sédimentaire des Monts de Traras pendant le Pliensbachien.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

Références bibliographiques

- ADAMS, RD., GROTZINGER, J.P (1996)** Lateral continuity of facies and parasequences in middle Cambrian platform carbonates, Carrara Formation, southeastern California, U.S.A. *J. Sediment. Res* 66: 1079–1090
- ADYATAR, R (1992)** Les calcaires compacts de Zailou des Traras méridionaux et septentrionaux (Algérie occidentale) : sédimentation et diagenèse. *Mém. Magist. Univ. Oran*, 85p
- AISSAOUI, D.M (1988)** Magnesian calcite cements and their diagenesis: dissolution and dolomitization, Mururoa Atoll. *Sedimentology* 35: 821–841.
- AISSAOUI, D.M, PURSER, B.H (1983)** Nature and origins of internal sediment in Jurassic limestones of Burgundy (France) and Fnoud (Algeria). *Sedimentology* 30: 273–289.
- AL-AASM, VEIZER., J (1986)**, Diagenetic stabilization of aragonite and low-Mg calcite, II. Stable isotopes in rudists. *J. Sediment. Pet* 56: 763–770.
- ALLAN, J.R., MATTHEWS, R.K (1982)** Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology* 29: 797–817.
- ALSHARHAN, A., MAGARA, K (1995)** Nature and distribution of porosity and permeability in jurassic carbonate reservoirs of the Arabian Gulf basin. *Facies* 32: 237–253.
- AMEUR, M (1999)** Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud-Téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen: *Doc. Lab. Géol. Lyon, France*, 399P.
- AMEUR, M., ELM, S (1981)** Relations spatio-temporelles entre « ammonitico-rosso », calcaires à « zoophycos » et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie occidentale). In Farinacci A. et Elmi S. (éd). *Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza edit., Roma*, 9–25.
- AMIEUX, P (1982)** La cathodoluminescence : méthode d'étude sédimentologique des carbonates. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 6, 2: 437–483.
- ANDRIEU, S., BRIGAUD, B., BARBARAND, J., LASSEUR, E (2017)** Linking early diagenesis and sedimentary facies to sequence stratigraphy on a prograding oolitic wedge: The Bathonian of western France (Aquitaine Basin). *Mar. Petrol. Geol* 81: 169–195.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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* 65(2):360–399.
- ANDRIEUX, S (2017)** Lien entre diagenèse de discontinuités, facies sédimentaire et stratigraphie séquentielle : exemple de la plateforme carbonatée de l'Ouest de la France (Aalénien-Oxfordien). *Thèse. Doct. Univ. Dijon*, 445p.
- BADENAS, B., AURELL, M., BOSCECE, D (2010)** Continuity and facies heterogeneities of shallow carbonate ramp cycles (Sinemurian, Lower Jurassic, North-East Spain). *Sedimentology* 57 : 1021–1048
- BASSOULLET, J.P., BENEST, M (1976)** Microfaciès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des depots carbonates inter et supracotidaux du Lias du Sidi Yahia Ben Sefia. *Bull. Serv. Geol. Algérie*. 45: 35–6
- BATES, R., BRAND, U (1990)** Secular variation of calcium carbonate mineralogy; an evaluation of ooid and micrite chemistries. *Geologische Rundschau* 79: 27–46.
- BATHURST, R.G.C (1966)** Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geol. J* 5: 15–32
- BELKHEDIM, S (2013)** Cyclicité a haute fréquence des tidalites calcareo-dolomitique de la coupe de sidi Jbeur a Sra Abdelkader (Ouarsenis, Algérie Nord-Ouest). *Mém. Master*, 44p.
- BELKHEDIM, S., JAROCHOWSKA, 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). *J. Sediment. Res, in press*.
- BELKHEDIM, S., MUNNECKE, A., BENHAMOU, M., NEMRA, A., SADJI, RADOUANE (2019b)** Challenging asymmetric cements as indicators of vadose diagenesis : “Pseudo-gravitational” cements from the lower Pliensbachian of the Traras Mountains in NW Algeria: *Facies*, 65(12): <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0554-7>
- BENEST, M (1971)** Importance des mouvements de coullissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemecen, Algérie). *Bull. Soc. nat. Afr. Nord, Algérie*. 62 : 21–38.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BENHAMOU, M (1983)** Stratigraphie et milieux de dépôts du jurassique inférieur et moyen des Béni-ouarsous et des Béni-khallad (Massif des Traras, Oranie w). *Thèse. Doct 3^{ème} cycle, Univ. Oran*, 168P.
- BENHAMOU, M (1996)** Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. *Thèse. Doct. Univ. Oran*, 434 p.
- BERNER, R.A., WESTRICH, J.T., GRABER, R., SMITH, J., MARTENS, C.S (1978)** Inhibition of aragonite precipitation from supersaturated seawater: a laboratory and field study. *Am. J. Sci* 278: 816–837.
- BLEICHER, G (1881)** Recherche sur le Lias supérieur et l'Oolithe inférieure de la province d'Oran. *A.F.A.S., Congr. Alger* , 584–590.
- BOSENCE, D., PROCTER, E., AURELL, M., BEL KAHLA, A., BOUDAGHER-FADEL, M., CASAGLIA, F., CIRILLI, S., MEHDIE, M., NIETO, L., REY, J., SCHERREIKS, R., SOUSSI M., WALTHAM, D (2009)** A dominant tectonic signal in high-frequency, peritidal carbonate cycles? A regional analysis of Liassic platforms from Western Tethys. *J. Sediment. Res* 79: 389–41
- BRETT, CE., BROOKFIELD, M.E (1984)** Morphology, faunas and genesis of Ordovician hardgrounds from southern Ontario, Canada. *Palaeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 46: 233–290.
- BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.F., VINCENT, B., PUCÉAT, E., THIERRY, J., TROUILLER, A (2009a)** Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp: a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates. *Sediment. Geol* 222: 181–206
- BRIGAUD, B., DURLET, C., DECONINCK, J.F., VINCENT, B., THIERRY, J., TROUILLER, A (2009b)** The origin and timing of multiphase cementation in carbonates: impact of regional scale geodynamic events on the Middle Jurassic limestones diagenesis (Paris Basin, France). *Sediment. Geol* 222:161–180
- BRIGAUD, B., VINCENT, B., DURLET, C., DECONINCK, J.F., JOBARD, E., PICKARD, N., YVEN, B., LANDREIN, P (2014)** Characterization and origin of permeability-porosity heterogeneity in shallow-marine carbonates: from core scale to 3D reservoir dimension (Middle Jurassic, Paris Basin, France). *Mar. Petrol. Geol* 57: 631–651
- BUDD, D., SALLER, A., HARRIS, P (1995)** Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. *Am. Assoc. Petrol. Geol, Tulsa*.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BURGESS, P.M (2001)** Modeling carbonate sequence development without relative sea-level oscillations: *Geology* 29 : 1127–1130.
- BURGESS, P.M (2006)** The signal and the noise: forward modeling of allocyclic and autocyclic processes influencing peritidal carbonate stacking patterns: *J. Sediment. Res* 76: 962– 977.
- BURGESS, P.M., WRIGHT, V.P., EMERY, D (2001)**, Numerical forward modeling of peritidal carbonate parasequence development: implication for outcrop interpretation: *Basin. Res* 13: 1–16.
- BURGESS, P.M., EMERY, D (2004)** Sensitive dependence, divergence and unpredictable behavior in a stratigraphic forward model on a carbonate system. *In*: Curtis, A., Wood, R., eds., Geological prior information. Geological Society, London, pp. 77–94, *Spec. Pub*, 239 p.
- BURGESS, P.M., WRIGHT, V.P (2003)** Numerical forward modeling of carbonate platform dynamics: an evaluation of Complexity and completeness in carbonate strata. *J. Sediment. Res* 73: 637– 652.
- BURGESS, P.M (2016a)** Identifying ordered strata: Evidence, methods and meaning: *J. Sediment. Res* 86: 148–167.
- BURGESS, P.M (2016b)** Identifying ideal stratigraphic cycles using a quantitative optimization method. *Geology* 44(6): 443–446
- CALVET, F (1982)** Constructive micrite envelopes developed in vadose continental environment in Pleistocene eolianites of Mallorca, Spain. *Acta. Geol. hisp_anica* 17: 169–178.
- CARPENTIER, C., BRIGAUD., B, BLAISE, T., VINCENT, B., DURLET, C., BOULVAIS, P., PAGEL, M., HIBSCH, C., YVEN, B., LACH, P., CATHELINÉAU, M., BOIRON, M-C?, LANDREIN, P., BUSCHAERT S (2014)** Impact of basin burial and exhumation on Jurassic carbonates diagenesis on both sides of a thick clay barrier (Paris Basin, NE France). *Marine. Petrol. Geol* 53: 44–70.
- CARPENTIER, C., LATHUILLÈRE, B., FERRY, S (2010)** Sequential and climatic framework of the growth and demise of a carbonate platform: implications for the peritidal cycles (Late Jurassic, North-eastern France). *Sedimentology* 57: 985–1020
- CARPMAN, N., LEIJON, M (2014)** Measurements of Tidal Current Velocities in the Folda Fjord, Norway, With the Use of a Vessel Mounted ADCP. *In Proc. ASME. 2014 33rd Int. Conf. Ocean Offshore. Arct. Eng* 8A : V08AT06A053.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CATUNEANU, O (2002) Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *J. African. Earth. Sci* 35 (1): 1–43.
- CATUNEANU, O (2006) Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier, Amsterdam*. 375p
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P.G., FIELDIN., C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K;A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.S.C., MACURDA. B., MARTINSEN, O.J., MIALL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E., WINKER, C (2009) Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Sci. Rev* 92: 1–33.
- CATUNEANU, O., GALLOWA, Y.W.E., KENDALL., C.G.S.C., MIALL, A.D., POSAMENTIER, H.W., STRASSER, A., TUCKER, M (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsl. Stratigr* 44: 173–245
- CHRIST, N., IMMENHAUSER, A., AMOUR, F., MUTTI, M., PRESTON, R., WHITAKERF, F., PETERHÄNSEL, A., EGENHOFF, SO., DUNN, PA., AGAR, SM (2012) Triassic Latemar cycle tops – Subaerial exposure of platform carbonates under tropical arid climate. *Sediment. Geol* 265: 1–29.
- CHRIST, N., IMMENHAUSER, A., WOOD, R.A., DARWICH, K., NIEDERMAYR, A (2015) Petrography and environmental controls on the formation of Phanerozoic marine carbonate hardgrounds. *Earth-Sci. Rev* 151:176–226
- CHRIST, N., MAERZ, S., KUTSCHERA, E., KWIECIEN, O., MUTTI, M (2018) Palaeoenvironmental and diagenetic reconstruction of a closed-lacustrine carbonate system – the challenging marginal setting of the Miocene Ries Crater Lake (Germany). *Sedimentology* 65:235–262
- CISNE, J.L (1986) Earthquakes recorded stratigraphically on carbonate platforms. *Nature* 323: 320–322.
- CISZAK, R (1993) Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse. Doct. Univ. Toulouse*, 513p.
- CLAES, H., SOETE, J., VAN NOTEN, K †., EL DESOUKY, H., ERTHAL, M. M., VANHAECKE, F., ÖZKUL, M., SWENNEN, R (2015) Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballık area (south-west Turkey). *Sedimentology* 62: 1408–1445.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CLARI, P.A., DELLA PIERRE F., MARTIRE, L (1995) Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sediment. Geol* 100: 97–121.
- COIMBRA, R., IMMENHAUSER, A., OLÓRIZ, F (2009) Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals syndepositional marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso Limestones (Betic Cordillera, SE Spain). *Sediment. Geol* 219: 332–348.
- COLLIN, P.-Y., KERSHAW, S., CRASQUIN-SOLEAU, S. FENG, Q (2009) Facies changes and diagenetic processes across the Permian– Triassic boundary event horizon, Great Bank of Guizhou, South China: a controversy of erosion and dissolution. *Sedimentology* 56: 677–693.
- CREVELLO, P.D (1991) High-frequency carbonate cycles and stacking patterns: interplay of orbital forcing and subsidence on Lower Jurassic rift platforms, High Atlas, Morocco. In: Franseen EK, Watney WL, Kendall CCSTC, Ross W (eds) *Sedimentary modelling: computer simulations and methods for improved parameter definition*. Kansas. *Geol. Surv. Bull* 223:207–230
- CSOMA, A.É., GOLDSTEIN, R.H (2013) Diagenetic salinity cycles: a link between carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. In: Morad S, Ketzer M, de Ros LF (eds) *Linking diagenesis to sequence stratigraphy*. Wiley-Blackwell, New York, pp 407–444
- DA SILVA, AC., BOULVAIN, F (2008) Carbon isotope lateral variability in a Middle Frasnian carbonate platform (Belgium): Significance of facies, diagenesis and sea-level history: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 269: 189–204.
- DE BENEDICTIS, D., BOSENCE, D.W.J., WALTHAM, D.A (2007) Tectonic control of peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectono-stratigraphic modelling. *Sedimentology* 54:587–605
- DEMICCO, R.V (1998) Cycopath 2D—a two dimensional, forward model of cyclic sedimentation on carbonate platforms. *Comput. Geosci* 24: 405–424.
- DESROCHERS, A., JAMES, N.P (1988) Early Paleozoic surface and subsurface paleokarst: Middle Ordovician carbonates, Mingan Islands, Québec. In: James NP, Choquette PW (ed) *Paleokarst*. Springer, New York, NY
- DEVILLE DE PERIÈRE, M., DURLET, C., VENNIN, E., LAMBERT, L., BOURILLOT, R., CALINE, B., POLI E (2011) Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: influence on reservoir properties. *Mar. Pet. Geol.* 28: 1727–1750.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- DICKSON, J.A.D (1966)** Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sediment. Petrol* 36: 491–505.
- DICKSON, J.A.D (2004)** Echinoderm skeletal preservation: calcite-aragonite Seas and the Mg/Ca ratio of Phanerozoic oceans. *J. Sediment. Res* 74: 355–365.
- DICKSON, J.A.D., KENTER, J.A.M (2014)** Diagenetic evolution of selected parasequences across a carbonate platform: late paleozoic, tengiz reservoir, Kazakhstan. *J. Sediment. Res* 84: 664–693.
- DRAVIS, J (1979)** Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eleuthera Bank, Bahamas. *J. Sediment. Petrol* 49: 1–12.
- DUNHAM, R.J (1962)** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG. Mem* 1:108–12
- DUNHAM, R.J (1971)**. Meniscus cement.- In O.P. Bricker eds. "Carbonate cements", pp. 297–300, *Johns Hopkins Press, Baltimore*.
- DURLET, C (1996)** Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléoenvironnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des « Calcaires à entroques » du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). *Thèse. Doct. Univ. Bourgogne*, 444 p.
- DURLET, C., LOREAU, J.P (1996)**. Inherent diagenetic sequence of hardgrounds resulting from marine ablation of exposure surfaces. Example of the Burgundy platform, Bajocian (France). *CR Acad. Sci. Paris*, 323 : 389–396.
- ELMI, S (1971)** Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. Géol. France* 13: 8-37
- ELMI, S (1976)** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. 4^{ème} *R.A.S.T, Paris*, 160 p.
- ELMI, S (1978)** Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïques (Maghreb) : *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille* 97 : 315–323.
- ELMI, S (1981)** Comparaisons entre l'évolution jurassique de l'Alpennin et de la marge nord-africaine. *Soc. Géol. Mém. Italy* 21 : 33-40
- ELMI, S., ALMERAS, Y., AMEUR, M., ATROPS, F., BENHAMOU, M., MOULAN, G (1982)** La dislocation des plates-formes carbonatées liasiques en Méditerranée

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bull. Soci. Géol. France* 24 : 1007–1016.

ELMI S., ALMÉRAS Y., MEUR M., BASSOULLET J.P., BOUTAKIOUT M., BENHAMOU M., MWROC A., MEKAHLI L., MEKKAOUI A., MOUTERDE R (1998) Stratigraphic and paleogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. In: Crasquin-Solleau S and Barrier E (ed) Peri-Tethys. *Mém Mus. Nat. Hist. Nat* 179: 145–216

ELMI, S., AMEUR, M (1976) - Précisions sur la tectonique jurassique dans le secteur oriental du Dj. Fillaoussène (Oranie W). 4^{ème} R. A. S. T., 161 p.

ELMI, S., ATROPS, F., MANGOLD, C (1974) Les zones d'ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie occidentale. 1^{ère} partie Domérien-Toarcien. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 61 : 1–83.

ELMI, S., MAROK, A., SEBANE, A., ALMERAS, Y (2009) Importance of the Mellala section (Traras Mountains, northwestern Algeria) for the correlation of the Pliensbachian-Toarcian boundary. *Volum. Jura* 7: 37–45

EMMANUEL, S., BERKOWITZ, B (2007) Effects of pore-size controlled solubility on reactive transport in heterogeneous rock. *Geophys. Res Lett* 34: L06404

ESPINOZA-MARZAL, R.M., SCHERER, G (2010) Advances in understanding damage by salt crystallization. *Acc. Chem. Res* 43: 897–905

FERHAT, M., AIT OUALI, R (2017) New data on the Lower Mesozoic basal series of the Traras mounts (Tlemcen, northwestern Algeria). *Arab. J. of Geosci* 10 (338): 1–21

FERRY, S., PELLENARD, P., COLLIN, P.Y., THIERRY, J., MARCHAND, D., DECONINCK, J-F., ROBIN, C., CARPENTIER, C., DURLET, C., CURIAL, A (2007) Synthesis of recent stratigraphic data on Bathonian to Oxfordian deposits of the eastern Paris Basin. *Mém. Soci. Géol. France* 178: 37–57.

FLÜGEL, E (1982) Microfacies analysis of limestones. *Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York*, 633p.

FLÜGEL, E (2010) Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Implications, 2nd ed. *Springer-Verlag, Berlin, New York*.

FOLK, R.L (1974) The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *J. Sediment. Petrol* 44, 40–53.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- FRANCESCHI, M., DAL CORSO, J., POSENATO, R., ROGHI, G., MASETTI, D., JENKYN, H.C (2014) Early Pliensbachian (Early Jurassic) C-isotope perturbation and the diffusion of the *Lithiotis* Fauna: Insights from the western Tethys: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 410: 255–263
- FRANK T.D., LOHMANN K.C (1996).- Diagenesis of fibrous magnesian calcite marine cement : implications for the interpretation of $\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$ values of ancient equivalents. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60 (13): 2427–2436
- FRASER, N, BOTTJER, D., FISCHER, A (2004) Dissecting “*Lithiotis*” bivalves: Implications for the Early Jurassic reef eclipse: *Palaios* 19: 51–67.
- FRÉBOURG, G., HASLER, C-A., DAVAUD, E (2012) Uplifted marine terraces of the Akamas Peninsula (Cyprus): evidence of climatic conditions during the Late Quaternary highstands. *Sedimentology* 59: 1409–1425
- FRIEDMANN, G.M., GEBELEIN, C.D., SANDERS, J.E (1971). Micritic envelopes of carbonate grains are not exclusively of photosynthetic algal origin. *Sedimentology* 16: 89–96.
- GAUTHIER, M (1936) Sur la stratigraphie de la région de Nemours (Algérie) C R Acad Sci Paris 202 : 1800–1802
- GARY, N (2009) Sedimentology and stratigraphy. 2nd ed. Wiley, Chichester, Oxford, 432 p.
- GENTIL, L (1903) Etude géologique du bassin de la Tafna . Bull. Serv. Carte Géol. Algérie , Alger. 2(4): 428p.
- GINSBURG, R.N (1971) Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull* 55: p 340.
- GIVEN, R.K., WILKINSON, B.H (1985) Kinetic control of morphology, composition, and mineralogy of abiogenic sedimentary carbonates. *J. Sediment. Petrol* 55: 109–119.
- GLANGEAUD, L (1951) Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France* (6). 1 : 735–762.
- GODINHO, JOSE R. A., GERKE, K.M., STACK, A.G., LEE, P.D (2016) The dynamic nature of crystal growth in pores. *Sci. rep* 6: 33086
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A., HARDIE, L.A (1990) Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

forcing: examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geol. Soc. Am. Bull* 102: 535–562.

GOLDHAMMER, R.K., LEHMANN, P.J., DUNN, PA (1993) The origin of high frequency platform carbonate cycles and third-order sequences (Lower Ordovician El Paso Group, West Texas): Constraints from outcrop data and stratigraphic modeling: *J. Sediment. Petrol* 63: 318–359.

GRAMMER, G.M., CRESCINI, C.M., MCNEILL, D., TAYLOR, L.H (1999) Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments – new insight into a fundamental process. *J. Sediment. Res* 69 (1) : 202–207

GUARDIA, P (1975) Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (Algérie), Relations structurales et paléogéographiques entre Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique. *Thèse. Doct. Univ. Nice*, p 289.

HALLAM, A (2001) A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge: *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 167: p. 23–37.

HAMON, Y., MERZERAUD G (2008) Facies architecture and cyclicity in a mosaic carbonate platform: effects of fault block tectonics (Lower Lias, Causses platform, south-east France). *Sedimentology* 55:155–178

HANDFORD, C.R (1988) Review of carbonate sand-belt deposition of ooid grainstones and application to Mississippian reservoir. Damme Field Southwest. Kans: *Geol. Soc. Am. Bull* 72 (10):1184–1199.

HANDFORD, C. R., LOUCKS, R. G (1993). Carbonate depositional sequences and systems tracts - responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: R.G. Loucks, J.F. Sarg (Eds.), Carbonate Sequence Stratigraphy, vol. 57, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem* (1993), pp. 3–42

HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science* 235:1156–1166.

HARDIE, L.A (1986) Stratigraphic models for carbonate tidal flat deposition. In: Carbonate Depositional Environments, Modern and Ancient, 3, Tidal Flats (Eds L.A. Hardie and E.A. Shinn. *Q. J. Colo.Sch. Min* 81: 59–73.

HARDIE, L.A., SHINN EA (1986) Carbonate depositional environments: modern and ancient, part 3: tidal flats. *Colo. Sch. Min* 81:1–74

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- HARRIS, P.M (1978)** Holocene marine-cemented sands, Joulters ooid shoal, Bahamas. *Gulf Coast. Assoc. Geol. Soc. Trans* 28: 175–183.
- HART, M.B., FEIST, S.E., HAKANSSON, E., HEINBERG, C., PRICE, G.D., LENG, M.J., WATKINSON, M.P (2005)** The Cretaceous–Palaeogene boundary succession at Stevns Klint, Denmark: foraminifers and stable isotope stratigraphy. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol* 224: 6–26.
- HARWOOD, CL., SUMNER, D.Y (2011)** Microbialites of the Neoproterozoic Beck Spring Dolomite, Southern California. *Sedimentology* 58: 1648–1673.
- HENDRY, J.P., DITCHFIELD, P.W., MARSHALL, J.D (1995)** Two-stage neomorphism of Jurassic aragonitic bivalves: implications for early diagenesis. *J. Sediment. Res* 65: 214–224.
- HEYDARI, E (2003)** Meteoric versus burial control on porosity evolution of the Smackover Formation. *AAPG. Bull* 87: 1779–1797.
- HIATT, E.E., PUFAHL, P.K (2014)** Cathodoluminescence petrography of carbonate rocks: A review of applications for understanding diagenesis, reservoir quality, and pore system evolution. In: Coulson (Ed.), Cathodoluminescence and its Application to Geoscience. *Mineral. Assoc. Can Frederict, NB*, pp 75–96.
- HILLGÄRTNER, H (1999)** The evolution of the French Jura platform during the Late Berriasian to Early Valanginian: controlling factors and timing. *Thèse. Doct. Univ. Fribourg, Switzerland, GeoFocus*, 203 p
- HILLGÄRTNER, H., DUPRAZ, C., HUG, W (2001)** Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? *Sedimentology* 48: 117–131.
- HOMEWOOD, P.W (1996)** The carbonate feedback system: interaction between stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *Bull. Soc. Géol. France* 167: 701–715.
- HOOD, A.V.S., WALLACE, M.W., REED, C.P., HOFFMANN K.H., FREYER EE (2015)** Enigmatic carbonates of the Ombombo Subgroup, Otavi Fold Belt, Namibia: A prelude to extreme Cryogenian anoxia?. *Sediment. Geol* 324: 12–31.
- IMMENHAUSER, A., CREUSEN, A., ESTEBAN, M., VONHOF, H.B (2000)** Recognition and interpretation of polygenic discontinuity surfaces in the Middle Cretaceous Shuaiba, NahrUmr, and Natih Formations of northern Oman. *GeoArabia* 5: 299–322

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 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. Geol. Assoc. Canada. Spec. Vol 48: 137–174.*
- IMMENHAUSER, A., SCHLAGER, W., BURNS, S.J., SCOTT, R.W., GEEL, T., LEHMANN, J., VAN DER GAAST, S., BOLDER-SCHRIJVER, L.J.A (1999)** Late Aptian to Late Albian sea-level fluctuations constrained by geochemical and biological evidence (Nahr Umr Fm, Oman). *J. Sediment. Res.* 69: 434–446.
- JAMES, N.P (1972)** Holocene and Pleistocene calcareous crust (Caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. *J. Sediment. Petrology* 42: 817–836.
- JAMES, N.P., KENDALL, A.C (1992)** Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models; Response to Sea Level Change. Geol. Assoc. Canada 265–275.*
- JAVAUX, C (1992)** La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien – Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique, Place et création des réservoirs potentiels. *Mém. Géol. Univ.Dijon*, 342 p.
- 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. *J. Geol. Soc. London* 159: 351–378.
- JERVEY, M.T (1988)** Quantitative modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *SEPM. Spec. Pub* 42: 47–69.
- JIMENEZ, D.E., CISNERO, C., VERA, J.A (1993)** Milankovitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasian, southern Spain). *Sedimentology* 40:513–537.
- JOACHIMSKI, M.M (1994)** Subaerial exposure and deposition of shallowing upward sequences: evidence from stable isotopes of Purbeckian peritidal carbonates (basal Cretaceous), Swiss and French Jura Mountains. *Sedimentology* 41: 805–8
- JONES, B. AND HUNTER, I.G (1994)** Messinian (late Miocene) karst on Grand Cayman, British West Indies; an example of an erosional sequence boundary. *J. Sediment. Petrol* 64: 531–541.
- KAOUKAYA, A., LAADILA, M., FEDAN, B., SAADI, Z (2001)** La plate-forme carbonatée liasique au NE d'Errachidia (Haut Atlas oriental, Maroc) : modèle d'organisation des dépôts margino-littoraux. *Bull. Inst. Sci. Rabat, Sect. Sci. Terre*, 23: 27–38.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- KENTER, J.A.M., ANSELMETTI, F.S., KRAMER, P.H., WESTPHAL, H., VANDAMME, M.G.M (2002)** Acoustic properties of “young” carbonate rocks, ODP leg 166 and boreholes Clino and Unda, western Great Bahama Bank. *J. Sediment. Res* 72: 129–137.
- KIEFER-OLLIER, E, LOISY, C, CEREPI, A (2010)** Diagenetic signature of the Mid-Paleocene exposure surface in the southeastern Pyrenean platform. *C R Geosci* 342: 483–491
- KNOERICH, A., MUTTI, M (2003)** Controls of facies and sediment composition on the diagenetic pathway of shallow-water heterozoan carbonates: the Oligocene of the Maltese Islands. *Int. J. Earth. Sci* 92: 494–510
- KOBLUK, D.R, RISK, M.J (1977a)** Micritisation and carbonate- grain binding by endolithic algae. *AAPG. Bull* 61: 1069–1082.
- KOBLUK, D.R, RISK, M.J (1977b)** Calcification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. *J. Sediment. Petr* 47: 517–528.
- KORTE, C, HESSELBO, S P (2011)** Shallow marine carbon and oxygen isotope and elemental records indicate icehouse-greenhouse cycles during the Early Jurassic. *Paleoceanogr* 26: PA4219
- KOUTSOUKOS, E. A. M (2005)** Applied stratigraphy, *Springer (edit.)*, 489 p.
- LAPIERRE, H., MANGOLD, C., ELMI S., BROUXELE, M (1984)** Deux successions volcano sédimentaires dans le Trias d’Oranie (Algérie occidentale) témoins de la fracturation d’une plate forme continentale. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys* 25 (5) : 361–373.
- LEHRMANN, D.J., AND GOLDHAMMER, R.K (1999)** Secular variation in parasequence and facies stacking patterns of platform carbonates: a guide to application of stacking-patterns analysis instrata of diverse ages and settings, in Harris, P.M., Saller, A.H., and Simo, J.A., eds., *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: SEPM, Spec. Pub* 63: 187–225.
- LÉONIDE, P., FLOQUET, M., DURLET, C., BAUDIN F., PITTET B., LÉCUYER C (2012)** Drowning of a carbonate platform as a precursor stage of the Early Toarcian global anoxic event (Southern Provence sub-Basin, South-east France). *Sedimentology* 59: 156–184.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- LETOLLE, R., RENARD, M., BOURBON, M., FILLY, A (1978) $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopes in Leg 44 carbonates: a comparison with the Alpine series. *Ini. Rep. Deep. Sea. Drilling. Proj.* 44: 567–573.
- LI, Z, GOLDSTEIN, R.H., FRANSEEN, E.K (2017) Meteoric calcite cementation: diagenetic response to relative fall in sea-level and effect on porosity and permeability, Las Negras area, southeastern Spain. *Sediment. Geol* 348: 1–18
- LINDHOLM R.C., FINKELMAN R.B (1972) Calcite staining semiquantitative determination of ferrous iron. *J. Sediment. Petrol* 42: 239–242
- LIU, S., JACQUES, D (2017) Coupled reactive transport model study of pore size effects on solubility during cement-bicarbonate water interaction. *Chem. Geol* 466: 588–599
- LONGMAN, M.W (1980) Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. *AAPG. Bull* 64: 461– 487
- LOREAU, J.P (1982) Sédiments aragonitiques et leur genèse: *Mus. Nat. Hist. Nat. Mém, sér. C, t. 47, édit. Mus,* 307 p.
- LÓPEZ-QUIRÓS, A., BARBIER M., MARTÍN JM., PUGA-BERNABÉU Á., GUICHET X (2016) Diagenetic evolution of Tortonian temperate carbonates close to evaporites in the Granada Basin (SE Spain). *Sediment. Geol* 335: 180-196.
- LUCAS, G (1942) Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bul . Serv. Géol. Algérie* 16 : 1–539.
- LUCAS, G (1952) Bordure des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. *19^{ème}. Cong. Géol. Int. Alger. Monogr. Rég. Algérie* (1) 21 : 1–139.
- MACHEL, H.G (2000) Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. In M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc & D. Ohnenstetter (eds). "Cathodoluminescence in Geosciences, Berlin, Springer-Verlag, pp.303–329
- MACHEL, H.G., BURTON E.A (1991) Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis.- In CE. Barker & O.C. Kopp. eds. "Luminescence microscopy and spectroscopy - Qualitative and quantitatives applications", *SEPM. Short Course*, n°25, pp. 37–57.
- MARQUILLAS, R., SABINO I., NOBREGASIAL, A., PAPA, C.D., FERREIRA, V., MATTHEWS, S (2007) Carbon and oxygen isotopes of Maastrichtian–Danian shallow marine carbonates: Yacoraite Formation, northwestern Argentina: *J. South. Am. Earth Sci* 23: 304–320.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- MARSHALL, J.D., ASHTON, M (1980)** Isotopic and trace element evidence for submarine lithification of hardgrounds in the Jurassic of eastern England. *Sedimentology* 27: 271–289
- 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: *J. Petrol. Sci. Eng* 150: 1–12.
- MAROC, A., REOLID, M (2012)** Lower Jurassic sediments from the Rhar Roubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and synsedimentary block-faulting: *J. Af. Earth. Sci.* 76, p. 50–65.
- MELIM, L.A., WESTPHAL, H., SWART, P.K., EBERLI, GP., MUNNECKE, A (2002)** Questioning carbonate diagenetic paradigms: evidence from the Neogene of the Bahamas. *Mar. Geol* 185:27–53
- MEKAHLI, L (1998)** Hettangien–Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. *Doc. Lab. Géol. Lyon* 147: 1–254.
- MIALL, A. D (1997)** The geology of stratigraphic sequences (433 pp). Berlin: *Springer-Verlag*.
- MIALL, A. D (2010)** The Geology of Stratigraphic Sequences, 2nd edit. *Springer-Verlag, Berlin*, 522 p.
- MILANKOVITCH, M (1920)** Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. *Acad. Yougoslave Sci. Arts Zagreb. Gauthier-Villars, Paris*: 339 p.
- MILANKOVITCH, M (1941)** Kannon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Ed. Sp. Acad. Royal Serbe, Belgrade*, 133: 633 p.
- MOLENAAR, N., VENMANS, A.A.M (1993)** Calcium carbonate cementation of sand: A method for producing artificially cemented samples for geotechnical testing and a comparison with natural cementation processes. *Eng Geol* 35: 103–122.
- MOLENAAR, N., ZIJLSTRA, J.J.E (1997)** Differential early diagenetic low-Mg calcite cementation and rhythmic hardground development in Campanian-Maastrichtian chalk. *Sediment. Geol* 109: 261–281
- MOOR, E C.H (2004)** Carbonate Reservoirs, porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Dev. Sedimentology* 55: 444

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- MORAD, S., KETZER, J., M., DE ROS, L., F (2012) Linking diagenesis to sequence stratigraphy: an integrated tool for understanding and predicting reservoir quality distribution. *Int. Assoc. Sediment. Spec Pub* 45: 1–36
- MOSS, S., TUCKER, M.E (1995) Diagenesis of Barremian-Aptian platform carbonates (the Urgonian Limestone Formation of SE France): near-surface and shallowburial diagenesis. *Sedimentology* 42: 853–874.
- MÜLLER, G (1971) Gravitational cement: an indicator for the vadose zone of the subaerial diagenetic environment. In: Bricker, OP (Ed.), Carbonate Cements. *Johns Hopkins Univ. Press*, pp. 301–302
- NEMRA, A., OUALI MEHADJI, A., MUNNECKE, A., BELKHEDIM, S., AND BELKEBIR, L (2019) Carbonate concretions in Miocene mudrocks in NW Algeria: types, geochemistry, and origins: *Facies*, 65 (17): <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0559-2>.
- NEUMEIER, U (1998) Le rôle d'activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). *Terre Env. Genève* 12, 183 pp.
- NIEDERMAYR, A., KÖHLER, S., DIETZEL, M (2013) Impacts of aqueous carbonate accumulation rate, magnesium and polyaspartic acid on calcium carbonate formation (6–40°C). *Chem. Geol* 340:105–120
- OSLEGER, D (1991) Subtidal carbonate cycles; implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology* 19: 917–920
- PAGEL, M., BARBARAND, J., BEAUFORT, D., GAUTHERON, C., PIRONON, J (2014) Bassins sédimentaires - les marqueurs de leur histoire thermique. *Edp. Sci. Soci. Géol. France*. 228 p.
- PALMER, T.J, HUDSON, J.D, WILSON, M.A (1988) Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient seas. *Nature* 335: 809–810.
- PÄLIKE, H (2005) Orbital Variation (including Milankovitch Cycles). Elsevier Ltd (edit). Univ. Stockholm, Sweden. P. 410- 455, in. Selley, R. C., Cocks, L. R., Plimer L. R., 2005. *Ency. Geol. Pub.Elsevier* 1 5: p, 345.
- 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. *J. Sediment. Res* 85:1323–1333
- POMAR, L (2001) Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin. Res* 13: 313–334.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- POMAR, L., MORSILLI, M., HALLOCK, P., BÁDENAS, B (2012)** Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth. Sci. Rev* 111: 56–81.
- POMAR, L., KENDALL, C. G. ST. C (2008)** Architecture of carbonate platforms: A response to hydrodynamics and evolving ecology. *In: Controls on carbonate Platform and Reef Development – J. Lukasik & A. Simo (Eds.), SEPM. Spec.Publ.* 89, p. 187–216
- POMAR, L., WARD, W.C (1995)** Sea-level changes, carbonate production and platform architecture: the Lluçmajor Platform Mallorca, Spain. *In: Haq, B.U. (ed.), Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climatic Forcing. Kluwer Academic Press, Dordrecht*, pp. 87–112
- POMEL, A (1855)** Notice géologique sur le pays des Béni- Bou Saïd près de la frontière du Maroc. *Bull. Géol. Soc. Fr., Paris*, sér. 2, t. 12 : 489–503.
- POMEL, A., CURIE, J., FLAMAXD, G (1890)** Explication de la carte géologique provisoire de l'Algérie au 1/ 80 0.000' , suivie d'une étude succincte sur les roches éruptives de cette région . *Publ. Serv . Carte géol. Algérie*, 314p.
- POMONI-PAPAIOANNOU F., KOSTOPOULOU, V (2008)** Microfacies and cycle stacking pattern in Liassic peritidal carbonate platform strata, Gavrovo-Tripolitza platform, Peloponnesus, Greece. *Facies* 54: 417–431
- POSENATO, R., MASETTI, D (2012)** Environmental control and dynamics of the Lower Jurassic bivalve build-ups in the Trento Platform (Southern Alps, Italy): Palaeogeogr Palaeoclimatol. Palaeoecol 361–362: 1–13.
- POUYANNE, J (1877)** Notice géologique de la subdivision de Tlemccn. *A. Mineral. Paris* 7: 81–118
- PRATT, B.R., JAMES, N.P (1986)** The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas: *Sedimentology* 33: 313–343.
- 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* 59: 843–866.
- PRICE, G.D., SJ BAKER J., VAN DEVELDE, M-E CLÉMENCE (2016)** High resolution carbon cycle and seawater temperature evolution during the Early Jurassic (Sinemurian-Early Pliensbachian). *Geochem. Geophys. Geosyst* 17: 3917–3928

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- PURSER, B.H (1969)** Syn-sedimentary marine lithification of Middle Jurassic limestones in the Paris Basin. *Sedimentology* 12:205–230
- PURSER, B.H (1975)** Sédimentation et diagenèse précoce des séries carbonatées du Jurassique moyen de Bourgogne. *Thèse. Doct. Orsay*. 450 pp.
- PURSER, BH (1978)** Early diagenesis and the preservation of porosity in Jurassic limestones. *J. Petrol. Geol* 1: 83–94.
- PURSER, B.H (1980)** Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *TI. Technip*, 366 pp.
- PUTNIS, A (2015)** Transient porosity resulting from fluid–mineral interaction and its consequences. *Rev. Min. Geochem* 80: 1–23
- PUTNIS, A., MAUTHE, G (2001)** The effect of pore size on cementation in porous rocks. *Geofluids* 1: 37–41
- PUTNIS, A., PRIETO, M, FERNANDEZ-DIAZ, L (1995)** Fluid supersaturation and crystallization in porous media. *Geol. Mag* 132:1–13
- RANKEY, E.C (2004)** On the interpretation of shallow shelf carbonate facies and habitats: how much does water depth matter? *J Sed Res* 74: 2-6.
rate, magnesium and polyaspartic acid on calcium carbonate formation (6–40°C). *Chem. Geol.* 340: 105–120.
- READING, H.G (1996)** Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. *Blackwell, Oxford* pp. 154–231
- RICHTER, D.K, GÖTTE, T, GÖTZE, J., NEUSER, R.D (2003)** Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Min. Petrol* 79: 127–166
- RICHTER, D.K., NEUSER, R.D., SCHREUER, J., GIES, H., IMMENHAUSER (2011)** Radial-fibrous calcites: a new look at an old problem. *Sediment. Geol* 239: 23–36.
- RITTER, M.E, GOLDSTEIN, R.H (2013)** Diagenetic controls on porosity preservation in low stand oolitic and crinoidal carbonates, Mississippian, Kansas and Missouri, USA. In: Morad S, Ketzer M, de Ros LF (eds) *Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, New York, pp. 379–406
- ROMAN, F (1933)** Note sur le Bathonien inférieur du Djebel-es-Sekika près Nemours (Départ. d'Oran). *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, 59-73.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- RONCHI, P., ORTENZI, A., BORROMEO, O., CLAPS, M., ZEMPOLICH, W.G (2010)** Depositional setting and diagenetic processes and their impact on the reservoir quality in the late Viséan-Bashkirian Kashagan carbonate platform (Pre-Caspian Basin, Kazakhstan). *AAPG. Bull* 94: 1313–1348
- RUIZ-ORTIZ, P.A., BOSENCE, D.W.J., REY, J., NIETO, L.M., CASTRON, J.M., MOLINA J.M (2004)** Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin. Res* 16: 235–257
- SANDBERG, P.A (1983)** An oscillating trend in Phanerozoic nonskeletal carbonate mineralogy. *Nature* 305: 19–22.
- SANDBERG, P (1985)** Nonskeletal aragonite and pCO₂ in Phanerozoic and Proterozoic. In: Sundquist, E., Broecker, W. (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present*, 32. *Amer. Geophys. Union. Monogr.*, Washington, D.C., pp. 585–594.
- SATTERLEY, A.K (1996)** Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein Limestone, Austria: the role of patterns of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin system. *J. Sediment. Res* 66:307–323
- SATTLER, U., IMMENHAUSER, A., HILLGÄRTNER, H., MATEU, E (2005)** Characterization, lateral variability and lateral extent of discontinuity surfaces on a carbonate platform (Barremian to Lower Aptian, Oman). *Sedimentology* 52: 339–361
- SAVARD, M.M., VEIZER, J., HINTON, R (1995)** Cathodoluminescence at low Fe and Mn concentrations : a SIMS study of zones in natural calcite. *J. Sediment. Res* 65(1): 208–213.
- SAVORNIN J (1907)** Sur le géosynclinal miocène du Tell méridional et sa faune de Pectinidés (départements d'Alger c t d e Constantine). *C. R. Ac. S c., Paris*, 1 (144), pp. 300–302.
- SCHLAGER, W (1993)** Accommodation and supply- a dual control on stratigraphic sequences. *Sediment. Geol* 86: 111–136
- SCHLAGER, W (2005)** Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *SEPM. Con. Sediment. Pal* 8: 200 p.
- SCHNEIDERMAN, N., HARRIS, P.M (EDS) (1985)** Carbonate Cements. *SEPM. Spec. Publ* 36: 379 p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- SCHWARZACHER, W (1993)** Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. Developments in Sedimentology 52, *Elsevier, Amsterdam*, 225 p.
- SCHOLLE, P. A., ARTHURM, A (1980)** Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol* 64: 67–87.
- SCHOLLE, P.A., ULMER-SCHOLLE, D.S (2003)** A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol Tulsa, Oklahoma, U.S.A.*
- SEIBEL, M. J., JAMES, N.P (2017)** Diagenesis of Miocene, incised valley-filling limestones; Provence, Southern France. *Sediment. Geol* 347: 21–35.
- SELLEY, R. C (2001)** Applied Sedimentology, 2nd edit. *Academic Press. U.S.A.*, 523 p.
- SELLWOOD, BW., VALDES, P.J (2006)** Mesozoic climates: General circulation models and the rock record: *Sediment. Geol* 190: 269–287.
- SEPFONTAINE, M (1981)** Les foraminifères imperforés des milieux de plate-forme au Mésozoïque: détermination pratique, interprétation phylogénétique et utilisation biostratigraphique. *Rev. Micropal. Paris* 23: 169–203
- SHINN, E.A (1983)** Tidal flat environment. In: Carbonate Depositional Environments (Ed) P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore. *AAPG. Mem* 33:171–210.
- SILVA, RL., DUARTE, LV., COMAS-RENGIFO, M.J., MENDONÇA FILHO J.G., AZEREDO A.C (2011)** Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early–Late Pliensbachian (Early Jurassic, ~187 Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chem. Geol* 283: 177–184
- SMEESTER, A., MUCHEZ, P., SWENNEN, R., KEPPENS, E (2013)** Diagenesis at exposure surfaces in a Transgressive Systems Tract in a third-order sequence (Lower Carboniferous, Belgium). In: Morad S, Ketzer JM, De Ros LF (eds.). Linking Diagenesis to Sequence Stratigraphy, *Wiley*: 133–150
- SPENCE, GH., TUCKER M.E (2007)** A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *J. Sediment. Res* 77: 797–808.
- STRASSER, A., DAVAUD, E., JEDOUI, Y (1989)** Carbonate cements in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sediment. Geol.* 62 : 89–100.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H., PASQUIER, J.B (1999)** Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sediment. Geol* 128: 201–221
- SWART, P.K (2015)** The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future. *Sedimentology* 62: 1233–1304
- TAYLOR, J.C., ILLING, LV (1969)** Holocene intertidal calcium carbonate cementation, Qatar, Persian Gulf. *Sedimentology* 12 : 69–107.
- TRESCH J., STRASSER, A (2011)** Allogenic and autogenic processes combined in the formation of shallow-water carbonate sequences (Middle Berriasian, Swiss and French Jura Mountains). *Swiss. J. Geosci* 104:299–322
- TUCKER, M.E., WRIGHT., V.P (1990)** Carbonate Sedimentology. Blackwell. *Sci. Publ Oxford*: 482 p
- TURPIN, M., GRESSIER, V., BAHAMONDE, J.R., IMMENHAUSER, A (2014)** Component specific petrographic and geochemical characterization of fine-grained carbonates along Carboniferous and Jurassic platform-to-basin transects. *Sediment. Geol* 300: 62–85.
- VAN DER KOOLJ, B., IMMENHAUSER, A., STEUBER, T., BAHAMONDE, J.R., MERINO TOMÉ, O (2010)**. Precipitation mechanisms of volumetrically important early marine carbonate cement volumes in deep slope settings. *Sedimentology* 57: 1491–1525.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT T.S., HARDENBOL, J (1988)** An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. *Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ* 42: 39–45.
- VÉDRINE, S., STRASSER, A., HUG., W (2007)** Oncoid growth and distribution controlled by sea level fluctuations and climate (Late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 53: 535– 552.
- VERWER, K., DELLA PORTA, G., MERNO-TOME, O., KENTER, J.A.M (2009)** Controls and predictability of carbonate facies architecture in a Lower Jurassic three dimensional barrier shoal complex (Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco). *Sedimentology* 56 : 1801–1831.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- VINCENT, B (2001) Sédimentologie et géochimie de la diagenèse des carbonates. Application au Malm de la bordure Est du Bassin de Paris. *Thèse. Doct. Univ. Dijon*, 308p.
- VINCENT, B., EMMANUEL, L., HOUEL, P., LOREAU, J.P (2007) Geodynamic control on carbonate diagenesis: Petrographic and isotopic investigation of the Upper Jurassic formations of the Paris Basin (France). *Sediment. Geol* 197: 267–289.
- VOLERY, C., DAVAUD, E., FOUBERT, A., CALINE, B (2009) Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle East: relationship with seawater Mg/Ca ratio and eustatic sea level. *J. Petrol. Geol* 32: 313–325.
- VOLERY, C, DAVAUD, E., FOUBERT, A., CALINE, B (2010a) Lacustrine microporous micrites of the Madrid Basin (Late Miocene, Spain) as analogues for shallow-marine carbonates of the Mishrif reservoir Formation (Cenomanien to Early Turonian, Middle East). *Facies* 56: 385–397.
- VOLERY, C., DAVAUD, E., DURLET, C., CLAVEL, B., CHAROLLAIS, J., CALINE, B (2010b) Microporous and tight limestones in the Urgonian Formation (late Hauterivian to early Aptian) of the French Jura Mountains: Focus on the factors controlling the formation of microporous facies. *Sediment. Geol* 230 : 21–34.
- VOLERY, C., SUVOROVA, E., BUFFAT, P., DAVAUD, E., CALINE, B (2011) TEM study of Mg distribution in micrite crystals from the Mishrif reservoir Formation (Middle East, Cenomanian to Early Turonian). *Facies* 57: 605–612.
- VOUSDOKAS, M.I., VELEGRAKIS, A.F., PLOMARITIS, T.A (2007) Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth Sci. Rev.* 85: 23–46.
- VUILLEMIN, A., NDIAYE, M., MARTINI, R., DAVAUD, E (2011) Cement stratigraphy: image probes of cathodoluminescent facies. *Swiss. J. Geosci* 104:55–66
- WANLESS, H.R., TEDESCO, L.P., TYRRELL, K.M (1988) Production of subtidal tubular and surficial tempestites by Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies: *J. Sediment. Petrol* 58: 739–750.
- WAGNER, P.D., MATTHEWS, R.K (1982) Porosity preservation in the upper smackover (jurassic) carbonate grainstone, walker creek field, arkansas e response of paleophreatic lenses to burial processes e reply. *J. Sediment. Pet* 52: 24–25.
- WEISSERT, H., JOACHIMSKI, M., SARNTHEIN, M (2008) Chemostratigraphy: Newsletters on Stratigraphy 42 : 145–179.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- WILKINSON, B.H., SMITH, AL., 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. Spec. Publ* 36: 69–184.
- WRIGHT V.P (1986)** The role of fungal biomineralization in the formation of Early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology* 33: 831–838.
- WRIGHT, V.P (1992)** Speculations on the controls on cyclic peritidal carbonates: icehouse versus greenhouse eustatic controls: *Sediment. Geol* 76: 1–5
- WRIGHT, V.P (1994)** Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth. Sci. Rev* 3 367–395.
- WRIGHT, V.P., BURCHETTE T.P (1996)** Shallow-water carbonate environments, in Reading, H.G., ed., *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, U.K., Blackwell Sci. Publ. 325–394.
- YANG, W., LEHRMANN, D.J (2014)** Peritidal carbonate cycles induced by carbonate productivity variations: A conceptual model for an isolated Early Triassic greenhouse platform in South China. *J. Palaeogeogr* 3 : 115–126

Liste des figures

Chapitre I.

Figure I-1: Position des Traras dans le bloc oranais.....	7
Figure I-2: Localisation géographique des monts des Traras	7
Figure I-3: Cadre géographique du secteur d'étude	8
Figure I-4: Position des massifs étudiés dans les Béni Ouarsous	9
Figure I-5: Localisation géographique de l'Annina Boudjellil et de la partie orientale de Dahr Diss.....	10
Figure I-6 : Carte géologique des Monts des Traras	12
Figure I-7: Succession lithologique synthétique dans le secteur de Béni Ouarsous (Benhamou, 1983).....	18
Figure I-8: Cadre structural des Monts des Traras	21
Figure I-9: Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest. (D'après Elmi, 1978 ; <i>in</i> Aneur, 1988).	23
Figure I-10: Diagram Eh/ph, montrant la variation des couleur sous CL, en fonction du Eh et ph (Hiatt et Pufahl, 2014).	36

Chapitre II.

Figure II-1: Les différentes zonations des environnements sédimentaires marins (d'après Reading, 1996; Flügel, 1982)	41
Figure II-2: Localisation géographique des coupes étudiées.....	42
Figure II-3: Le massif de l'Annina Boudjellil. caractérisant le sommet du membre des "Calcaires de Djerf El Kebir".. ..	43
Figure II-4: La partie orientale du massif de Dahr Diss.	44
Figure II-5: Coupes lithostratigraphiques levées dans le secteur d'étude	45
Figure II-6: Microfaciès des environnements inter-supratidaux	47
Figure II-7: Microfaciès des environnements inter-supratidaux (beach-rock ; F2). ...	48
Figure II-8: Conglomérats de l'Annina Boudjellil. est formé par une packstone oolithiques à keystone vugs (F3b; A.B.III. n°3).	49
Figure II-9: Conglomérats dans la partie orientale de Dahr Diss.	50
Figure II-10: La partie Nord du massif du l'Annina Boudjellil.	51

Figure II-11: Microfaciès de lagon restreint	53
Figure II-12: Microfaciès de lagon ouvert à énergie forte.....	55
Figure II-13: Microfaciès de lagon ouvert modérément agité.....	57
Figure II-14: Microfaciès de haut-fond (<i>shoal</i>) et la zone de transition.	60
Figure II-15 : Reconstitution paléogéographique du secteur étudié pendant le Pliensbachien inférieur.....	64

Chapitre III.

Figure III-1: Séquence paragenétique de la succession sédimentaire du Pliensbachien inférieur des Monts de Traras.	67
Figure III -2: Analyses isotopiques du carbone et de l'oxygène effectués sur (A) roche totale et (B) ciments calcitiques.	68
Figure III -3: Micritisation des différents grains dans le secteur d'étude.	69
Figure III -4: Ciments micritiques en ménisque et asymétriques (CMM ET CAM)..	71
Figure III -5: Ciments micritiques en ménisques (CMM) et pendants (CP).....	73
Figure III -6: Ciments isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF).....	76
Figure III -7: Ciments isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF).....	79
Figure III -8: Ciments isopaques et asymétriques fibreux (CIF et CAF).....	80
Figure III -9: La relation entre le diamètre des pores et l'épaisseur de ciment des exemples montrés aux Figs. 6-8.....	81
Figure III -10: Ciments sparitique précoce (CSP) et ciments radiaxial fibreux (CRF).....	83
Figure III -11: Remplacement aragonitiques (néomorphisme).	84
Figure III -12: Evidence et prédictions des variations séculaires de Mg/Ca dans l'eau de mer durant le phanérozoïque.	85
Figure III -13: Affleurement et coupe de Ras El Manara.	89
Figure III -14: Schémas montrant les différentes étapes de la cimentation précoce...	91
Figure III -15: Sketch simplifiée montrant le flux des eaux interstitielles.	94
Figure III -16: Distribution de ciments fibreux asymétriques (CAF) autour de différents grains.....	95
Figure III -17: Schémas expliquant la formation de différents types de CAF.	97
Figure III -18: Différents types de ciments asymétriques	100
Figure III -19: Photos montrant les deux générations de la calcite de blocage.....	102

Figure III -20: Différent ciments oblitérant l'espace intergranulaire sous CL.....	103
Figure III -21: Caractéristiques générales des ciments obturant la porosité des calcaires compacts de Zailou	105

Chapitre IV.

Figure IV-1: Modèle de stratigraphie séquentiellesimplifié (modifiée d'après Embry, 2009).	110
Figure IV-2: Différence entre accommodation physique et écologique.....	111
Figure IV-3: Différence entre les roches carbonatées et les roches détritiques en terme de stratigraphie séquentielle (Schlager, 2005).	113
Figure IV -4: Illustration des trois paramètres de cycles de Milankovitch (in Gary2009).	117
Figure IV -5: Style de tectonique en 2D d'un bassin en phase d'extension.....	120
Figure IV -6: Modèle de progradation des sédiments de supra-intertidal via le processus autocyclique (Burgess, 2001).	121
Figure IV -7: Cycles caractérisant la coupe de Ras El Manara.	124
Figure IV -8: Cycles caractérisant la partie nord de l'Annina Boudjellil.	125
Figure IV -9: Distribution des cycles rencontrés au niveau du secteur d'étude.	126
Figure IV -10: Carbone et oxygène de la roche totale.....	129
Figure IV -11: Types des cycles communs et caractéristiques des isotopes de carbones dans le secteur étudié.	131
Figure IV -12: Distribution des cycles péritidaux et subtidaux dans les monts de Traras pendant le Pliensbachien inférieur (Ameur, 1999).	134
Figure IV -13: Distribution des cycles péritidaux et subtidaux dans les monts de Traras pendant le Pliensbachien inférieur (Ameur, 1999)	139

Liste des tableaux

Tableau I-1: Tableau récapitulatif des principaux travaux réalisés dans les Monts des Traras..	33
Tableau I-2: Détail des travaux réalisés dans cette thèse..	38
Tableau II-1: Coordonnées GPS des coupes étudiées..	42
Tableau II-2: Caractéristiques des faciès et paléoenvironnement du secteur d'étude	61
Tableau III-1: Caractéristiques des différentes phases diagénétiques rencontrées dans le secteur d'étude..	86
Tableau IV-1: Tableau récapitulatif montrant les principales différences entre les roches carbonatées et détritiques en terme de stratigraphie séquentielle...	114

Table des matières

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: GENERALITES	6
I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	7
I.1-Cadre géographique générale.....	7
I.2-Cadre géographique du secteur d'étude	8
I.2.1-Localisation géographique des massifs étudiés	9
II- CONTEXTE GEOLOGIQUE	10
II.1- Histoire géologique des Traras pendant le Jurassique inférieur et moyen :	10
II.2- Succession lithologique synthétique dans le secteur de Béni Ouarsous :.....	13
II.2.1- Complexe volcano-sédimentaire (Trias supérieur-Sinémurien)	13
II.2.1.1- Formation des coulées volcaniques (Héttangien)	13
II.2.1.2- Formation lie-de-vin (Trias supérieur-Sinémurien)	13
II.2.2-Formation des Calcaires compacts de Zaïlou (Pliensbachien inférieur).....	14
II.2.1.1-Calcaires graveleux de Djerf Kébir.....	14
II.2.1.2- Membre de Calcaires oolithiques de Taouia :.....	15
II.2. 3- Formation des Calcaires du Tissedoûra (Domérien inférieur-Moyen)	15
II.2.3.1- Membre des calcaires biodétritiques à brachiopodes.....	15
II.2.3.2- Membre des calcaires à silex	16
II.2.3.3- Membre des calcaires à bélemnites.....	16
II.2.4- Formation de l'Ammonotico-rosso de Traras (Toarcien-Aalénien inférieur)16	
II.2.4.1- Membre calcaréo-marneux	16
II.2.4.1- Membre de calcaires à oncolithes-stromatolithiques de Béni Ourasous .	16
II.2.5- Formation des Calcaires des Traras (Aaléno-Bajocien).....	16
II.2.5.1- Membre basal.....	17
II.2.5.1- Membre principal.....	17
II.2.6- Marnes de Sekika (Bathonien)	17

III- CONTEXTE STRUCTURAL.....	19
III.1-Cadre structural général.....	19
III.1.1-Traras septentrionaux.....	19
III.1.2-Traras méridionaux.....	20
IV-CADRE PALEOGEOGRAPHIQUE ET TECTONIQUE.....	22
IV.1-Panneau de Guercif.....	22
IV.2-Panneau de Béni Snassen, Traras, Monts de Ouajda et Rhar Roubane (II).....	22
IV.3- Panneau des Monts de Tlemcen et de Daya (III).....	23
IV.4-Panneau de Saïda (IV).....	23
V-HISTORIQUE DE RECHERCHES.....	24
V.1- Travaux réalisés sur les Monts des Traras pendant le Jurassique :.....	24
V.1.1-Période de reconnaissance générale (1848- 1896).....	24
V.1.2-Période des synthèses régionales.....	25
V.1.3-Période des travaux récents.....	26
V.1.4-Les travaux de l'école oranaise.....	28
VI- MATERIELS ET METHODES.....	34
VI.1- Sédimentologie des faciès :.....	34
VI.2- Diagenèse.....	34
VI.2.1- Coloration des lames minces.....	34
VI.2.2-La cathodoluminescence.....	35
VI.3-Géochimie des isotopes stables.....	36
VI.3.1- Les ciments précoces et de blocage.....	36
VI.3.2- Matrice micritique et roche totale (<i>bulk rock</i>).....	37
CHAPITRE II: ENVIRONNEMENTS SÉDIMENTAIRES.....	39
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF.....	40
II- CHOIX D'UNE NOMENCLATURE DE ZONATION DES PALEOENVIRONNEMENTS.....	41
III- SEDIMENTOLOGIE DES FACIES DES COUPES ETUDIEES.....	42

III.1- Coupes levées :	42
III.2- Découpage lithostratigraphique :	43
III.2.1- Membre des Calcaires détritiques de Djerf El Kébir	43
III.2.2-Membre des calcaires de Taouia	44
III.3- Association de faciès et interprétation.....	46
III.3.1- Inter- Supratidal Environnements	46
III.3.1.1- Description des faciès	46
III.3.1.2- Interprétations	52
III.2- Lagon restreint.....	52
III.2.1- Description des faciès	52
III.2.2-Interprétation.....	54
III.3- Lagon ouvert.....	54
III.3.1- Lagon ouvert à énergie forte	54
III.3.1.1 –Description des faciès	54
III.3.2- Lagon ouvert modérément agité	56
III.3.2.1- Description des faciès	56
III.4-Haut-fond (Barrière).....	58
III.4.1-Description des faciès	58
III.4.2-Interprétation.....	59
III.5-La transition entre lagon distal et barrières	59
III.5.1- Description des faciès	59
III.5.2-Interprétation.....	59
III.6- Reconstitution paléoenvironnementale	63
CHAPITRE III : PHEOMENES DIAGENETIQUES: CARACTERISTIQUES	
PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES	65
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF	66
II. ANALYSE STADIALE DES DIFFERENTES PHASES DIAGENETIQUES	67
II.1- Les phases de la diagenèse précoce :	67

II.1.1- Micritisation (enveloppes micritiques).....	69
II.1.2- Ciments en ménisque micritiques (CMM) :.....	70
II.1.3- Structures géopétaux (SG)	72
II.1.4- Sédiments noires (SN).....	72
II.1.5-Ciments microstalactitiques	74
II.1.6- Ciments fibreux isopaques I et II (CIF-I et CIF-II).....	75
II.1.7- Ciments asymétriques fibreux (CAF)	77
II.1.8- Ciments à dents de chien (DC).....	79
II.1.9- Ciments radiaxial-fibreux (SRF).....	81
II.1.10- Ciment de blocage non ferreux (CBnF)	82
II.1.11- Remplacement aragonitiques (néomorphisme)	83
II.1.12- Fracture 1 :	85
II.2- Mode de formation des ciments asymétriques fibreux :.....	88
II.2.1- Description sédimentologique.....	88
II.2.2- Etude diagénétique	90
II.2.3- Ciments asymétrique vs ciments pendants : quelques considérations et lien avec la stratigraphie séquentielle	99
II.3.- Diagenèse mésogénique.....	101
II.3.1- Ciment de blocage 1 :.....	101
II.3.2- Ciment de blocage 2 :.....	101
II.3.3- Fracture 2 :	101
II.4-Synthèse des caractéristiques des ciments : <i>timing</i> de recristallisation et distribution dans le secteur d'étude)	104
CHAPITRE IV: CYCLICTY: CAUSE ET NATURE	106
I- INTRODUCTION ET OBJECTIF	107
II- DEFINITIONS ET QUELQUES PRINCIPES DE LA STRATIGRAPHIE.....	
SEQUENTIELLE	108
II.1- Définitions de cycle, paraséquence et séquence	108

II.2- Cortèges sédimentaires	109
II.3- Notion d'accommodation	110
II.3.1- Accommodation physique.....	110
II.3.2- Accommodation écologique.....	110
II.4- Relation entre accommodation et apport sédimentaire	111
III- FACTEURS CONTRÔLANT LA CYCLICITE	115
III.1-Facteurs allocycliques :	115
III.1.1- Changement eustatique du niveau marin :.....	115
III.1.1.1- Différents paramètres astronomiques	115
III.1.1.2 Identification des cycles d'origine eustatiques	116
III.1.2- Tectonique.....	118
III.1.2-1 Identification des cycles d'origine tectonique	119
III.2- Facteurs autocycliques	121
IV- CYCLES TROUVES ET ETUDIES DANS LE SECTEUR D'ETUDE	122
IV.1 -Cycles de Ras el Manara	122
IV.1.1 - Cycle péritidal symétrique.....	122
IV.1.2 - Cycle subtidal symétrique.....	122
IV.1.3 - Cycles péritidaux asymétriques.	123
IV.2- Cycles de l'Annina Boudjellil.....	123
IV.2.1- Cycles subtidaux asymétriques.....	123
IV.2.2- Cycle péritidal asymétrique.....	125
V- APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE A LA PREDICTION DE LA.....	
CYCLICITE.....	127
V.1- Données des isotopes stables	127
V.2- Interprétation des isotopes stables	127
VI - CONTROLE DES CYCLES TROUVÉS DANS LE SECTEUR D'ETUDE ...	131
VI.1-Possible contrôle eustatique ?	131
VI.2 -Possible contrôle tectonique ?.....	132

VI.3 - Contrôle majeur des processus d'autocyclicité.....	135
VI.3.1- Massif d'Annina Boudjellil.	135
VI.3.2- Ras El Manara.....	136
VI.4- Contrôle des épaisseurs et des durées des cycles	137
VI.5- Comparaison avec les études des régions voisins	139
CONCLUSIONS GENERALES	140
CONCLUSIONS	141
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	146

Annexes 1

**Composition isotopique du carbone et
d'oxygène de la roche totale des trois coupes
(A.B.I, A.B.II et R.M)**

Coupe	Echantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Coupe de Ras El Manara			
	R.M 2	1.72	-5.55
	R.M 3	0.12	-5.39
	R.M 5b	1,89	-6.40
	RM6	1.10	-5.45
	R.M 7	0.68	-4.84
	R.M 8b	-0.07	-4.80
	R.M 12b	1.15	-5.21
	R.M 12s	0.52	-5.10
	R.M 13	0.78	-5.62
	R.M 14	1.22	-5.97
	R.M 17	1.48	-5.25
	R.M 19b	1.04	-4.66
	R.M 19s	1.00	-4.68
	R.M 22s	0.74	-4.96
	R.M 23	0.64	-5.17
	R.M 24b	0.79	-5.57
	R.M 25s	1.33	-6.67
	R.M 26	2.00	-7.23
	R.M 27s	-2.46	-6.40
	R.M 28	1.68	-5.64
	R.M 30	0.79	-5.27
	R.M32s	0.77	-4.78
	R.M 33s	0.78	-5.23
	R.M 35s	1.36	-5.35
	R.M 37s	0.50	-5.43
	R.M 38s	0.89	-5.44
	R.M 39b	-0.17	-5.67
	R.M 39s	1.19	-5.28
	RM40	0.58	-5.87
	RM41	0.37	-5.96
	R.M 42s	0.51	-5.14
	R.M 45s	-0.18	-5.61
	R.M 46b	1.13	-5.42
	R.M 46s	1.01	-5.38
	R.M 47m	1.19	-5.98
	R.M 47s	1.28	-6.90
	R.M 48m	-3.50	-6.57
	RM49c	-4.64	-6.41
	RM 49d	0.20	-5.38
	R.M 49e	-4,5	-6,23
	RM50s	0.70	-5.69

Coupe	Echantillon	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Coupe de Annina			
Boudellil I (A.B.I)			
	A.B I 1	1.45	-4.56
	A.B I 3	2.10	-5.70
	A.B I 9	0.94	-4.69
	A.B I 11	0.53	-5.69
	A.B I 13	-0.38	-8.64
	A.B I 14	-3.23	-10.05
	A.B I 15	1.79	-6.48
	A.B I 16	1.84	-4.41
	A.B I 20	1.67	-8.41
	A.B I 21b	1.79	-6.86
	A.B I 22b	1.26	-5.08
	A.B I 23s	0.99	-8.12
	A.B I 25m	1.79	-6.44
	A.B I 25s	0.90	-6.20
Coupe de l'Annina			
Boudjellil I (A.B.II)			
	A.B II 2	1.65	-5.52
	A.B II 3	1.87	-5.46
	A.B II 4	1.78	-6.59
	A.B II 5	1.82	-6.06
	A.B II 6	1.28	-5.97
	A.B II 7	1.19	-5.64
	A.B II 9	1.52	-6.75
	A.B II 10	1.31	-6.95
	A.B II 11	1.69	-4.80
	A.B II 12	2.38	-3.76
	A.B II 13	0.98	-5.46
	A.B II 15	2.34	-5.62
	A.B II 16	2.08	-5.89
	A.B II 17	2.38	-6.40
	A.B II 18	0.05	-6.43
	A.B II 19	0.21	-6.72
	A.B II 20	2.10	-7.27
	A.B II 21	1.80	-7.59
	A.B II 22	1.97	-7.18
	A.B II 23	1.84	-6.80

Annexes 2

**Composition isotopique du carbone et
d'oxygène des différents constituants
d'échantillon 24**

Grain/ciment	Echantillon	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$
Ciment isopaque fibreux (CIF-I)	S1	1.08‰	-3.92‰
Ciment isopaque fibreux (CIF-I)	S2	0.68‰	-5.33‰
Ciment asymétrique fibreux (CAF)	S3	2.32‰	-7.08‰
Ciment asymétrique fibreux (CAF)	S4	2.40‰	-4.20‰
Ciment asymétrique fibreux (CAF)	S5	-0.09‰	-5.8‰
Ciment asymétrique fibreux (CAF)	S6	0.96‰	-4.95‰
Ciment radiaxial fibreux (CRF)	S7	2,47‰	-3,10‰
Ciment radiaxial fibreux (CRF)	S8	2,69‰	-2,94‰
Calcite de blocage précoce non ferreux (CBnF)	S9	1,14‰	-3,21‰
Ciment micritique en ménisque	S10	1,19‰	-5,07‰
Ciment micritique en ménisque	S11	1,00‰	-5,05‰
Ciment micritique en ménisque	S12	2,32‰	-3,03‰
Ciment pendants (CP)	S13	1,14‰	-5,14‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S14	-1.46‰	-5.80‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S15	0.55‰	-8.65‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S16	1.51‰	-4.32‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S17	0,84‰	-8,61‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S18	0,83‰	-6,21‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S19	1,38‰	-7,71‰
Ciment de blocage calcitique (Cb)	S20	2,15‰	-6,36‰
Grains (morceau de corail)	S21	1.03‰	-4.85‰
Grain (oncoïde)	S22	0.7‰	-5.34‰
Grain (oncoïde)	S23	1.5‰	-4.04‰