

**UNIVERSITÉ ABOU BEKR BELKAÏD - TLEMCCEN
FACULTÉ DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE,
DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS**

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

N) : /STU/2020

THÈSE

présentée par

MENNAD Abdelkader

en vue de l'obtention du

Diplôme de Doctorat en Sciences de la Terre et de l'Univers

Option:

Environnements Continentaux et Margino-Littoraux – Risques Naturels

**Stratigraphie et sédimentologie
des terrains crétacés et paléogènes
de l'Atlas Saharien occidental (Algérie)**

Soutenue le 24-11-2020

Devant le jury composé de :

Abderrezak BOUANANI	Professeur	Université de Tlemcen	Président
Mustapha BENSALAH	Professeur	Université de Tlemcen	Directeur de thèse
Rodolphe TABUCE	CR-CNRS	Université de Montpellier	Co-directeur de thèse
Bouhameur MANSOUR	Professeur	Université Oran 2	Examineur
Mhammed MAHBOUBI	Professeur	Université Oran 2	Examineur
Mohammed ADACI	M. Conf.	Université de Tlemcen	Examineur

Année universitaire 2019-2020

Remerciements

Ce travail, réalisé au Laboratoire de Recherche n°25 " Promotion des Ressources Hydriques, Pédologiques et Minières. Législation de l'Environnement et Choix Technologiques " de l'Université de Tlemcen, est le fruit de plusieurs années de travail ; il n'aurait, sans doute, pas pu aboutir sans l'aide substantielle et le soutien de nombreuses personnes que je tiens à remercier ici :

Je tiens à reconnaître mon endettement et à remercier chaleureusement mon directeur de thèse, Professeur Bensalah Mustapha Directeur du Laboratoire, qui a rendu ce travail possible. Ses conseils et ses encouragements ont été inestimables tout au long des différentes étapes de ce travail.

Monsieur le Docteur Rodolphe Tabuce, chargé de Recherche à l'Institut des Sciences de l'Évolution de Montpellier (ISEM, Université de Montpellier), a co-dirigé ma thèse et m'a guidé au cours de ce travail. Je tiens ici à lui présenter des remerciements particuliers pour m'avoir chaleureusement accueilli au sein de Laboratoire de Paléontologie durant mes stages de court séjour et qui m'a toujours fait profiter des moyens de recherche ainsi que pour ses conseils et son aide précieuse durant la réalisation de cette thèse.

Mes remerciements vont également à Monsieur Bouanani Abderrazak, professeur à l'Université de Tlemcen, qui m'a honoré en acceptant de présider le jury de ma thèse.

J'adresse mes remerciements les plus respectueux à Monsieur Bouhammeur Mansour, Professeur à l'Université d'Oran 2, qui a accepté de jury ce travail de recherche.

J'adresse aussi mes remerciements les plus respectueux à Monsieur Mahboubi Mhammed, Professeur à l'université d'Oran 2, qui a accepté d'examiner ce travail de recherche.

Je tiens également à remercier Monsieur Adaci Mohammed, Maître de conférences à l'Université de Tlemcen, d'avoir accepté de lire et de participer au jury de ce travail sur le Crétacé et le Paléogène de l'Atlas Saharien occidental.

À cette occasion, toutes ma gratitude à Monsieur Benyoucef Madani pour son soutien précieux et son encouragement au cours de nos travaux sur le terrain. Par leur accompagnement, j'ai acquis le secret de la géologie de terrain.

Mes remerciements s'adressent aussi à :

Monsieur Henri Cappetta, Professeur émérite à l'ISEM, et Monsieur Guinot Guillaume maître de conférences à l'ISEM, pour la détermination de la faune de sélaciens.

Madame Otero Olga, Professeur à l'Université de Poitier (France), pour la détermination de la faune d'actinoptérygiens.

Monsieur Raphaël Sarr, Professeur à l'Université de Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal), pour la détermination de la faune d'ostracodes.

Monsieur Martín-Closas Carles, Professeur à l'Université de Barcelone (Espagne) pour la détermination de la flore de charophytes.

Monsieur Lagnaoui Abdelouahed, Maître de Conférences à l'Université des Sciences Exacte de La Pampa (Argentine), pour la détermination des sections ichnologiques.

Merci à Monsieur Nevado, Technicien au laboratoire de Géosciences de l'Université de Montpellier (salle de litho-préparation), pour m'avoir confectionné les lames minces.

Un grand merci à Monsieur Jean-Louis Bodinier, Directeur de Recherche au CNRS et Coordinateur UM du projet IRSES MEDYNA qui m'a accordé plusieurs stages scientifiques de court séjour à l'Institut des Sciences de l'Évolution (équipe de paléontologie) dans le cadre du projet inter-universitaire de Medyna, qui m'ont permis bien d'avancer mes travaux de doctorat.

Mes remerciements vont également à Madame Professeur Monique Vianey-Liaud, émérite à l'ISEM (équipe de paléontologie), pour l'accueil chaleureux.

Je tiens sincèrement à remercier tous mes chères et chers collègues du Laboratoire de Recherche n° 25 : Fekih Norelhouda, Kentri Touria, Ghenim Asma, Bourezg Aicha et Ghadran Hacina et Frioui Kamila, et Hammouda Sid Ahmed, Mebarki Kaddour, Sidhoum Rachid, Guendouz Mohammed Lassaad, Meguenni Abdelkader, Ferdi Bilal, Baghli Hicham, Mekki Fayçal et Menzoul Bouabdellah. Ainsi, je n'ai pas le droit d'oublier de remercier mon ami Taibi Mustapha, technicien du CRAAG au Laboratoire n°25.

Je dédie ce travail à mes très chers parents

Résumé

Cette thèse porte sur l'étude stratigraphique, paléontologique, sédimentologique et paléobiogéographique des terrains crétacés et paléogènes de l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour, Algérie). Quatre coupes lithologiques ont été levées, appuyées par des prélèvements d'échantillons de roches meubles et dures. Les coupes sont réparties sur deux secteurs : les coupes de Hassi Djeifa et de l'Oued Retem dans le secteur de Forthassa, et celles de l'Oued Tafarahit et de l'Oued Kherouaa dans le secteur de Rhelida-Tismert.

À Hassi Djeifa (secteur de Forthassa), la coupe levée est représentée par deux formations superposées : la Formation de Mdaouer puis la Formation de Rhoundjaïa. La Formation de Mdaouer comprend des marnes rougeâtres ou verdâtres, des calcaires et des grès chenalisés tandis que la Formation de Rhoundjaïa marquée par une dalle « muraille » de calcaire dolomitique à silex. Les niveaux marneux de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer ont révélé la présence des restes de vertébrés et d'invertébrés : chondrichthyens (rajiformes), actinoptérygiens (pycnodontiformes), ostracodes, gastéropodes et bivalves, parfois associés à des gyrogonites de charophytes. La faune de chondrichthyens représentée par deux espèces biostratigraphiques : *Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae* permet d'attribuer un âge cénomanien inférieur pour la Formation de Mdaouer.

Au niveau de l'Oued Retem, la série détritique est subdivisée en deux unités : unité grés-argileuse inférieure surmontée par une autre unité grés-argileuse supérieure coiffée par une mince carapace calcaire. Les grès et les argiles rouges de l'Oued Retem pourraient être rattachés au Campanien-Maastrichtien par similitude lithofaciologique ainsi la proximité géographique à des niveaux bien datés.

Sur le plan paléoécologique, l'assemblage floristique et faunistique de Hassi Djeifa (notamment les ostracodes) sont caractéristiques d'un milieu dulçaquicole à mésohalin, la salinité fluctue au gré des marées (entre 0 et 18 ‰). L'étude sédimentologique a permis de distinguer quatre faciès au niveau de la série de Hassi Djeifa, ils indiquent un environnement de plaine côtière sporadiquement influencé par des courants de marées. Les batomorphes (*Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*) permettent de déterminer un échange faunistique Est-Ouest sur la marge méridionale de la Téthys.

La Formation détritique de l'Oued Tafarahit est composée de microconglomérats, de grès et d'argiles. Les quatre termes argileux du membre supérieur de la Formation de l'Oued

Tafarahit renferment des restes d'actinoptérygiens (osteoglossiformes et characiformes), d'ostracodes et de microgastéropodes, associés à des gyrogonites de charophytes en très bon état de conservation. Cette microflore (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis*, *Nitellopsis (Tectochara) thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara*) associée à des ostracodes nous a permis d'assigner un âge yprésien inférieur pour la Formation de l'Oued Tafarahit.

La série sédimentaire de l'Oued Kherouaa est représentée par une succession de conglomérats, de grès et d'argiles. Elle est aussi subdivisée en deux unités superposées : unité inférieure dominée par des conglomérats, et unité supérieure dominée par des grès massifs. Les bancs gréseux et conglomératique sont bien redressés, (selon le pendage des marno-calcaires de Tismert), cela nous permet d'envisager un âge éocène inférieur ou moyen en concordance avec la phase tectonique atlasique.

La paléoécologie des ostracodes yprésiens est caractérisée dans l'intervalle dulçaquicole à euhalin où la salinité oscille de 0 à 35 ‰. Les données sédimentologiques et paléontologiques ont permis de distinguer trois faciès, et indiquent un environnement fluvio-lacustre. Les charophytes nous ont permis de mettre en évidence une relation paléobiogéographique entre les bassins éocènes voisins et ceux de l'Europe du Sud. Cependant, les actinoptérygiens (*Alestini* et *Heterotis*) témoignent de l'existence d'un lien hydrographique entre les bassins paléogènes via la plaque arabo-africaine.

Mots-clés : Algérie ; Atlas Saharien occidental ; Crétacé ; Paléogène ; Paléoenvironnement ; Chondrichthyens ; Actinoptérygiens ; Ostracodes ; Charophytes ; Paléobiogéographie.

Abstract

This thesis deals with the stratigraphical, paleontological, sedimentological and paleogeographical study of the cretaceous and paleogenes terrains of the wester saharan Atlas (Ksour Mountains, Algeria). Four lithological sections have been lifted, to pressed by samples of loose and hard rock. The sections are divided into two sectors: the Hassi Djeifa and Oued Retem sections in the Forthassa sector, and those of Oued Tafarahit and Oued Kherouaa in the Rhelida-Tismert sector.

In Hassi Djeifa (Forthassa sector), the lifted section is represented by two superimposed formations: the Mdaouer Formation then the Rhoundjaïa Formation. The Mdaouer Formation includes reddish or greenish marls, limestones and channeled sandstones while the Rhoundjaïa Formation marked by a “wall” slab of dolomitic limestone with flint. The marly levels of the upper part of the Mdaouer Formation revealed the presence of the remains of vertebrates and invertebrates: chondrichthyans (rajiformes), actinopterygians (pycnodontiformes), ostracods, gastropods and bivalves, sometimes associated with gyrogonites of charophytes. The chondrichthyan fauna represented by two biostratigraphic species: *Mafdetia tibniensis* and *Baharipristis bastetiae* allows to assign a lower Cenomanian age for the Mdaouer Formation.

At the level of Oued Retem, the detrital series is subdivided into two units: a lower sandstone-clay unit surmounted by another upper sandstone-clay unit capped by a thin limestone carapace. The sandstones and red clays of Oued Retem could be attached to the Campanian-Maastrichtian by lithofaciological similarity as well as the geographical proximity at well dated levels.

On the paleoecological level, the floristic and faunistic assemblage (in particular the ostracods) are characteristic of a freshwater environment with mesohaline, the salinity fluctuates according to the tides (between 0 and 18 ‰). The sedimentological study made it possible to distinguish four facies, they indicate an environment of coastal plain sporadically influenced by tidal currents. The batomorphs (*Mafdetia tibniensis* and *Baharipristis bastetiae*) make it possible to determine an East-West faunal exchange on the southern margin of the Tethys.

The Oued Tafarahit Detrital Formation is composed of microconglomerate, sandstone and clay. The four clay terms of the upper member of the Oued Tafarahit Formation contain remains of actinopterygians (osteoglossiform and characiform), ostracods and

microgasteropods, associated with gyrogonites of charophytes in very good condition of conservation. This microflora (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis*, *Nitellopsis (Tectochara) thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara*) associated with ostracodes allowed us to assign a lower Ypresian age for the Formation of Oued Tafarahit.

The sedimentary series of Oued Kherouaa is represented by a succession of conglomerates, sandstone and clay. It is also subdivided into two superimposed units: lower unit dominated by conglomerates, and upper unit dominated by massive sandstones. The sandstone and conglomerate bed are well inclined to the north, (according to the dip of the Tismert marl-limestones), this allows us to consider a lower or middle Eocene age consistent with the atlas tectonic phase.

The paleoecology of ostracods is characterized in the freshwater to euhaline interval where the salinity ranges from 0 to 35 ‰. The sedimentological and paleontological data made it possible to distinguish three facies, and indicate a fluvio-lacustrine environment. The charophytes have allowed us to highlight a paleobiogeographic relationship between the neighboring Eocene basins and those of southern Europe. However, actinopterygians (*Alestini* and *Heterotis*) witness to the existence of a hydrographic link between the paleogenes basins via the Arab-African plate.

Keywords : Algeria ; Western Saharan Atlas ; Cretaceous ; Paleogene ; Palaeoenvironment ; ; Chondrichthyan ; Actinopterygian ; Ostracoda ; Charophyta ; Palaeobiogeography.

ملخص

تتناول هذه الأطروحة الدراسة الطبقيّة، المستحثاتية، الرسوبية والجغرافيا القديمة لعصر الطباشيري والبالوجين للأطلس الصحراوي الغربي (جبال القصور، الجزائر). تم رفع أربعة (04) مقاطع صخرية جديدة، موسومة بجمع عينات ودراسة ميدانية ومخبرية. المقاطع موزعة على منطقتين؛ منطقة فورطاسة قمنا بمقطع حاسي جيفة (مناد وأخرون، 2020)، ومقطع وادي الرثم؛ كذلك في منطقة غليضة-تيسمرت قمنا بمقطع واد تفرأحيت ومقطع واد الغرواع.

مع ذلك، المستويات مرنية للجزء العلوي من تشكيل مدور كشفت عن وجود بقايا فقاريات واللافقاريات: أسماك غضروفية (ورنكيات الشكل)، أسماك شعاعيات الزعانف (بيكنوضونتيفورخم)، السحالي، الأستركود، معديات الأرجل، صدفيات، متحدة أحيانا مع عضيات من الكاروفيت. بالإضافة إلى ذلك، تحتوي أربعة مستويات طينية في الطرف العلوي من تكوين وادي تفرأحيت علبقايا فقاريات واللافقاريات: أسماك شعاعيات الزعانف (عظميات اللسان وكراسين) أوستراكود، غالبا ما ترتبط بعضيات من كاروفيت في حالة حفظ جيدة. الدراسة الطبقيّة لمقطع حاسي جيفة أكدت عمر سينوماني سفلي-(أومتوسط) الموافق لتشكيل مدور وسينوماني علوي-تيروني سفلي للكلس دولوميتي سيليسي الموافق لتشكيل خونجاية؛ من خلال التشابه الصخري والقرب الجغرافي من طبقات مؤرخة جدا (المقصود هو الطرف العلوي من تشكيل تقري)، يمكن أن ينسب عصر كامبانيان-ماستريختيان إلى المجموعة الرسوبية لواد الرثم؛ سمحت المجموعة المستحثاتية بتحديد عمر لأبريسي سفلي لتشكيل واد تفرأحيت؛ بالتوافق مع مرحلة بناء جبال الأطلس، يمكن للرواسب الحثاتية لواد الخرواع أن توافق عمر الأيوسين أسفل-متوسط.

في إطار الدراسة الرسوبية للمقاطع، تم وصف وتفسير ثلاثة عشر سحنة رسوبية. سمحوا لنا بتمييز أربعة (04) أوساط رسوبية. المستحثات سينومانيان (لاسيما لأستراكود) لحاسي جيفة من صنف المياه العذبة إلى متوسطة الملوحة أين الملوحة من 0 إلى 18 ‰. أيضا، مستحثات لأبريسي لواد تفرأحيت مميز للمنطقة البيئية من المياه العذبة إلى المياه المالحة أين الملوحة تتراوح بين 0 و35 ‰.

إن وصف المعطيات الرسوبية والمستحثاتية للمقاطع المدروسة سمح لنا باستنتاج تطور الجغرافية القديمة خلال السينومانيان-تيرونيان، خصوصا بتحديد "خط شاطئ" بحر السينومانيان، وبتمييز علاقة جغرافية على أساس الحفريات ما بين محيط التيتش الشرقي والغربي. في الأبريسي، جبال القصور دخلت في نطاق قاري (منطقة بارزة).

ونتيجة لذلك، سمحت لنا أنواع الكاروفيت بتسليط الضوء على الأحواض على العلاقة الباليوجيوغرافية بين أحواض الأيوسين المجاورة وأحواض جنوب أوروبا. بينما تشهد أسماك شعاعيات الزعانف (عظميات اللسان والكراسين) على وجود صلة بين الأحواض الهيدروغرافية، خلال البالوجين، عبر الصفيحة العربية-الإفريقية.

الكلمات المفتاحية: الجزائر؛ الأطلس الصحراوي الغربي؛ طباشيري؛ بالوجين؛ باليوبئة؛ باليوغرافية؛ أسماك غضروفية؛ أسماك عظمية؛ أستراكود؛ كاروفيت.

Table des matières

Table des matières

Remerciements

ملخص

Résumé

Abstract

Table des matières

Chapitre 01

Généralités

1. Introduction	2
2. Présentation générale de l'Atlas Saharien	2
3. Objectifs de la thèse.....	4
4. Méthodologie de travail	4
4.1. Sur le terrain	4
4.2. Au laboratoire.....	5
4.2.1. Lavage-tamassage-séchage-tri	5
4.2.2. Confection de sections polies et de lames minces.....	6
4.2.3. Microscopie	6
4.2.4. Étude de fossiles.....	6
4.2.5. Photographie au Microscope Électronique à Balayage (MEB).....	7
5. Cadre stratigraphique général de l'Atlas Saharien occidental.....	7
5.1. Trias.....	7
5.2. Jurassique	8
5.3. Crétacé inférieur.....	10
5.4. Crétacé supérieur.....	11
5.5. Post-Turonien	12

Chapitre 02

Lithostratigraphie

1. Introduction	14
2. Secteur de Forthassa	14
2.1. Cadre géographique et géologique	14
2.1.1. Jurassique.....	15

2.1.2. Cénomano-Turonien	15
2.1.3. Cénozoïque.....	15
2.2. Descriptions des coupes	18
2.2.1. Coupe de Hassi Djeifa (Forthassa).....	18
a. Localisation de la coupe	18
b. Description de la coupe.....	18
b.1. Formation de Mdaouer.....	18
b.2. Formation de Rhoundjaïa	18
2.2.2. Coupe de l'Oued Retem	20
a. Localisation de la coupe	20
b. Description de la coupe.....	20
3. Secteur de Rhelida-Tismert.....	21
3. 1. Cadre géographique et géologique	21
3.1.1. Jurassique.....	21
3.1.2. Crétacé inférieur.....	22
3.1.3. Crétacé supérieur	22
3.1.4. Cénozoïque	22
3. 2. Description des coupes.....	22
3.2.1. Coupe de l'Oued Tafarahit.....	22
a. Localisation de la coupe	22
b. Description de la coupe.....	23
b.1. Membre inférieur grés-argilo-conglomératique.....	23
b.2. Membre supérieur grés-argileux	23
3.2.2. Coupe de l'Oued El Kherouaa (Tismert)	25
a. Localisation de la coupe	25
b. Description de la coupe.....	25
b.1. Unité détritique inférieure.....	26
b.2. Unité détritique supérieure	26
4. Conclusion.....	27

Chapitre 03

Paléontologie, systématique, attribution stratigraphique, paléoécologie et paléobiogéographie

1. Introduction.....	30
2. Généralités sur la faune et la flore étudiée.....	30
2.1. Faune	30

2.1.1. Chondrichtyens.....	30
2.1.2. Actinoptérygiens	32
2.1.3. Squamates.....	34
2.1.4. Ostracodes	34
2.2. Flore	37
2.2.1. Charophytes.....	37
3. Paléontologie et systématique.....	39
3.1. Taxons de Hassi Djeifa.....	39
3.1.1. Chondrichthyens.....	40
3.1.2. Actinoptérygiens	44
3.1.3. Squamates.....	45
3.1.4. Ostracodes	46
3.2. Taxons de l'Oued Tafarahit.....	51
3.2.1. Actinoptérygiens	51
3.2.2. Ostracodes	55
3.2.3. Charophytes.....	58
3.2.4. Ichnofossiles.....	65
4. Attributions stratigraphiques	69
4.1. Secteur de Forthassa.....	70
4.1.1. Hassi Djeifa (Forthassa)	70
4.1.2. Oued Retem.....	71
4.2. Secteur de Rhelida-Tismert	71
4.2.1. Oued Tafarahit.....	71
4.2.2. Oued El Kherouaa	73
5. Paléoécologie	75
5.1. Hassi Djeifa (Forthassa)	75
5.1.1. Chondrichthyens.....	75
5.1.2. Actinoptérygiens	75
5.1.3. Ostracodes	76
5.1.4. Autres faunes benthiques.....	77
5.1.5. Flore de charophytes.....	78
5.2. Oued Tafarahit.....	78
5.2.1. Actinoptérygiens	78
5.2.2. Ostracodes	78
5.2.3. Charophytes.....	79

6. Paléobiogéographie	80
6.1. Faune cénomanienne	80
6.1.1. Chondrichthyens (batomorphes)	80
6.2. Faune et flore yprésienne	81
6.2.1. Actinoptérygiens	81
6.2.2. Ostracodes	82
6.2.3. Charophytes.....	83
7. Conclusion.....	85

Chapitre 04

Sédimentologie de faciès et paléoenvironnement

1. Introduction	88
2. Généralités sur les milieux de sédimentation marine et continentale	89
2.1. Les systèmes fluviaux	89
2.2. Les Plateformes proximales	91
3. Faciès sédimentaires et interprétation des paléoenvironnements.....	94
3.1. Le Crétacé supérieur du secteur de Forthassa	94
3.1.1. Série de Hassi Djeifa	94
a. Inventaire et interprétation des faciès	94
FS1. Faciès calcaireux	94
FS2. Faciès marneux	98
FS3. Faciès gréseux	99
FS4. Faciès calcaire dolomitique.....	99
b. Interprétation de l'environnement sédimentaire.....	100
3.1.2. Série de l'Oued Retem.....	102
a. Inventaire et interprétation des faciès	102
FS1. Faciès gréseux	102
FS2. Faciès argileux	105
b. Interprétation de l'environnement sédimentaire.....	106
3.2. Le Paléogène du secteur de Rhelida-Tismert	107
3.2.1. Série de l'Oued Tafarahit	107
a. Inventaire et interprétation des faciès	107
FS1. Faciès microconglomératique	107
FS2. Faciès gréseux	108
FS3. Faciès argileux	111

b. Interprétation de l'environnement sédimentaire.....	112
3.2.2. Série de Kherouaa.....	113
a. Inventaire et interprétation des faciès.....	113
FS1. Faciès conglomératique.....	113
FS2. Faciès gréseux.....	113
FS3. Faciès argileux.....	117
b. Interprétation de l'environnement sédimentaire.....	118
4. Conclusion.....	120
Conclusion générale et perspectives	122
Références bibliographiques	128
Liste des figures	157
Liste des tableaux	162

Chapitre 1

Généralités

1. Introduction

L'Atlas Saharien occidental constitue l'extrémité Ouest de la chaîne atlasique algérienne, occupant une assez vaste surface géographique encadrée au Nord-Est par le Djebel Amour et au Sud-Ouest par le Haut Atlas marocain. Il est marqué sur son versant méridional par la flexure sud-atlasique (Laffite, 1939), celle-ci s'étend depuis d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabès en Tunisie, et sur son versant septentrional par l'accident nord-atlasique (Cornet, 1952 ; Galmier, 1951 ; Kazi-Tani, 1986) ou sud mésétien (Michard, 1976 ; Frizon De Lamotte *et al.*, 2001). Ces deux accidents tectoniques constituent un remarquable trait topographique dans la nature.

Dans le cadre de ce travail de thèse de doctorat, l'intérêt a été porté sur les terrains cénomano-turonien et cénozoïques de l'Atlas Saharien occidental, objet de cette étude. Ils affleurent respectivement dans des anticlinaux et/ou dans des synclinaux perchés ou des terrains tabulaires par endroits légèrement redressés. Antérieurement, ces affleurements n'ont fourni que très peu de données biostratigraphiques.

2. Présentation générale de l'Atlas Saharien

L'Atlas Saharien algérien est une zone montagneuse qui appartient à la chaîne alpine de l'Afrique du Nord (Maghrébides) (fig. 1). Il s'étend sur environ 1200 Km, depuis la terminaison orientale du Haut Atlas marocain à l'Est, jusqu'à la terminaison occidentale de l'Atlas Tunisien à l'Ouest, suivant une direction NE-SW. Ce bassin atlasique intracontinental, né de grands mouvements de plaques (Guee et Kazi-Tani, 1982), liés notamment à la dislocation de la Pangée et aux mouvements relatifs des plaques lithosphériques africaine, américaine et eurasiatique ; il est rempli par une épaisse sédimentation appartenant aux domaines marins, margino-littoraux peu profonds, puis continentaux. Il constitue un édifice atlasique plissé lors de l'orogénèse atlasique (Ritter, 1902), situé entre deux domaines tectoniquement stables, la plate-forme saharienne au Sud, et les Hauts plateaux au Nord. Cependant, cet Atlas rejoint directement le môle de Constantine d'une part, et l'Atlas tellien d'autre part (fig. 2). Le plus haut sommet de l'Atlas Saharien est représenté par le Djebel Chélia, dans le massif aurésien, culminant à 2328 m d'altitude. Ritter (1902) l'a subdivisé en trois faisceaux de méga-plis qui comprennent d'Est en West : l'Atlas Saharien oriental (ou Monts des Ouled Naïl), Atlas Saharien central (Djebel Amour) et l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour) qui fait l'objet de notre étude ici.

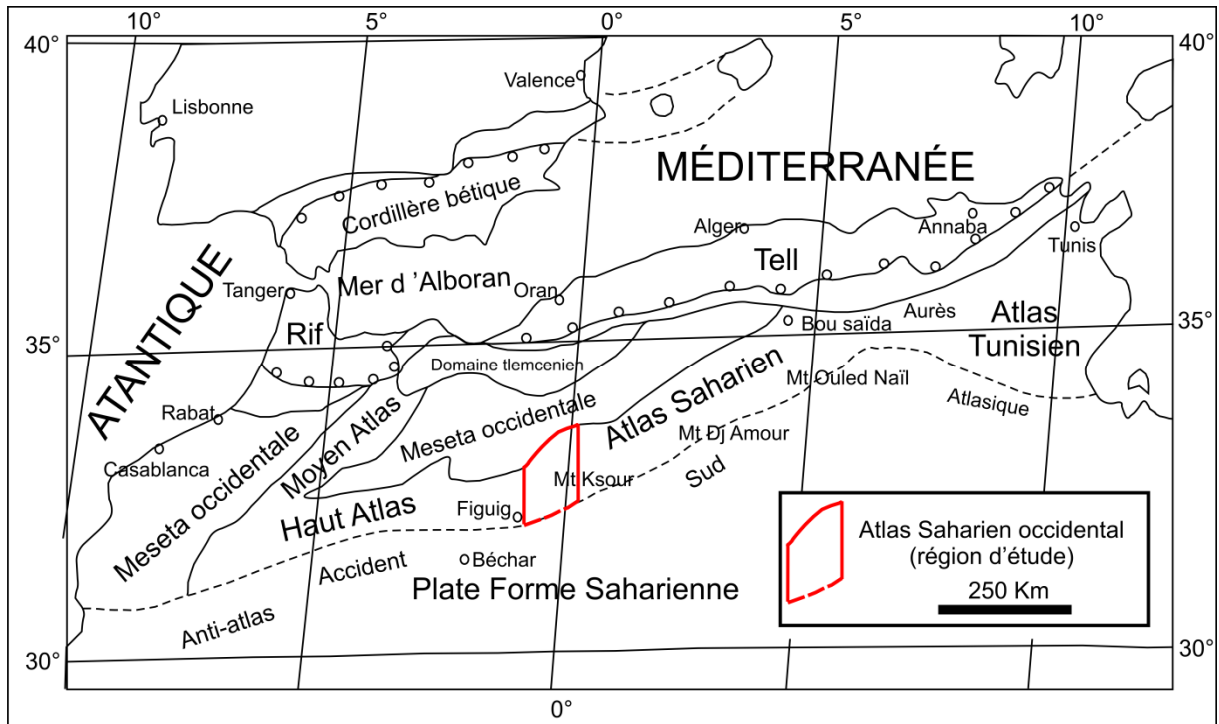


Figure 1: Situation de l'Atlas Saharien occidental (Mons des Ksour) dans la chaîne des Magrébides et Alpine occidentale (Elmi, 1977).

L'Algérie peut être subdivisée morphologiquement en quatre grands domaines (fig. 2), du Sud vers le Nord : la plateforme saharienne, l'Atlas Saharien, les Hauts plateaux et l'Atlas tellien.

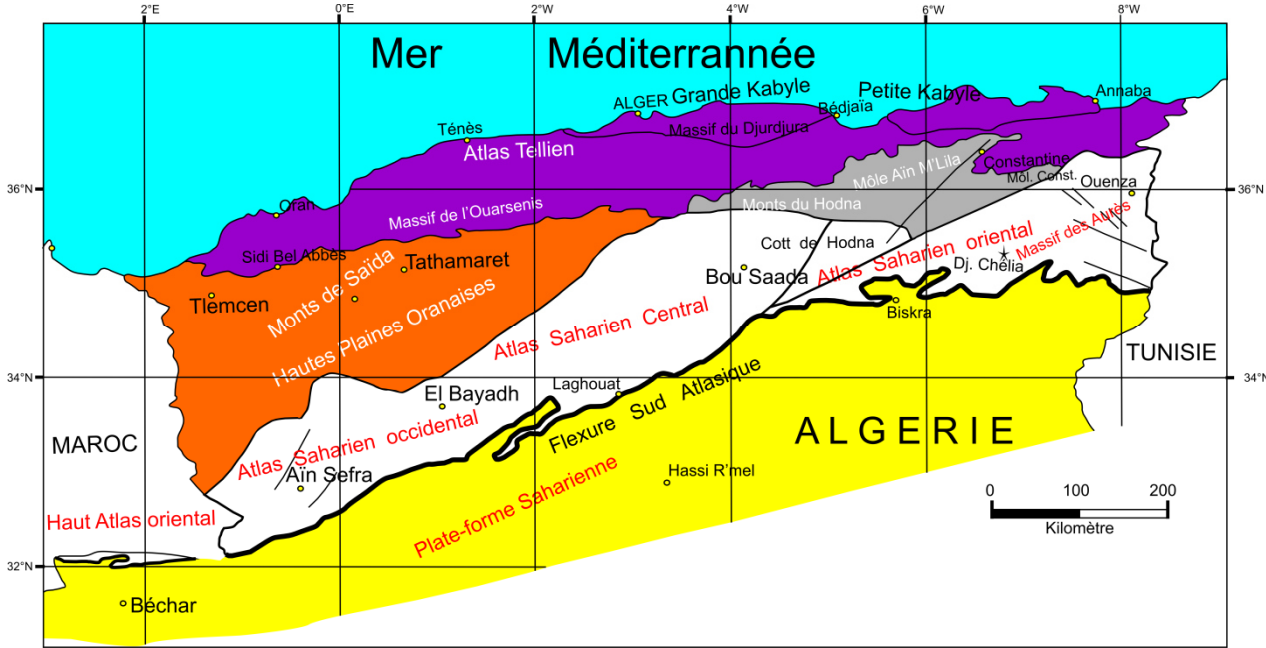


Figure 2: Grands ensembles géographiques et géologiques du Nord de l'Algérie.

3. Objectifs de la thèse

Ce travail vise à étudier le Cénomano-Turonien et le Paléogène des secteurs de Forthassa et de Rhelida-Tismert (Atlas Saharien occidental) sur le plan lithologique, sédimentologique et paléontologique et à rechercher des solutions aux problèmes stratigraphiques rencontrés par les anciens auteurs (Cornet, 1952 ; Galmier, 1970 ; Bassoullet, 1973 ; Mahboubi, 1983 et 1995). Pour apporter les précisions biostratigraphiques aux différents terrains affleurant dans ces secteurs et compléter les descriptions sédimentologiques et paléoenvironnementales, les objectifs suivants ont été tracés :

- La description des affleurements étudiés sur le plan lithologique et paléontologique par le lever de quatre coupes ;

- L'identification des faciès et des structures sédimentaires à l'échelle des affleurements ainsi que des microfaciès par l'interprétation des lames minces et des sections polies ;

- La recherche de faune, de microflore et d'ichnofossiles dans les différents niveaux et échantillons prélevés dans l'ensemble des coupes ;

- La détermination et la description taxonomique de la faune et microflore trouvées à des fins stratigraphiques, paléoécologiques et paléogéographiques ;

- La reconstitution des paléoenvironnements en exploitant les données de faciès, de faune et de microflore obtenus dans les différentes coupes étudiées ;

4. Méthodologie de travail

La méthodologie adoptée dans ce travail de thèse consiste en deux parties complémentaires : les travaux de terrain et de laboratoire.

4.1. Sur le terrain

Pour repérer et choisir les localités offrant les coupes les plus complètes et accessibles, plusieurs jours de reconnaissances de terrain ont été nécessaires, en consultant préalablement les cartes géologiques de Forthassa (E-13) et de Labiod Sidi Cheikh (G-13) et en utilisant Google Earth.

Quatre coupes lithologiques ont été levées en détail dans les Monts des Ksour, avec prélèvements de roches dures et meubles. Parmi ces coupes, deux sont levées dans la partie Nord-Ouest de l'Atlas Saharien occidental, et deux autres dans sa partie Sud-Est.

Pour chaque coupe et pour chaque niveau sédimentaire friable et susceptible de fournir de la microfaune, plusieurs centaines de kilogrammes de sédiments de natures variées, argileuses, marneuses ont été prélevés sur les terrains d'étude pour lavage et tri. Par ailleurs, des prélèvements de roches ont été effectués sur les bancs carbonatés et gréseux pour confection de lames minces et étudier le microfaciès.

Les échantillons prélevés sont repérés sur les coupes et stockés dans des sachets en plastiques portant le numéro de l'échantillon. Par ailleurs, un grand nombre de photos ont été prises ; d'une part des photos montrant des vues générales des paysages géologiques, et des vues qui montrent des détails sédimentologiques (figures et structures sédimentaires, ichnofaciès) d'autre part.

4.2. Au laboratoire

Les échantillons prélevés sur le terrain d'étude sont ensuite traités par différentes méthodes de laboratoire (lavage-tamissage-séchage et tri, confection de sections polies et de lames minces, et microscopie) qui dépendent surtout de leurs caractéristiques sédimentologiques.

4.2.1. Lavage-tamissage-séchage-tri

a. Sédiments meubles : la désagrégation et défloculation des sédiments friables a été réalisée avec du bicarbonate de sodium et de l'eau oxygénée H_2O_2 (110 volume). Le protocole suivi dans notre travail est : pour chaque kg de sédiments (marnes et argiles), on ajoute environ 4 à 5 litre d'eau, 250 ml d'eau oxygénée et 50 g de bicarbonate de sodium. Ces deux derniers éléments jouent un rôle capital dans la libération et nettoyage des fossiles de la gangue, pour en fin obtenir des fossiles propres et bien dégagés.

b. Sédiments durs : pour chercher ou dégager d'éventuelles restes de vertébrés dans les dépôts détritiques et carbonatés de la localité de Hassi Djefa, une dizaine de kilogrammes de sédiments indurés a été traité par la méthode attaque acide-rinçage, lavage-tamissage et tri. Le protocole suivi est le suivant : les échantillons de roches sont déposés sur un support plastique ajouré (moustiquaire fortement tendue sur un cadre en plastique). L'ensemble est mis dans une bassine et recouvert par une solution d'acide acétique ($C_2H_4O_2$) dilué à 10 % pendant 48h à 72h. Afin d'éviter la formation de cristaux d'acétate et ainsi la fragilisation des fossiles, après l'attaque acide-acétique, les échantillons en cours de traitement sont rincés à l'eau pendant trois jours.

Après le traitement à l'eau oxygénée, bicarbonate ou à l'acide acétique, le processus de lavage-tamissage des échantillons est effectué sous un jet d'eau continu. Le tamissage a été

réalisé avec des tamis, en acier inoxydables, de mailles décroissantes allant de 400 μm à 250 μm ; exceptionnellement un tamisage à 150 μm a été effectué pour rechercher les foraminifères et les ostracodes. Par précaution, avant de traiter l'échantillon suivant dans chaque série, on met les tamis pendant une minute dans un récipient contenu du bleu de méthylène puis on les rince à l'eau pour éviter d'éventuelles contaminations entre les niveaux étudiés.

Après lavage et tamisage, le refus de chaque tamis, doit être séché à l'étuve pendant un jour (soit 24 h) à 50 C° avant l'opération de tri sous un microscope binoculaire à l'aide d'une plaque de triage et une aiguille d'extraction. Les microfossiles triés sont mis dans des cellules en plastique noir et antistatique. L'étiquette de chaque cellule porte toutes les informations relatives à l'échantillon correspondant (provenance, numéro de l'échantillon et de la maille du tamis).

4.2.2. Confection de sections polies et de lames minces

Pour les observations et les analyses sédimentologiques (texture, composition, ciment), 14 lames minces et 5 surfaces polies ont été préparées dans le cadre de cette étude (coupe de Hassi Djeifa).

La préparation préliminaire (sous forme de sucres) des échantillons a été effectuée au laboratoire de Recherche N°25 (P.R.H.P.M) de l'Université de Tlemcen, en utilisant la tronçonneuse (à scie circulaire diamantée) pour le sciage des roches en sucres (30x45 mm). Par ailleurs, la confection de ces sucres de roches en lames minces a été finalisée au laboratoire de Géosciences (salle de litholamellage) de l'Université de Montpellier, en utilisant des techniques de préparations spécifiques : le collage des lames, rodages des sucres par la rectifieuse ; mise à épaisseur de la lame mince par une rodeuse automatique ; disposition de lames minces sur les portes lames minces ; nettoyages des lames minces et enfin la couverture des lames minces et finition.

4.2.3. Microscopie

Les sections polies préparées sont étudiées par observation directe et complétée par des photos numériques. Par ailleurs, les lames minces ont été observées à l'aide d'un microscope en lumière naturelle et en lumière polarisée. Cette observation nous a permis de distinguer les caractéristiques texturales, minéralogiques et microfaunistiques.

4.2.4. Étude de fossiles

Les divers fossiles trouvés dans le terrain d'étude, notamment les charophytes associées aux ostracodes, les sélaciens (batomophes), les pycnodontiformes, les ostéichthyens (osteoglossiformes et characiformes) ont été étudiées en collaboration avec des spécialistes.

Les charophytes ont été déterminées par M. Carles Martín-Closas professeur à l'Université de Barcelone (Espagne) ;

Les ostracodes ont été étudiés par M. Raphaël Sarr professeur à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar (Sénégal) ;

Les sélaciens et les restes de poissons osseux ont été examinés avec le concours de M. Henri Cappetta et M. Guillaume Guinot, respectivement directeur de recherches émérite au CNRS et Maître de conférences à l'Institut des Sciences de l'Evolution de Montpellier (ISEM, laboratoire de paléontologie), Université de Montpellier (France) ; par ailleurs, la faune de characiforme et d'osteoglossiforme, a été examinée par Mme. Olga Otero professeur à l'Université de Poitiers (France).

4.2.5. Photographie au Microscope Électronique à Balayage (MEB)

Les microfossiles obtenus au tri et bien conservés sont ensuite photographiés au MEB. Cette technique nous a permis de distinguer plus de détails sur les spécimens étudiés. Le protocole suivi pour la prise de photos comprend : la fixation qui consiste à positionner les spécimens sélectionnés sur un plot métallique en utilisant de la pâte carbone, suivi par la métallisation qui consiste à métalliser ces spécimens par pulvérisation cathodique d'or. Enfin, les microfossiles métallisés sont introduits dans la chambre du MEB et sont photographiés.

5. Cadre stratigraphique général de l'Atlas Saharien occidental

Géologiquement, le socle précambrien ou paléozoïque n'affleure dans aucune région des Monts des Ksour ou de l'Atlas saharien (Kacemi, 2013). La série sédimentaire du bassin du Ksour est représentée par une couverture sédimentaire méso-cénozoïque puissante d'environ 5000 m, interrompue par neuf discontinuités localisées entre le Lias inférieur et le début du Bajocien (Mekahli, 1995).

D'après les travaux antérieurs, les dépôts méso-cénozoïque sont formés par une succession de formations datées du Trias jusqu'au post-Turonien :

5.1. Trias

Les affleurements triasiques sont bien développés dans l'Atlas Saharien occidental et notamment dans la région d'Aïn Ouarka. Le Trias est composé principalement d'un complexe

sédimentaire argilo-gypso-salin de type germanique, connu couramment sous le nom de « Diapir d'Aïn Ouarka ».

À Djenien Bou Rezg, au sud des Monts des Ksour, ce faciès triasique est largement associé et intercalé avec des affleurements basaltiques de nature tholéïtique continentale, pauvre en Titane. Ce basalte tholéïtique est un témoin de la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP) indiquant les mouvements responsables de l'ouverture de l'Atlantique central (Meddah *et al.*, 2007). Cet ensemble triasique se termine par l'apparition de dolomies bleuâtres infraliasiques associés au rifting des Monts des Ksour (Ait Ouali, 1991).

5.2. Jurassique

Neuf formations lithostratigraphiques ont été identifiées dans le Jurassique des Monts des Ksour. Par ordre chronologique, on cite : la dolomie de Chémarikh, les alternances d'Aïn Ourka, les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala, les brèches de la Raknet El Kahla, la Formation de Téniet El Klakh, la Formation de Tifkirt, la Formation de Djara, la Formation d'Aïssa et la Formation de Tiloula.

- La dolomie de Chémarikh est une formation de calcaire dolomitique de couleur beige, dont les épaisseurs varient de 52 m au NE d'Aïn Rhézala à 130 m dans l'anticlinal de Chémarikh. Elle est attribuée au Jurassique inférieur (Hettangien) par la présence de l'ammonite *Caloceras* sp. (zone à planorbis). La partie sommitale de cette formation est marquée par une surface de ravinement (Mékahli, 1995).

- Au-dessus, vient la Formation des alternances d'Aïn Ouarka daté du Sinémurien inférieur-Domérien (Bassoullet, 1973 ; Mékahli, 1995) par la présence des ammonites : *Arnioceras* (zone à *Semicostatum*), *Asteroceras* (zone à *Obtusum*), *Galaticeras*, *Phylloceras* et l'Ammonico-rosso. Ces céphalopodes sont associés à des foraminifères, des ostracodes et des radiolaires. Cette alternance est composée par la succession de sept membres, dominés par des calcaires sublithographiques, des calcaires fossilifères et des alternances de marnes et de calcaires à silex. Son épaisseur varie de 100 m à 139 m dans le sillon atlasique.

- Sur les alternances d'Aïn Ouarka repose la Formation d'Aïn Rhézala, datée du Toarcien (Bassoullet, 1973 ; Ait Ouali, 1991 ; Mékahli, 1995). Elle est constituée par une puissante série de marnes et de calcaires souvent en banc massifs et noduleux, d'environ 119 m d'épaisseur dans le sillon atlasique. Elle est caractérisée par un assemblage faunistique

composé d'ammonites, de bélemnites, et de zoophycos. Cette formation est limitée par deux importantes discontinuités sédimentaires (Mékahli, 1995), celle de la base correspond à une surface ondulée, encroûtée et ferruginisée. La discontinuité supérieure est soulignée par une surface bréchifiée et encroûtée.

- La Formation de brèches de la Raknet El Kahla (Mékahli, 1995), est une unité sédimentaire stratifiée où dominant des marnes vertes feuilletées indurées et refermant localement des brèches de calcaires micritiques, d'épaisseur variant d'un secteur à l'autre, de 46 m à 190 m. Elle renferme une faune variée (ammonites, rostrés de Bélemnites lamellibranches, brachiopodes et plaques d'échinodermes). Elle est rapportée au Toarcien supérieur-Aalénien-Bajocien (Mékahli, 1995). Sa limite supérieure est représentée par le premier niveau turbiditique de la Formation sus-jacente.

- Sur la formation précédente, se met en place la Formation de Téniet El Klakh d'une puissance variant de 690 m à 1200 m dans le secteur occidental (région Souiga-Tifkirt) des Monts des Ksour (Ouali Méhadji, 1995). Elle correspond à une unité sédimentaire formée essentiellement par des alternances de marnes, d'argilites, de grès et de calcaires noirs à posidonomyes. Cette formation a été attribuée au Bajocien supérieur par la présence de l'ammonite *Ermoceras deserti* de la zone à Niortense (Bassoullet, 1973 ; Ouali Méhadji, 1995 ; Mékahli, 1995).

- La Formation de Tifkirt repose sur la précédente sans aucune discontinuité appréciable. Elle est formée par une alternance régulière de grès, de marnes, et de calcaires bioclastiques ou oolithiques, d'épaisseur 270 m dans le sillon atlasique (secteur d'Aïn Ouarka). Elle est caractérisée par la présence de plusieurs types de structures sédimentaires, notamment par des litages horizontaux, obliques en mamelon (HCS) et de rides de vagues. Elle est rattachée à l'intervalle Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Mékahli, 1995).

- Après une discontinuité soulignée par une surface ferrugineuse, vient reposer la Formation suivante, c'est la Formation de Djara qui débute par des niveaux noduleux de dolomie gréseuse. Cet ensemble est formé d'une alternance de grès, d'argilites, et de dolomie, parfois des niveaux de dolomie bioclastique, lumachellique et oolithique, il a été attribué au Bathonien supérieur-Callovien sur la base d'une faune de brachiopodes et de gastéropodes (Bassoullet, 1973), tandis que les travaux de Kacemi (2005 et 2013) montrent que sa base pourrait être plutôt attribuée au Bathonien inférieur à Callovien. Son épaisseur est d'environ 472 m.

- Ensuite, vient la Formation d'Aïssa est une unité sédimentaire entièrement formée d'un ensemble argilo-gréseuse dans tous l'Atlas Saharien occidental, son épaisseur varie de 500 m à 625 m. Elle est reposée sans discontinuité apparente sur la formation précédente. Elle se caractérise par la présence de faciès gréseux à dragées de quartz, de stratifications horizontales, de litages mamelonnés (HCS) et en arrêtes de poissons, et de bois fossiles silicifiés. Par absence des fossiles, cette formation a été placée dans le Jurassique supérieur (Kimméridgien-Portlandien) (Bassoullet, 1973).

- Enfin, la Formation de Tiloula, attribuée sans argument paléontologique au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur au (Tithonien-Crétacé inférieur) par corrélation avec des niveaux équivalents de l'Atlas Saharien central (Morizet, 1970 ; Bassoullet, 1973) vient clôturer la série du Jurassique. Il s'agit d'un ensemble formé par la dominance des argiles sous forme de combes argileuses d'épaisseur importante, des grès chenalisés à structures variées (arrêtes de poissons, litages obliques et entrecroisés), et des petits bancs dolomitiques. L'épaisseur de la Formation de Tiloula varie par endroit de 515 m à 640 m.

5.3. Crétacé inférieur

Dans l'Atlas Saharien occidental, le Crétacé inférieur est représenté par la Formation de Tiout qui a été identifiée dans la localité éponyme (Bassoullet, 1973 ; Benyoucef *et al.*, 2017). Par ailleurs, d'un secteur à l'autre, au Nord de Djebel Messitir, au Nord et au Sud de Djebel Boulehfad, et au Nord et au Sud de Djebel Djera, Azil et Ait Ouali (2017) distingues plusieurs unités lithostratigraphiques.

- La Formation de Tiout est matérialisée par trois membres lithostratigraphiques superposée dominée par des argiles rougeâtres, des grès massifs à dragés de quartz, son épaisseur est de l'ordre de 1065 m dans le sillon de l'Atlas Saharien occidental. À Oued Boudjihane, cette formation a livré un assemblage faunique composé de : crocodiliens, dinosauriens et de sélaciens (Bassoullet et Iliou, 1967). Selon les auteurs, cette formation correspond à une partie importante du Crétacé inférieur : du Barrémo-Aptien-Albien (Douihassni, 1976 ; Bassoullet, 1973).

Récemment, Azil et Ait Ouali (2017) ont subdivisé le Crétacé inférieur des Mont des Ksour en trois unités lithostratigraphiques correspondant au Valanginien-Hauterivien, Barrémien, et l'Aptien- Albien inférieur :

- Première unité sédimentaire du Valanginien-Hauterivien : elle est représentée par des alternances de grès et d'argiles et de bancs dolomitiques. Son épaisseur varie d'un secteur à l'autre de 30 à 130 m. Elle renferme des fragments bioclastiques recristallisés. L'âge Hauterivien a été confirmé par une association de foraminifères benthiques et planctoniques (Azil et Ait Ouali, 2017).

- Deuxième unité sédimentaire du Barrémien : elle est matérialisée par des mégaséquences de bancs gréseux, parfois chenalisés et à dragées de quartz. Son épaisseur total varie de 135 m à 560 m. Elle renferme de rare fragments de bois silicifiés.

- Troisième unité sédimentaire de l'Aptien-Albien inférieur : elle correspond à une unité variée sur le plan lithostratigraphique. L'épaisseur de la partie aptienne varie d'Est en Ouest de 10 m à 18 m et elle est dominée par des argiles gypseuses multicolores. Par ailleurs, l'Albien montre une épaisseur de 145 à 200 m, constitué par des méga-séquences de grès rouges et d'argiles. Les niveaux gréseux renferment généralement des dragées de quartz ; par endroit les séquences gréseuses sont terminées par une surface ferrugineuse.

5.4. Crétacé supérieur

Dans l'Atlas saharien occidental, le Crétacé supérieur est représenté par trois formations lithostratigraphiques, bien caractérisées sur le plan paléontologique et lithologique et attribuées au Cénomaniens et au Turonien (Benyoucef *et al.*, 2017) :

- La Formation de Rhelida : elle comprend deux unités informelles : une première unité silicoclastique et carbonatés mixte ; une seconde marno-calcaire. La puissance totale de cette formation varie de 150 m (Djebel El Rhelida) à 160 m (Djebel Rhoundjaïa). Auparavant, elle a été attribuée au Vraconien (Bassoullet, 1973) par manque de précision biostratigraphique. Néanmoins, les nouvelles prospections géologiques réalisées sur cette série Crétacé ont permis de réviser son âge et lui attribuer un âge Cénomaniens inférieur (Benyoucef *et al.*, 2017) grâce à un assemblage de vertébrés (*Spinosaurus aegyptiacus*, *Spinosaurus* sp., *Mawsonia* sp., *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*).

- La Formation de Mdaouer : elle fait essentiellement partie de nos travaux de thèse. Cette formation montre également deux unités ; l'une est évaporitique dominée par une alternance d'argiles verdâtres et de gypses ; l'autre est marno-calcaire avec des intercalations de calcaires à faune benthiques (bivalves et gastéropodes). Son épaisseur d'environ 120 m dans le Djebel Mdaouer, à 130 m dans le Djebel El Rhelida. Cette formation est rattachée au

Cénomaniens inférieur à moyen par uniquement un encadrement lithologique avec la Formation Sous- et sus-jacente (Benyoucef *et al.*, 2017).

- La Formation de Rhoundjaïa : elle repose en continuité sédimentaire sur la formation précédente, elle englobe trois unités informelles : la première est désignée par le terme calcaire inférieur constitué essentiellement de calcaires fossilifères, la seconde est dite l'unité marneuse médiane constituée de marnes et de calcaires bioclastiques et la troisième est appelée l'unité de calcaires supérieur principalement carbonatée. Elle montre une variation latérale d'épaisseur, 90 m dans le Djebel Mdaouer, 100 m dans le Djebel Rhoundjaia et 115 m dans le Djebel El Rhelida. Cette formation a livré une faune variée de mollusques et d'échinodermes (ammonites, rudistes, gastéropodes, oursins, bivalves, bioclastiques) associée à une microfaune également variée (foraminifères, ostracodes, rovéacrinides) qui lui ont attribué un âge Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (Benyoucef *et al.*, 2017 ; Mébarki *et al.*, 2016).

La coupe complète typique de cette série sédimentaire du crétacé supérieur (Cénomano-Turonien) peut être observée au niveau du Djebel El Rhelida sur la bordure méridionale de l'Atlas Saharien occidental (Benyoucef *et al.*, 2017 ; Mébarki, 2017).

5.5. Post-Turonien

Les formations post-Turonien de l'Atlas Saharien occidental sont formées par un ensemble d'unités sédimentaires essentiellement détritiques. Cet ensemble est déposé en concordance ou en discordance sur les barres calcaires marines du Turonien. Par manque de marqueurs biostratigraphique, ces formations sont très mal datées, tantôt attribuées au Crétacé supérieur (Sénonien ?), tantôt au Cénozoïque (Éocène, Oligocène, Quaternaire) sans arguments paléontologiques. Par ailleurs, la seule localité connue et ayant un âge Éocène ? affleurant dans les Monts des Ksour est la localité de Teniet Arzina (Sud de Djebel Messetir). Cette dernière est caractérisée par un mélange de faune marine et continentale (Discorbidés, Miliolidés, ostracodes, *Ampullaria assermoensis*, *Melanoides brezinaensis*, *Romanella boriesi*, *Microcodium*) associée à une flore de charophytes (*Porochara* et *Platychara caudata*) de moindres valeurs stratigraphiques (Bassoullet, 1973 ; Mahboubi, 1983 et Mahboubi, 1995).

Dans le cadre du présent travail, le post-Turonien affleurant sur le flanc sud du Djebel El Rhelida fait partie de nos recherches où on a pu apporter de nouvelles données sédimentologiques et biostratigraphiques.

Chapitre 2

Lithostratigraphie

1. Introduction

Dans l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour), les affleurements céno-manoturonien et cénozoïques sont, à ce jour, connus sans études sédimentologiques détaillées et sans données paléontologiques précises. Ils sont le plus souvent datés par corrélations lithologiques et cartographiques (Flamand, 1911 ; Galmier, 1970). Ainsi, ils ont fait l'objet principal du présent travail. Quatre coupes de terrain y ont été choisies : dont deux ont été levées dans le secteur de Forthassa (fig. 4), près des confins algéro-marocains ; les deux autres coupes ont été réalisées dans la localité de Rhelida-Tismert (fig. 7). Grâce à nos travaux de prospection géologiques, commencés dès 2014 sur ces régions, plusieurs niveaux fossilifères inédits ont été mis à jour.

Ce chapitre « lithostratigraphie » sera consacré à la description du contenu lithologique et à la réalisation de l'inventaire paléontologique des empilements sédimentaires des coupes levées :

- dans le secteur de Forthassa, notamment le Céno-manoturonien de l'anticlinal de Hassi Djeifa et le Cénozoïque continental de l'Oued Retem situé au Nord-Ouest du village de Forthassa (fig. 4) ;

- dans le secteur de Rhelida-Tismert, correspondant au Cénozoïque continental représenté dans les affleurements de l'Oued Tafarahit et de Kherouaa (fig. 7).

2. Secteur de Forthassa

2.1. Cadre géographique et géologique

Le secteur de Forthassa occupe l'extrémité Nord-Ouest de l'Atlas Saharien occidental et est situé à l'Ouest par rapport au méridien d'origine 0° (fig. 4A). Il est également situé à l'Ouest de la ville d'Aïn Sefra où de petites localités peuvent être aussi distinguées tel que Sfissifa, Oulakak, Forthassa et Gaâloul. Sa limite occidentale est soulignée par le Haut Atlas Marocain et le Chott Tigri (Hauts Plateaux méridionaux marocains), sa limite septentrionale est soulignée par les mésetas oranaises, ses limites orientale et méridionale sont bordées par les grands chaînons atlasiques (Aissa, Rharnoug, Souffah et Djebel Guettai).

Du point de vue géologique, le secteur montre une succession de terrains très variés en âge et en faciès. D'après la carte géologique de Galmier (1970) (fig. 4B), on distingue des

terrains jurassiques, cénomano-turonien et cénozoïques. Le Crétacé inférieur (Continental Intercalaire) n'affleure pas dans cette région.

La série géologique de cette région peut être synthétisée comme suit (fig. 4B) :

2.1.1. Jurassique

Il affleure au Sud du secteur d'étude où il constitue une vaste extension dans cette partie du domaine de l'Atlas Saharien occidental. Dans une coupe levée à Djebel Guettai (fig. 4B), à 7 Km au Sud-Ouest de Forthassa, Alméras *et al.*, (1994) et Ouali-Mehadji (1995) distinguent une épaisse combe argilo-gréseuse à passages de niveaux calcaires oolithiques et bioclastiques qui ont livré des ammonites et des brachiopodes d'âge Bajocien. Cette unité, d'après ces auteurs, constitue l'équivalent latéral de la Formation de Teniet El Klakh de Bassoullet (1973).

2.1.2. Cénomano-Turonien

Il affleure largement dans les anticlinaux de Hassi Djeifa, de Dalaa Sefra et de Hassi Dafla. Dans notre secteur d'étude, le Cénomano-Turonien a été daté par analogie lithologique et faciologique avec les régions voisines. Il repose en discordance sur des assises Jurassiques (fig. 4B) et apparaît en bandes allongées et continues de direction Nord-Est/Sud-Ouest sur une distance de plusieurs kilomètres. Aucune étude sédimentologique et paléontologique bien détaillée n'a été faite sur le Cénomano-Turonien de cette région. Ceci est la raison qui nous a amené à entamer cette étude, par une coupe levée en détail à proximité du village de Forthassa (Hassi Djeifa).

2.1.3. Cénozoïque

De faciès bien diversifié, il affleure largement sur la bordure septentrionale de l'Atlas Saharien occidental (fig. 4B), et est dominé par des terrains purement continentaux matérialisés par des grès, des argiles, des conglomérats de type poudingue et des carapaces calcaires. De part et d'autre du secteur d'étude, ces affleurements sont masqués par des atterrissements superficiels récents de type alluvions, colluvions et formations sableuses. Ces terrains inconnus du point de vue sédimentologique et paléontologique, ont justifié le levé d'une coupe lithologique au Nord-Ouest de Forthassa.

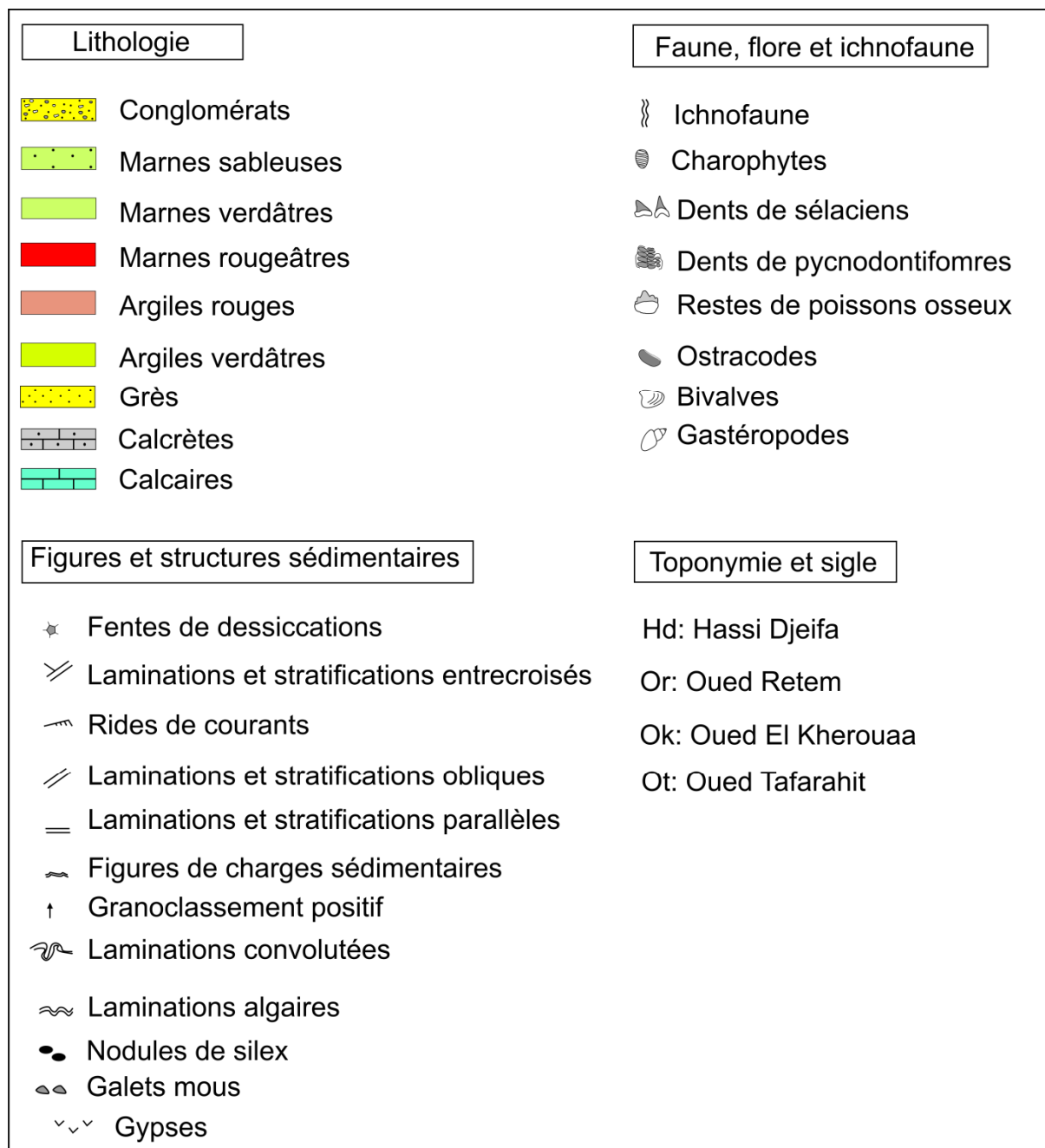


Figure 3 : Lithologie, faune, flore, ichnofaune et toponymie des coupes étudiées.

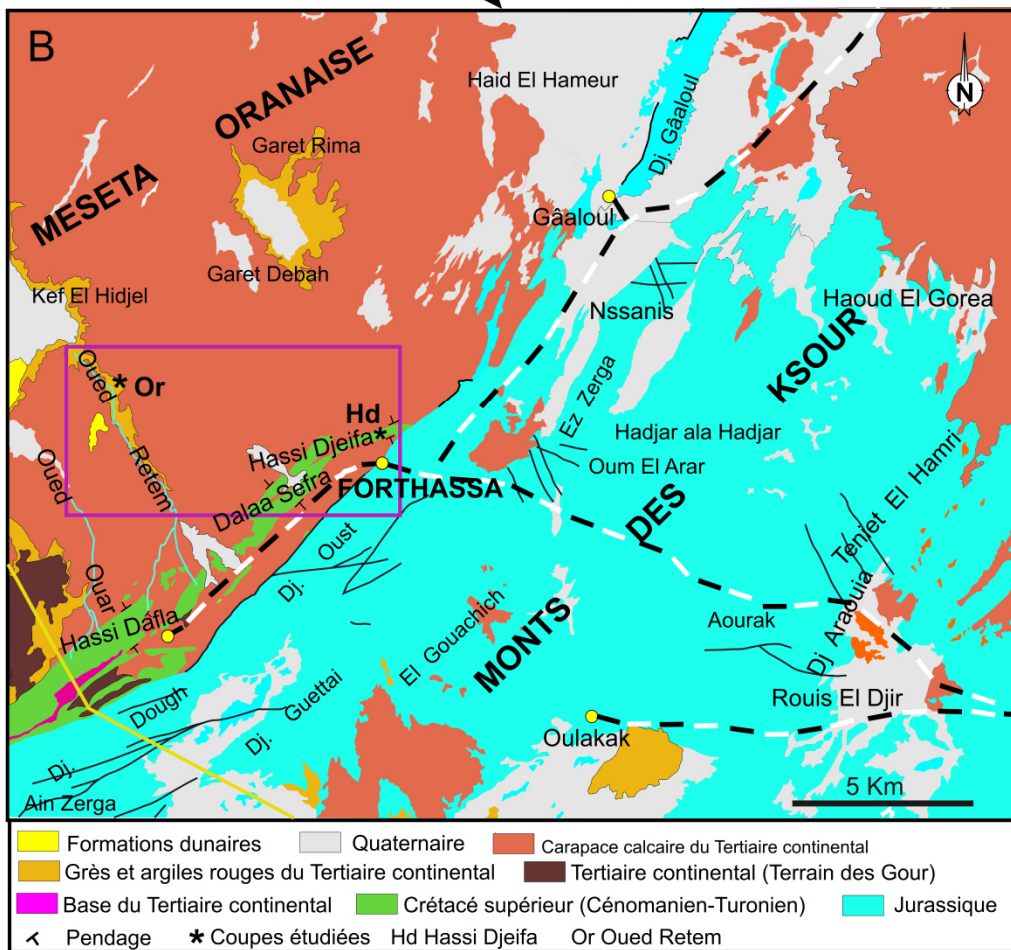
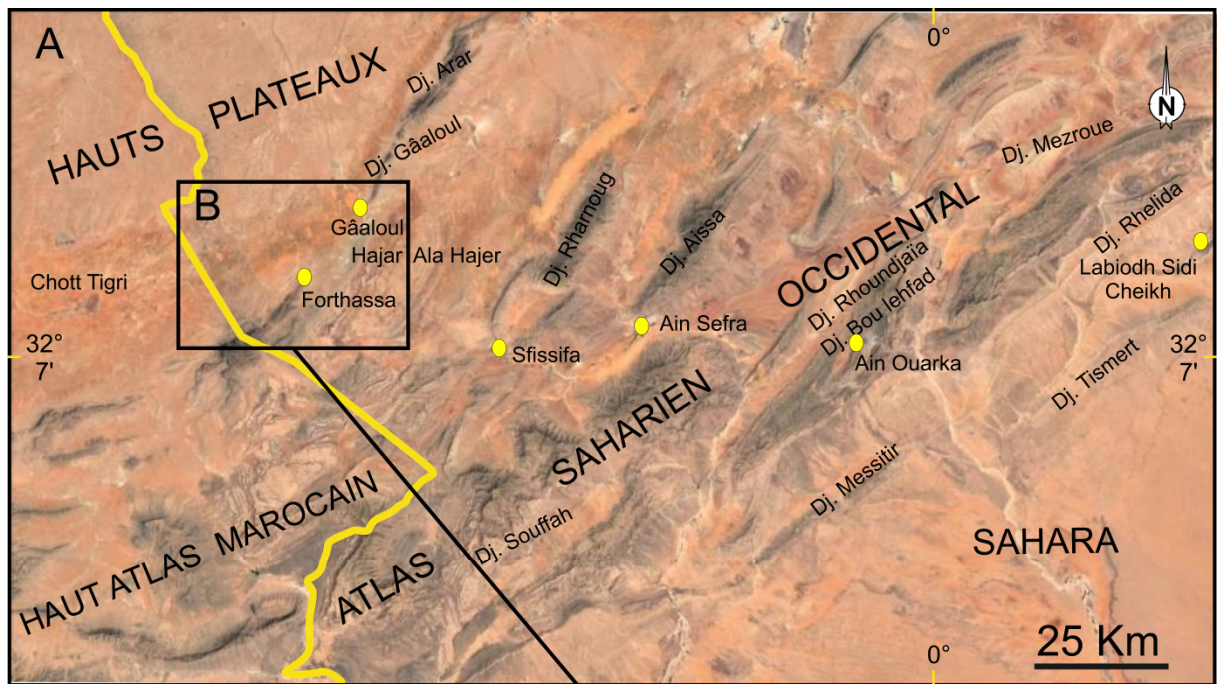


Figure 4 : Cadre géographique et géologique des terrains étudiés A. Carte géographique du secteur de Fortassa. B. Carte géologique montrant des coupes étudiées (extrait de la feuille de Fortassa ; Galmier, 1970).

2.2. Descriptions des coupes

2.2.1. Coupe de Hassi Djeifa (Forthassa)

a. Localisation de la coupe

Hassi Djeifa correspond à une structure anticlinale faillée d'orientation NE-SW, située à quelques centaines de mètres au Nord du village de Forthassa (fig. 4). La coupe levée de direction N-S constitue une bande de transition, où paléogéographiquement deux domaines sont entremêlés tant du point de vue géologique que géomorphologique : le domaine atlasique plissé d'une part, et le domaine des Hauts Plateaux (ou la Méseta Oranaise) d'autre part. Le secteur de la coupe est limité au Nord par Garet Rima et Garet Debah, à l'Est et au Nord-Est par Ez Zerga, Nssanis, Gâaloul et Djebel Gâaloul, à l'Ouest par l'Oued Retem et enfin, au Sud par Djebel Oust et le village de Forthassa.

b. Description de la coupe

Dans cette région, le Cénomano-Turonien affleure à la faveur d'une série sédimentaire réduite en épaisseur, mais d'extension kilométriques, il se prolonge jusqu'au Maroc oriental suivant une direction atlasique NE-SO.

La coupe étudiée de Hassi Djeifa (Forthassa) montre la succession de deux Formations lithostratigraphiques (fig. 5) :

b.1. Formation de Mdaouer

b.2. Formation de Rhoundjaïa

b.1. La Formation de Mdaouer : montre une épaisseur de l'ordre de 33 m, elle affleure sous forme d'un talus tendre (fig. 5). Cette formation de Mdaouer est principalement constituée de marnes verdâtres ou rougeâtres, intercalées de dalles calcaires massives, de grès à grains fins et de calcaires à lamines algaires. Ces derniers sont continus latéralement et surmontent parfois des bancs gréseux à base érosive. La surface sommitale des bancs montre des rides de courant symétriques et/ou un encroûtement ferrugineux mince. Au sein de cette alternance s'intercalent occasionnellement des lits gréseux minces de teinte marron rouille, à grains fins et à galets mous empruntés aux marnes sous-jacentes, ainsi que des bancs calcaires bioclastiques d'épaisseur centimétrique, de texture wackestone-packstone (voir chapitre sédimentologie), à concentrations de gastéropodes (e. g. *Gyrodes*) et bivalves hétérodontes. Le faciès marneux a livré une flore très mal conservée de gyrogonites de charophytes et une

faunule formée de micro-restes de vertébrés (squammates et séliaciens) et d'ostracodes. La partie sommitale de la coupe présente une alternance de marnes verdâtres avec des dalles calcaires à lamines stromatolithiques planes à ondulées, dures et bien continues latéralement.

b.2. Formation de Rhoundjaïa : affleure sous forme d'une muraille pentée vers le sud, sur environ de 7m d'épaisseur. Il s'agit d'un ensemble plus dur correspondant à la barre calcaire inférieure de la Formation de Rhoundjaïa. Cette dalle carbonatée parsemée par endroit de rongons et de lits de silex de plusieurs décimètres. La formation n'a pas livré de fossiles dans ce secteur des Monts des Ksour. Par ailleurs, cette Formation est constituée d'un ensemble marno-calcaire, parfois à terriers denses, riche en faune marine benthique, planctonique et pélagique à l'intérieur et dans la partie méridionale de l'Atlas Saharien occidental.

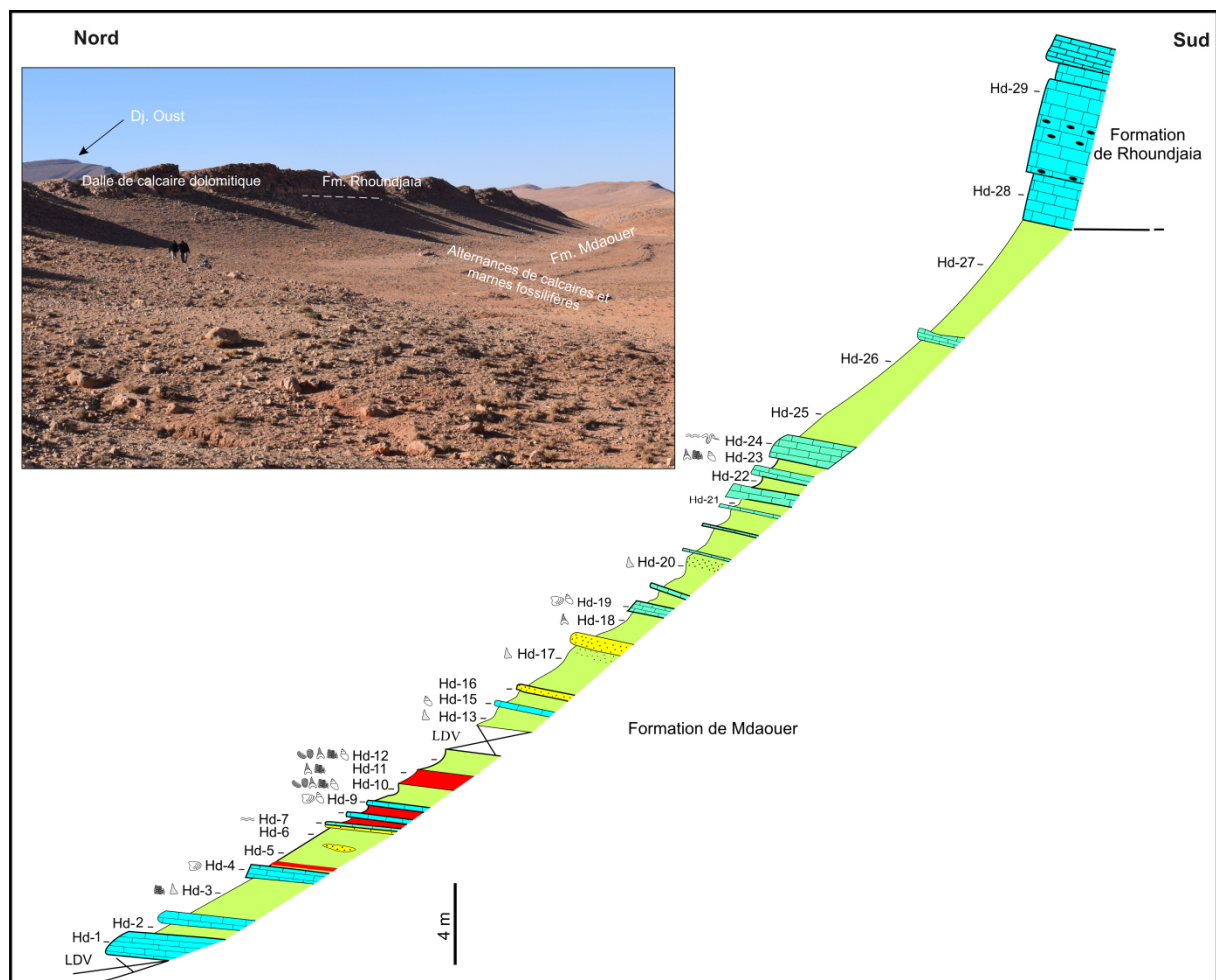


Figure 5 : Coupe lithologique de Hassi Djeifa à Forthassa (Hd) et vue panoramique générale de la coupe étudiée.

2.2.2. Coupe de l'Oued Retem

a. Localisation de la coupe

Cette coupe levée sur la rive droite de l'Oued Retem, à quelques kilomètres au Nord-Ouest du village de Forthassa (fig. 4B), correspond à l'extrémité méridionale de l'étendue des Hauts Plateaux algériens (Méséta Oranaise). Cette vaste localité est bordée à l'Ouest par la frontière algéro-marocaine et le Chott Tigri. Celui-ci correspond aux Hauts Plateaux méridionaux marocains. Plusieurs coupes ont été levées sur ce transect longitudinal mais la coupe la plus complète sera décrite ci-dessous.

b. Description de la coupe

La coupe étudiée, sur le transect de l'Oued Retem, est subdivisée en deux unités informelles (fig. 6) :

b.1. Unité inférieure grés-argileuse

b.2. Unité supérieure grés-argilo-carbonatée

b.1. Unité inférieure : cette unité montre à l'affleurement environ 5 m d'épaisseur et se termine par une lacune de visibilité représentée par des éboulis de pente. Elle est dominée par une alternance de grès grossiers rougeâtres à stratifications parallèles ou à litages obliques, d'extension plurimétrique et d'épaisseur décimétrique ; et d'argiles rouges d'épaisseurs décimétriques. Les niveaux gréseux sont marqués par une dense structure biogénique représentée par des terriers en formes complexes.

Sur la figure 6 [fig. 6, B], on peut ressortir les remarques suivantes :

- Les strates sédimentaires (grès et argiles) montrent une épaisseur relativement constante vers la base et une forme chenalisante vers le sommet,
- Les bancs présentent une géométrie tabulaire, avec une continuité latérale, bien marquée, sur plusieurs mètres,

b.2. Unité supérieure : l'unité supérieure de la coupe de l'Oued Retem est de nature argilo-grés-carbonatée. L'épaisseur des bancs gréseux augmente régulièrement vers le haut et montrent de part et d'autre des structures sédimentaires variées (litages obliques, de slumps). Par ailleurs, les passés argileuses deviennent plus minces et dont les prélèvements effectués ont livrés des gyrogonites de charophytes très mal conservés.

Cette deuxième partie est clôturée par une épaisse carapace calcaire ou de calcrète de couleur grisâtre de nature pédogénétique.

Enfin, la série sédimentaire de l'Oued Retem n'a montré aucune intercalation conglomératique et renferme des structures sédimentaires très variées et intéressantes (laminations et stratifications parallèles, laminations et stratifications obliques, des ichnofaunes variées et des figures de charges) qui seront utilisées pour les interprétations paléoenvironnementales (voir chapitre 4).

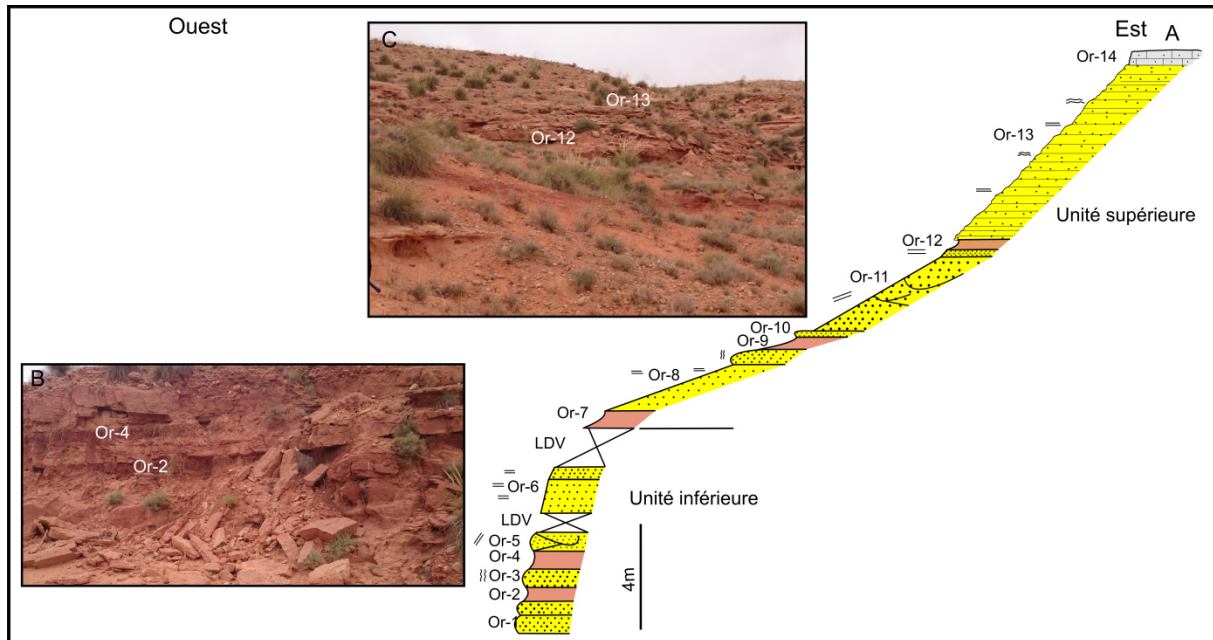


Figure 6 : Coupe lithologique de l'Oued Retem et des Vues panoramiques de la partie inférieure et supérieure de cette coupe.

3. Secteur de Rhelida-Tismert

3. 1. Cadre géographique et géologique

Le secteur de Rhelida-Tismert est situé, géographiquement, à l'Est par rapport au méridien d'origine 0° (fig. 7, A). Il occupe l'extrémité Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental, bordé à l'Est par la ville d'El Abiodh Sidi Cheikh et à l'Ouest par les petites localités d'Aïn Ouarka et de Boussemhoun. Il est souligné par une série de chaînons, notamment Djebel Mezroue, Tameda, Djebel El Rhelida et Djebel Tismert.

La région étudiée montre à l'affleurement la succession géologique suivante (fig. 7B) :

3.1.1. Jurassique

Il affleure dans le Djebel Tammeda au Sud de la région de Boussemhoun, sous une structure géomorphologique anticlinale, principalement représenté par des terrains continentaux du Jurassique supérieur très mal connu dans la littérature géologique des Monts

des Ksour. Par ailleurs, il pourrait correspondre à la Formation d'Aïssa et la Formation de Tiloula selon la subdivision lithostratigraphique réalisée par Bassoullet (1973).

3.1.2. Crétacé inférieur

Il affleure dans la vallée de Boudjihane dans le synclinal de Tammeda-Rhelida. Il est représenté par le Continental Intercalaire (CI) qui a livré une faune de vertébrés variés (poissons, dinosauriens et chéloniens d'après Bassoullet et Iliou, 1967). Il correspondrait à la Formation de Tiout au sens de Bassoullet (1973). Par ailleurs, Azil et Ait Ouali (2017) ont étudié ce Crétacé en termes d'analyses mégaséquentielle et d'évolution géodynamique. Ainsi, des unités sédimentaires à microfaune de foraminifères hauteriviens ont été distinguées, lors de ses travaux.

3.1.3. Crétacé supérieur

Il affleure sur le bord Nord du Djebel El Rhelida et sur le bord méridional du Djebel Tismert. Ce Crétacé supérieur purement marin a livré une malacofaune composée d'ammonites, de bivalves, de gastéropodes et une microfaune de foraminifères et d'ostracodes d'âge Cénomano-Turonien (Bassoullet, 1973 ; Benyoucef *et al*, 2017 ; Mebarki et al., 2016 ; Mebarki, 2017).

3.1.4. Cénozoïque

Uniquement continental, le Cénozoïque de cette région constitue l'objet principal de notre étude. Il peut être observé sur les deux flancs du synclinal de Tismert-Rhelida, dans des affleurements limités et remarquablement dispersés.

Par manque d'éléments bio-marqueurs, les auteurs ont attribué ces terrains au Post-Turonien, ce qui peut être éventuellement attribué sans précision stratigraphique autant au Crétacé supérieur ?, au Cénozoïque ou au Quaternaire.

3. 2. Description des coupes

3.2.1. Coupe de l'Oued Tafarahit

a. Localisation de la coupe

Cette coupe, d'orientation nord-sud, a été levée à environ quarante (40) kilomètres à l'Ouest de la ville d'El Biodh Sidi Cheikh, sur la rive gauche de l'Oued Tafarahit, qui s'écoule du Nord vers le Sud pour rejoindre l'Oued El Kherouaa plus au Sud.

b. Description de la coupe

La coupe de l'Oued Tafarahit a été levée au Sud de Djebel El Rhelida et au Nord de la route communale reliant El-Abiodh Sidi Cheikh à Boussemgoun. Cette coupe peut être subdivisée en deux membres informels, successive du bas en haut (fig. 8) :

b.1. Membre inférieur grés-argilo-conglomératique

b.2. Membre supérieur grés-argileux

b.1. Membre inférieur grés-argilo-conglomératique : il s'agit d'une alternance d'argiles avec des bancs micro-conglomératique et grésieux chenalisés. Les microconglomérats affleurent en aspects chenalisant, et sont composés par des éléments détritiques hétérométriques et hétérogéniques avec des fractions arrondis à sub-anguleux. Ces éléments pétrographiques sont caractéristiques des terrains secondaire préexistant Jurassique et Crétacé formant le substratum. Les grés sont représentés en grano-classement positifs, de couleurs rougeâtres et à laminations parallèles. Ils montrent la présence de figures de charges de faible amplitude qui affleurent au milieu du banc. Certains bancs grésieux renferment des empreintes de galets mous et de dragées de quartz de couleurs variées. Les argiles sont de couleurs rougeâtres, dépourvues de fossiles.

b.2. Membre supérieur argilo-grésieux : ce membre supérieur est formé de bancs grésieux rougeâtres en alternance avec des argiles verdâtres. Les grés ont une granulométrie fine et montrent une épaisseur décimétrique (20 à 90 cm), des laminations parallèles, des laminations obliques et entrecroisées, des rides de courant. Les bancs grésieux montrent souvent une base de type érosive, leur surface sommitale est sculptée par des rides de courant asymétriques et moulant des traces fossiles (*Sphaerapus*, *Dendroidichnites*, *Selenichnites* et *Kouphichnium*). Les argiles disposées en affleurement sous forme de lentilles d'ordre décimétriques à pluridécimétriques, et des mini-fentes d'émersions sont observés dans les argiles.

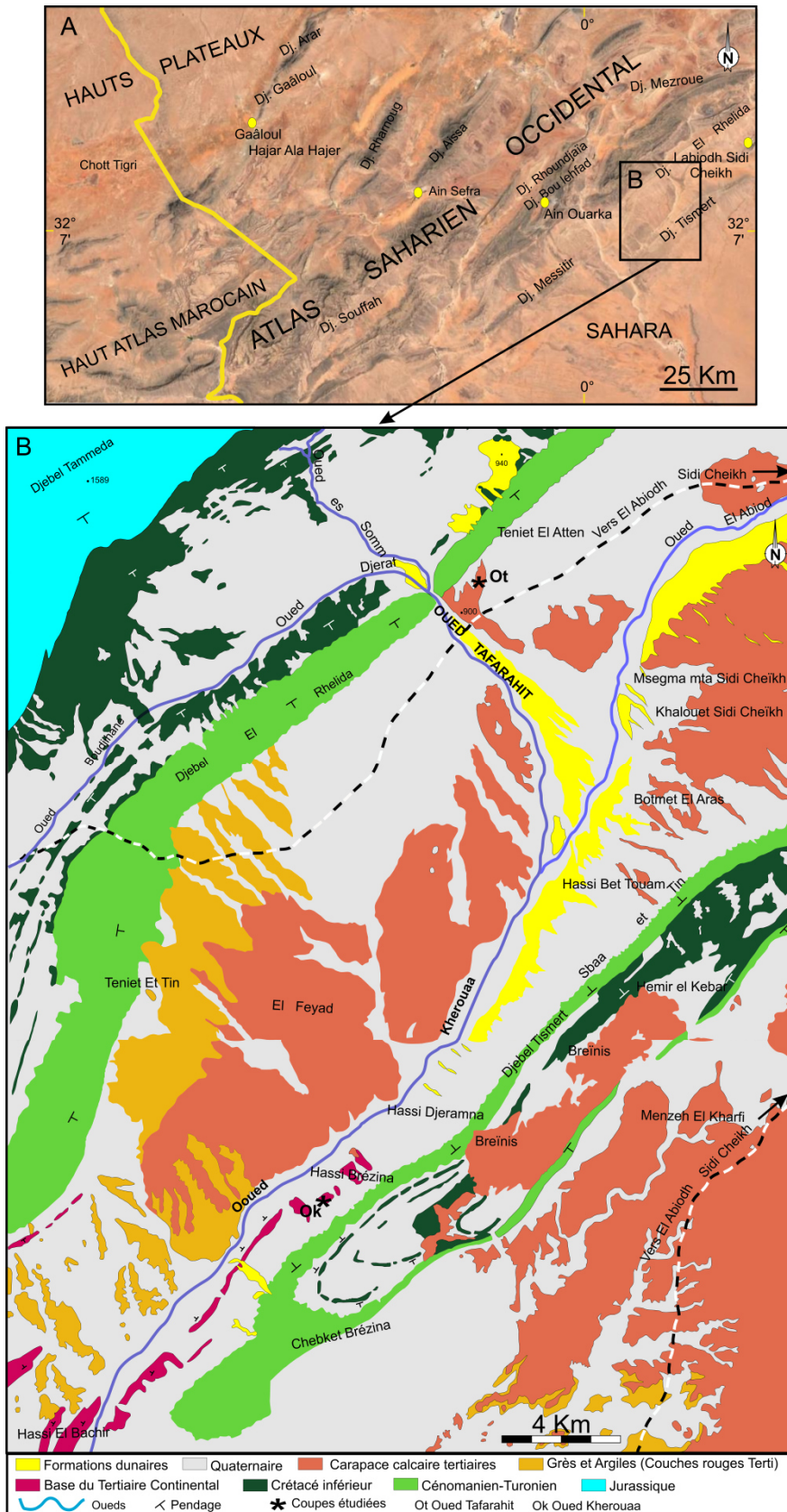


Figure 7 : Atlas saharien occidental. A. Carte géographique du secteur de Rhelida-Tismert. B. Carte géologique montrant les coupes étudiées (extrait de la feuille d'El Biodh Sidi Cheikh ; Galmier, 1970).

Les niveaux argileux (noté Ot-9, Ot-11, Ot-16 et Ot-20 sur la coupe, fig. 8) ont révélé une flore de charophytes, une microfaune d'ostracodes et de microgastéropodes ainsi que des restes d'actinoptérygiens qui appartient à deux ordres de characiformes et d'osteoglossiformes

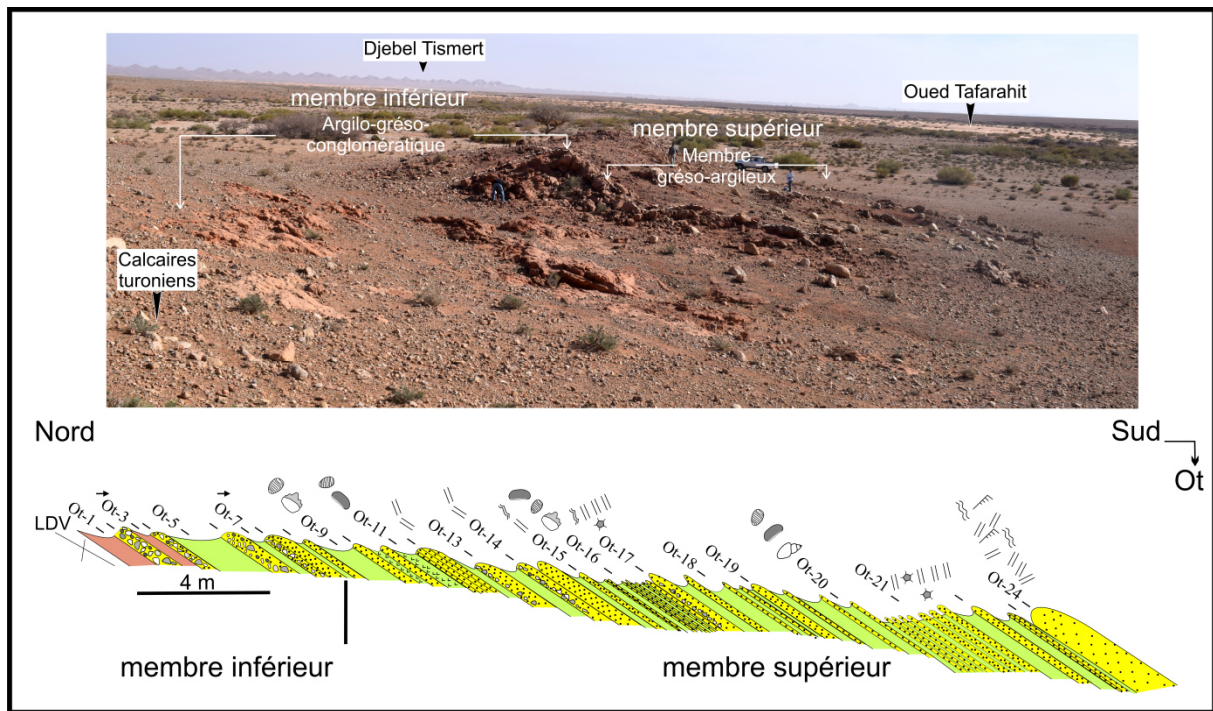


Figure 8 : Coupe lithologique de l'Oued Tafarahit et vue panoramique du terrain étudié.

3.2.2. Coupe de l'Oued El Kherouaa (Tismert)

a. Localisation de la coupe

Cette coupe, d'orientation Sud-Nord, est localisée sur le revers Nord-occidental de l'anticlinal de Tismert et sur la rive gauche de l'Oued El Kherouaa (fig. 7). Dans cette partie du secteur d'étude, la série cénozoïque étudiée affleure topographiquement sous forme d'ilôts dispersés sur le flanc Nord de Djebel Tismert, et repose en discontinuité sédimentaire sur le Cénomano-Turonien.

b. Description de la coupe

Sur le flanc oriental de Tismert, les atterrissements quaternaires masquent les sédiments Cénozoïques qui réapparaissent largement sur le flanc occidental.

La coupe de l'Oued El Kherouaa est représentée par une épaisse accumulation grésos-argilo-conglomératique, légèrement redressée vers le Nord, où aucune intercalation carbonatée ou marneuse n'y a été observée. Elle peut être subdivisée en deux unités informelles (fig. 9) :

b.1. Unité détritique inférieure

b.2. Unité détritique supérieure

b.1. Unité détritique inférieure : reposant en discontinuité sur les calcaires turoniens par l'intermédiaire d'une lacune de visibilité. Cette unité est caractérisée par l'apparition, dans la partie basale, des niveaux argileux à grumeaux rougeâtres ou verdâtres. Il s'agit d'une alternance régulière de grès et d'argiles, parfois intercalé par des niveaux conglomératiques à base ravinante. Les grès présentent en banc métrique à stratifications parallèles, obliques ou en chenaux longitudinales d'extension pluri-métriques. Ils sont caractérisés par des niveaux bioturbés et slumpés. Dans la partie supérieure de cette unité, des niveaux chenalisés, d'environ un mètre d'épaisseur, de grès conglomératiques à éléments sub arrondis ont été observés.

b.2. Unité détritique supérieure : correspond à une succession de conglomérat, d'argile et de grès. Elle débute par un banc conglomératique de type poudingue à granoclassement positif. Ce conglomérat est caractérisé par des éléments de taille millimétrique à centimétrique (de 1 à 15 cm), de nature polygénique à dominance carbonatée. Les bancs gréseux sont chenalisés, d'extension métrique, et montrent dans leurs parties basales des dragées de quartzs multicolorés et arrondies. Également, des passés gréseuses fortement bioturbées et creusées ont été relevées.

Les grès de cette unité, plus massifs que ceux de l'unité inférieure, montrent des chenaux à stratifications obliques, en auges ou à festons obliques.

Enfin, il est à noter que les prospections effectuées sur les deux unités de cette coupe n'ont pas livré de macrofaune ou de microfaune.

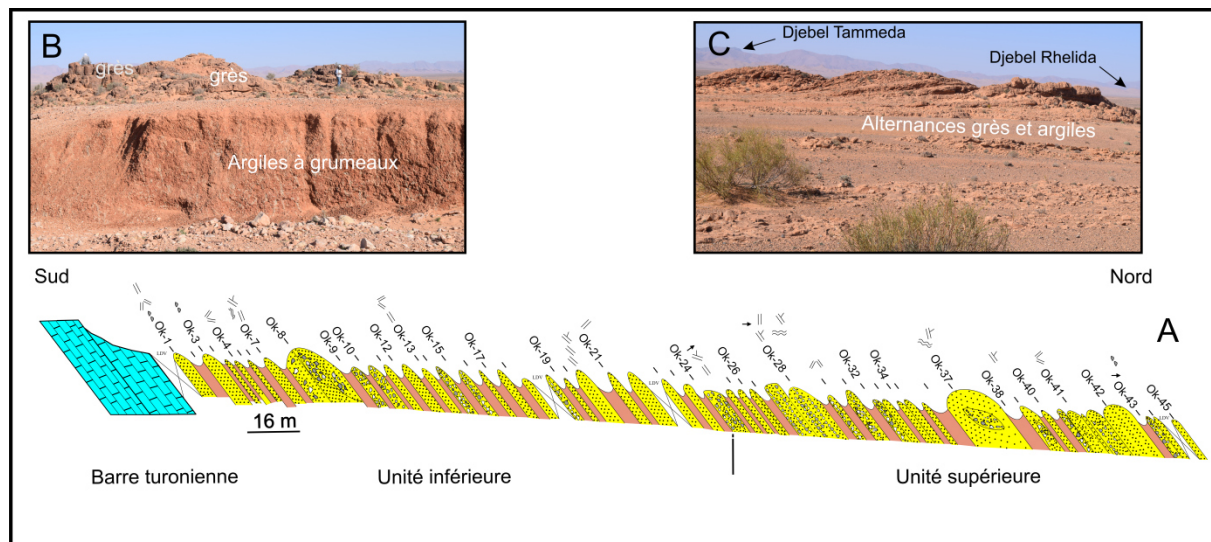


Figure 9 : Coupe lithologique de l'Oued El Kherouaa (A) et photos de terrain montrant l'unité inférieure (B) et supérieure (C) de cette coupe.

4. Conclusion

L'étude lithostratigraphique des terrains céno-mano-turonien et cénozoïques de l'Atlas Saharien occidental a été effectuée sur la base de quatre coupes détaillées, réparties sur les bordures nord-ouest (secteur de Forthassa) et sud-est (secteur de Rhelida-Tismert) du domaine des Ksour.

Dans le Secteur de Forthassa, deux coupes ont été levées :

- la coupe de Hassi Djeifa (Forthassa) où affleurent des dépôts marins d'âge Céno-mano-Turonien. Ces derniers sont représentés par deux formations : la Formation de Mdaouer est représentée exclusivement par l'unité supérieure constituée de marnes verdâtres ou rougeâtres fossilifères, intercalées de calcaires bio-laminés, de calcaires bioclastiques à gastéropodes et bivalves, et de quelques passées gréseuses sur une épaisseur de trente trois (33) mètres. L'examen des résidus de lavages des échantillons marneux a révélé la présence d'une microflore de charophytes et d'une microfaune variée (squammates, ostracodes et restes dentaires de poissons chondrichthyens et osteichthyens). La Formation de Rhoundjaïa est représentée par une dalle de calcaire dolomitique à silex qui ne nous a pas livré de fossiles. Les silex sont formés de rognons ou de lits décimétriques. Par comparaison avec la partie orientale des Ksour, dans la localité de Hassi Djeifa, cette Formation est dépourvue de niveaux marneux et affleure sur environ sept (7) m d'épaisseur.

- la coupe de l'Oued Retem formée d'une série détritique continentale et Cénozoïque. Il s'agit d'une série constituée de deux unités informelles : l'unité inférieure grés-argileuse où les grès et les argiles rouges montrent des niveaux avec une épaisseur pluri-décimétrique ; l'unité supérieure grés-argilo-carbonatée chapeauté par un niveau carbonaté de type calcrètes et/ou carapaces calcaires. Ces unités ont livré une pauvre flore de charophytes mal conservée.

Dans le Secteur de Rhelida-Tismert, les deux coupes étudiées ont permis d'observer uniquement du Cénozoïque : il s'agit de la coupe de l'Oued Tafarahit (Rhelida) et celle de l'Oued El Kherouaa (Tismert).

- la coupe de l'Oued Tafarahit, lithostratigraphiquement montre une succession de deux membres. Un premier membre inférieur caractérisé par la succession des niveaux argilo-grés-conglomératiques qui sont représentés souvent sous formes de chenaux. Un deuxième membre supérieur argilo-gréseux, caractérisé par une succession de quatre termes argileux fossilifères (à charophytes, ostracodes et poissons osseux), composé aussi de minces niveaux gréseux relayés par un banc de grès métrique où a été relevée la présence d'ichnofossiles et de rides de courants. L'étude des résidus de lavages a révélée la présence d'une riche flore de charophytes (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis* et *Nitellopsis Tectochara thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara sp.*), associés à des ostracodes (*Neocyprideis meguerchiensis*, *Herpetocypris sp* et *Cyprinotus ? sp*) et à des restes de poissons osseux (*Alestini sp.* et *Heterotis sp.*).

- Dans l'Oued El Kherouaa, les terrains du cénozoïque continental sont représentées par deux unités informelles constituées d'épaisses décharges détritiques: grés-argilo-conglomératique. Les grès sont représentés par une variété de faciès et de structures slumpés, bioturbés ou à dragées de quartz. Les argiles sont parfois à grumeaux teintés. Les conglomérats sont de type poudingue, matérialisés sous forme des lentilles décamétriques.

Chapitre 3

**Paléontologie, systématique,
attribution stratigraphique
paléoécologie et paléobiogéographie**

1. Introduction

Ce troisième chapitre est réservé à l'étude paléontologique, systématique, paléoécologique et paléobiogéographique de la faune et de la flore, bien conservées, découvertes dans les sédiments de Hassi Djeifa (secteur de Forthassa) et de l'Oued Tafarahit (secteur de Rhelida-Tismert) ainsi qu'à leurs intérêts stratigraphiques.

2. Généralités sur la faune et la flore étudiée

2.1. Faune

Une faune constituée de microrestes de vertébrés représentée par des dents isolées et des squamules d'actinoptérygiens, de chondrichthyens, de squamates associées parfois à des ostracodes, variée et bien conservée, a été récoltée par la méthode lavage-tamassage-tri.

2.1.1. Chondrichthyens

Les Chondrichthyens (mot du grec signifie Chondros : « cartilage » ; Ichthyos : « poisson ») constituent une classe de poissons cartilagineux (Huxley, 1850) qui regroupe les crâniates à squelette formé de cartilages, communément appelés raies ou requins qui sont inclus dans la sous-classe des élasmobranches. Les représentants de ce groupe existent depuis 450 millions d'années.

Du point de vue phylogénétique, ce groupe est très éloigné des poissons osseux, il est considéré comme un groupe monophylétique caractérisé par la présence d'écailles placoïdes, de dents fixées par un tissu conjonctif et non insérées dans la mâchoire et par une bouche placée en position ventrale.

Le registre fossile des chondrichthyens est en grande partie composé de dents isolés et de restes fragmentaires (Werner, 1989 ; Delsate, 1992 ; Kriwet *et al.*, 2008 ; Delsate et Felten, 2015 ; Cappetta, 2012 ; Cuny et Tabouelle, 2014 ; Benyoucef *et al.*, 2015).

Du point de vue écologique, ces poissons cartilagineux occupent une large répartition environnementale : les eaux douces de rivières et de lacs, les estuaires, les lagons côtiers, la mer ouverte, et l'océan profond. Dans le domaine marin, la plupart des espèces ont une répartition relativement restreinte, principalement sur les plateaux et pentes continentales. Par ailleurs, certaines espèces sont endémiques, elles occupent de petites zones autour des îles à des profondeurs réduites (Cailliet *et al.*, 2005). Le plus ancien reste de poissons chondrichthyen est connu dans le Silurien de Mongolie (Karatajute-Talimaa *et al.*, 1990).

a. Rajiformes : Ils sont représentés par deux espèces de batomorphes provenant de Hassi Djeifa, il s'agit de *Mafdetia tibniensis* (raie) et *Baharipristis bastetiae* (raie appartenant aux poissons-scie) qui seront décrites plus loin. La terminologie de leurs descriptions est mentionnée sur les figures 10 et 11 (d'après Werner, 1989).

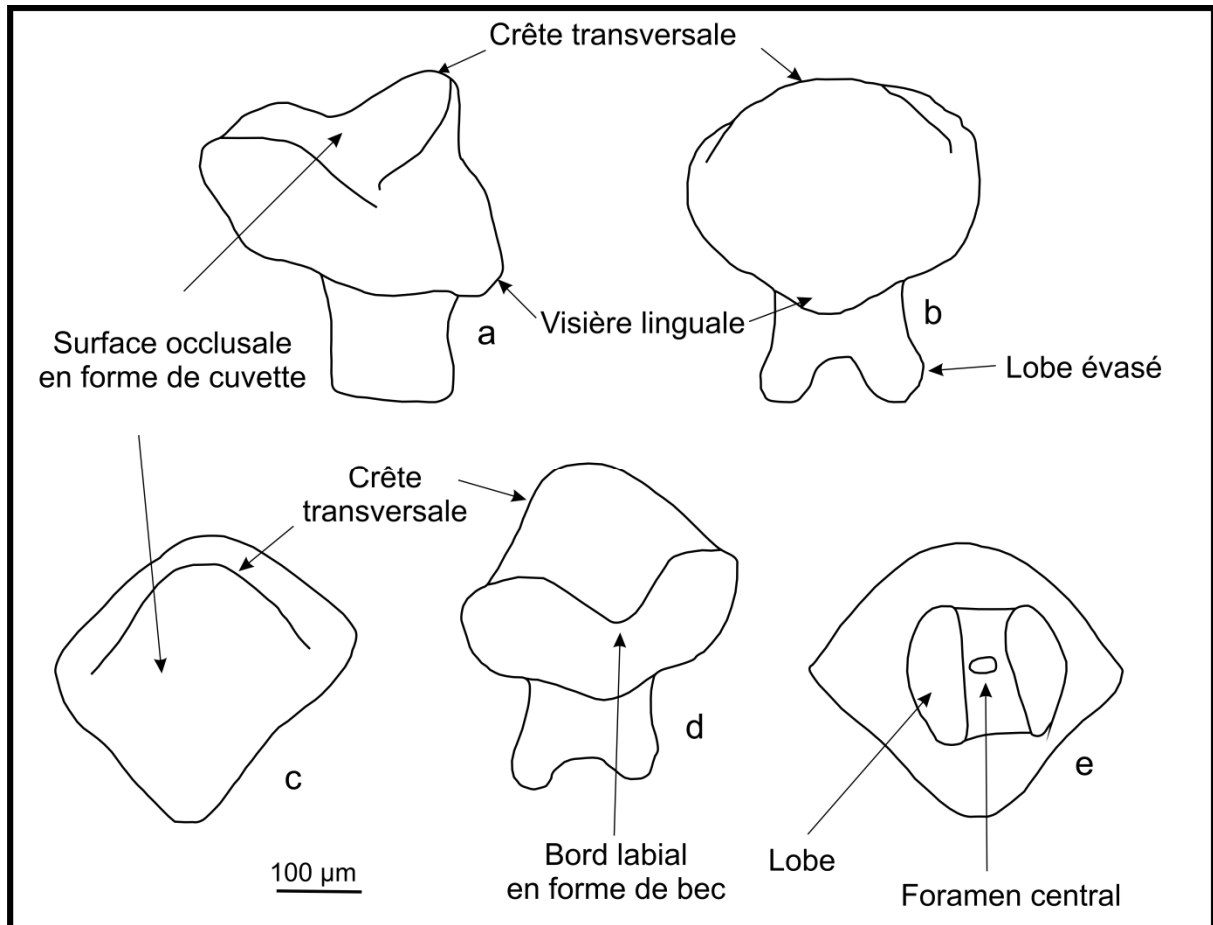


Figure 10 : Morphologie et anatomie des dents de batomorphe (raies) (*Mafdetia*). a. vue latérale, b. linguale c. occlusale, d. labiale, e. basale (Werner, 1989).

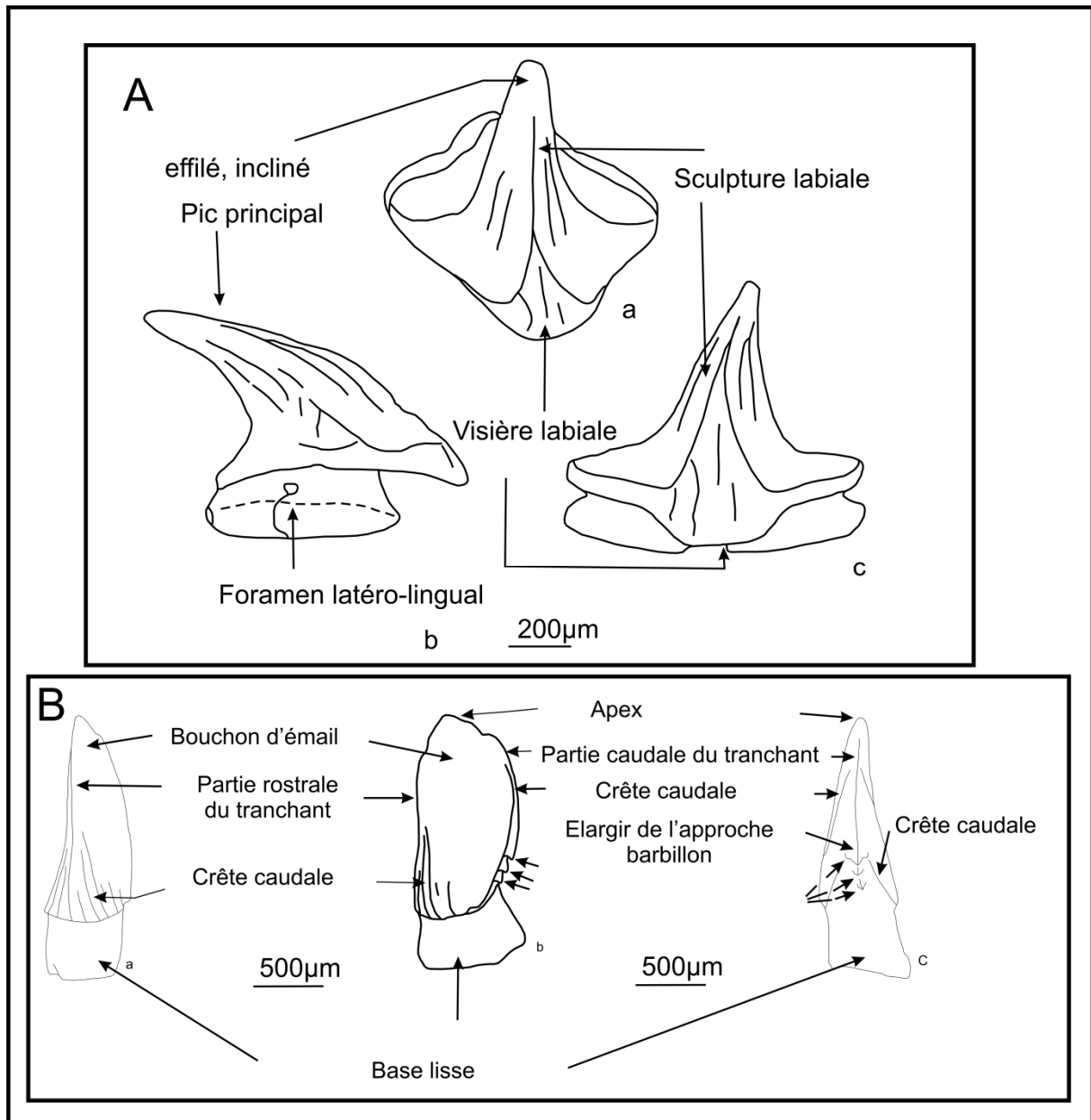


Figure 11 : Morphologie et anatomie des dents de poissons-scie (*Baharipristis*). A. dent orale, a. vue labiale, b. vue latérale, c. vue linguale, B. dent rostrale, a. vue dorsale, b. vue postérieure, c. vue antérieure (Werner, 1989).

2.1.2. Actinoptérygiens

Le matériel d'actinoptérygiens décrit ci-dessous comporte quelques dents de poissons osseux appartenant à trois ordres distincts : pycnodontiformes, characiformes et osteoglossiformes.

a. Pycnodontiformes : Cet ordre a été créé par Berg (1937). Les spécimens représentant cet ordre ont été récoltés dans le gisement de Hassi Djeifa. Ces pycnodontiformes constituent un groupe de poissons monophylétique (Agassiz, 1933-1944).

Ils apparaissent dans le Trias supérieur (Norien) sur la marge septentrionale de la Téthys. Ces poissons constituent un des principaux assemblages du groupe de poissons mésozoïques (Poyato-ariza et Martin-abad, 2013). L'identification paléontologique de dents isolées de ces poissons fossiles n'est pas facile car cela nécessite une denture (ou mâchoire) complète car la répartition des dents sur la mâchoire influe autant que leur forme dans la détermination à l'échelle générique et spécifique. L'analyse anatomique de leur mâchoire montre la présence de dents de type broyeur (dents longues et plates) qui leurs permet de broyer les coquilles des mollusques, de crustacés) et les polypiers calcaires.

b. Characiformes : ils ont été récoltés dans le gisement de l'Oued Tafarahit. Ils constituent un ordre de poisson actinoptérygien, défini par Regan (1911). Cet ordre est plus diversifié et regroupe des poissons d'eau douce (lacs et grandes rivières). Actuellement, il comprend environ 1400 espèces répartis dans les zones tropicales et sub-tropicales d'Amérique du Sud, d'Amérique centrale et d'Afrique. Les recherches réalisées, au cours de cette dernière décennie, sur ce groupe de poisson ont améliorés nos connaissances sur leurs relations internes, mais de nombreux nœuds de leur arbre phylogénétique sont encore débattus et la monophylie de l'ordre de characiformes elle-même est contestée par certains auteurs (Greenwood *et al.*, 1966 ; Howes, 1976 ; Vari, 1979 ; Weitzman et Fink, 1983 ; Backup, 1991). Contrairement aux poissons cartilagineux, les characiformes sont caractérisés généralement par des dents multi-cuspidées (fig. 12).

c. Osteoglossiformes : les représentants de cet ordre ont été récoltés dans le gisement de l'Oued Tafarahit et sont représentés par des petites squamules (fig. 12). Il s'agit d'un ordre de poissons actinoptérygiens (nageoires rayonnées) défini par Berg (1940), distingué par des caractères relativement primitifs (Taverne, 1975). Cet ordre est monophylétique et comprend sept familles : Arapaimidae (Bonaparte, 1846), Gymnarchidae (Bleeker, 1859), Hiodontidae (Valenciennes, 1847), Mormyridae (Bonaparte, 1831), Notopteridae (Bleeker, 1851), Osteoglossidae (Bonaparte, 1845), Pantodontidae (Peters, 1876), distribués majoritairement dans les régions tropicales africaines et dans le bassin du Nil. Les Osteoglossiformes sont hautement adaptés à l'eau douce.

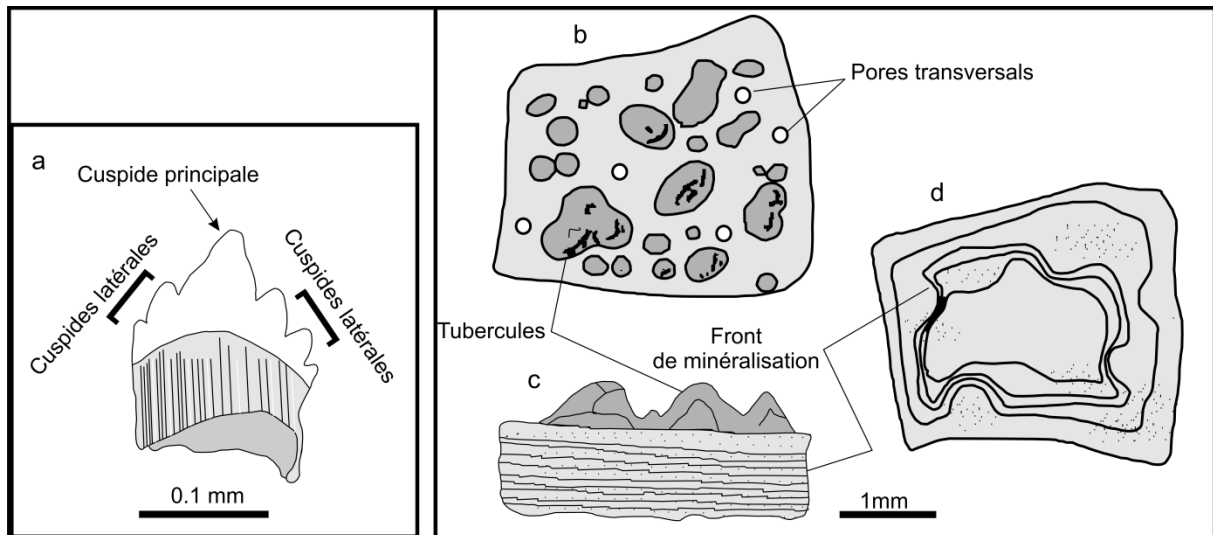


Figure 12 : Anatomie de dents et de squamules d'actinoptérygiens étudiés. a. Dent multicuspides de characiformes, vue labiale ; b, c et d. Squamule arrondi d'osteoglossiforme, b. vue extérieure, c. vue latérale, et d. vue intérieure.

2.1.3. Squamates

Le matériel décrit ci-après, provient du gisement de Hassi Djeifa (secteur de Forthassa), comporte deux spécimens de squamates appartenant aux lézards. Les squamates sont un groupe polyphylétique de reptiles qui comprend les lézards et serpents. Le plus ancien fragment de squamate fossile connu est *Tikiguania estesi*, connu depuis le Trias (Carnien, entre 229-216 Ma). Les squamates comprennent environ 8000 espèces actuelles et forment une composante majeure de la faune de vertébrés terrestres.

2.1.4. Ostracodes

Les ostracodes sont des crustacés (embranchement des arthropodes) aquatiques et ubiquistes (fig. 13), de taille microscopique à millimétrique. Le plus grand ostracode (20 mm de longueur) est une forme marine qui vit actuellement dans l'océan pacifique (*Gigantocypris*), suivit par une forme continentale (7 mm de longueur) qui vit dans l'Afrique du sud (*Megalocypris*).

Les ostracodes sont apparus à l'Ordovicien voire même au Cambrien et on les retrouve dans tous les sédiments déposés sous une frange d'eau. Ils sont parmi les arthropodes les plus abondants dans le registre fossile (David *et al*, 2010) et sont considérés comme de bons indicateurs de faciès et de paléoenvironnements (fig.13). Certains ostracodes fossiles sont également d'excellents marqueurs stratigraphiques depuis le Paléozoïque jusqu'à nos jours.

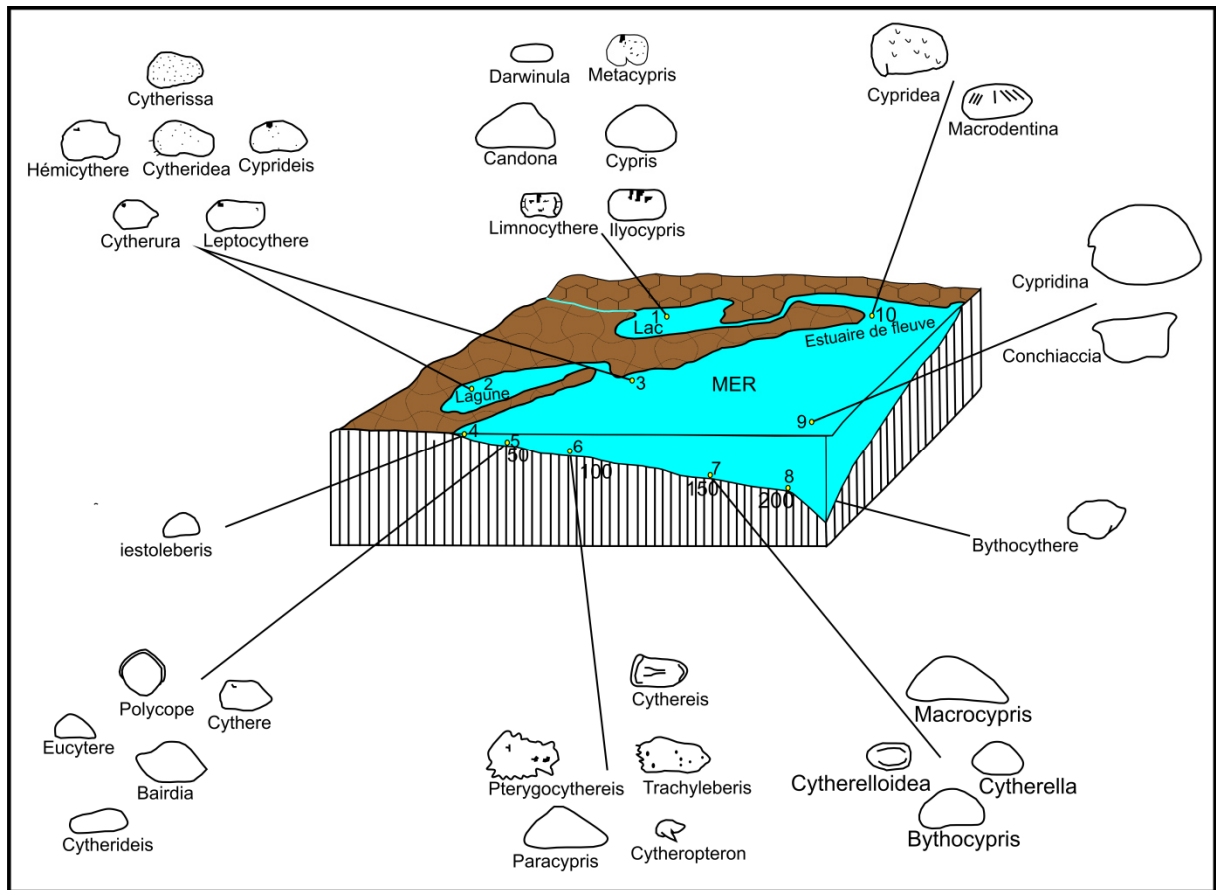


Figure 13 : Milieux de vie de quelques genres d'ostracodes (Grékoff, 1963); 1. Lac d'eau douce, 2. Estuaire, eau douce et saumâtre, 3. Lagune et littoral marin à salinité diminuée, 4. Mer, fonds de 0 m à 20 m, 5. Mer, fonds de 20 m à 50 m, 6. Mer, fonds de 50 m à 100, 7. Mer, fonds de 100 m à 200 m, 8. Mer, fonds de 200 m et plus, 9. Faune pélagique.

La classification (rang hiérarchique) des ostracodes est basée sur les empreintes musculaires trouvées sur les deux flancs de la carapace.

a. Carapace d'ostracode

La carapace d'ostracode est de nature calcaire ou chitineuse ; elle est constituée de deux valves enveloppant le corps de l'animal (fig. 14) : valve gauche et valve droite. Ces deux valves sont articulés en position dorsale, une valve peut être plus grande et de forme différente par rapport à l'autre. La carapace est formée par deux lamelles superposées, lamelle interne et lamelle externe. Cette dernière est la seule partie fossilisable.

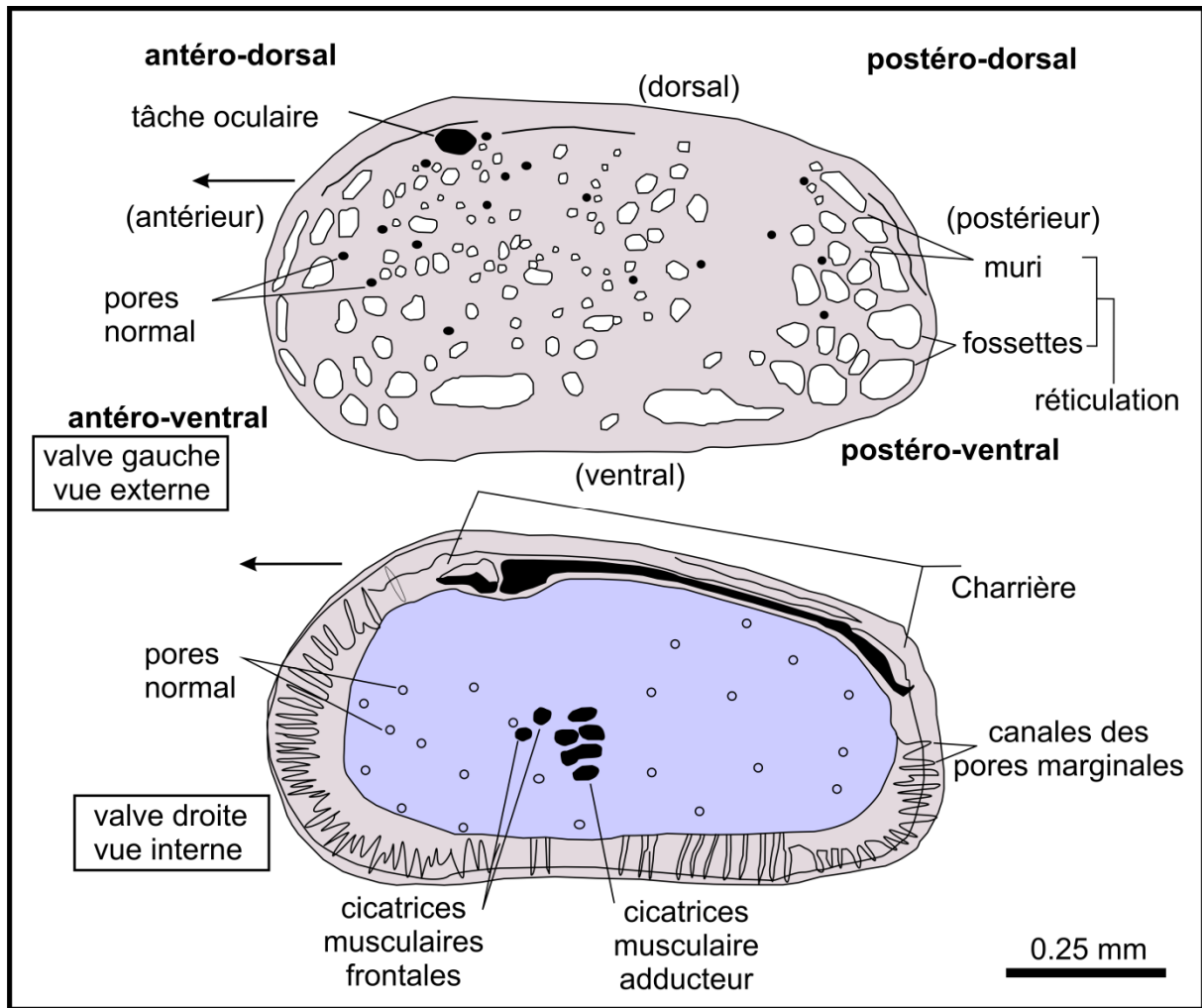


Figure 14 : Morphologie d'une valve d'ostracode (Reevers, 2017).

Parmi les caractères déterminants des ostracodes fossiles, on peut citer :

Ornementation de la carapace : elle peut être lisse, ponctuée, costulée, réticulée, épineuse et peut porter également des ailettes. Ces caractères sont liés aux variations de conditions du milieu de vie aquatique.

Biométrie (Taille et dimension) : longueur et hauteur ;

Présence ou absence des empreintes musculaire, de sulcus ;

Formes de marges dorsale et ventrale de la carapace ;

Les extrémités antérieure et postérieure de la carapace ;

Forme générale de la carapace ;

L'état de conservation et le nombre des individus ;

Caractéristiques des angles (angle dorsale, angle antéro-ventral et des angles latéraux) ;

2.2. Flore

2.2.1. Charophytes

La plante de charophyte est un groupe de macrophytes, à rhizome articulé, de tige cylindrique, et dépourvue de feuilles. La structure végétale des charophytes forme donc un thalle (assemblage de cellules). Elle est entièrement submergée dans les eaux douces continentales de milieu lacustre ou de cours d'eau fluviale à écoulement très faible ou encore d'eaux saumâtres de milieu lagunaire et/ou estuarien. Les charophytes sont connues depuis le Silurien supérieur (environ - 425 Ma). Un gamétange de charophytes (fig. 15) est formé par deux organes reproductifs différents : une anthéridie et une oogone.

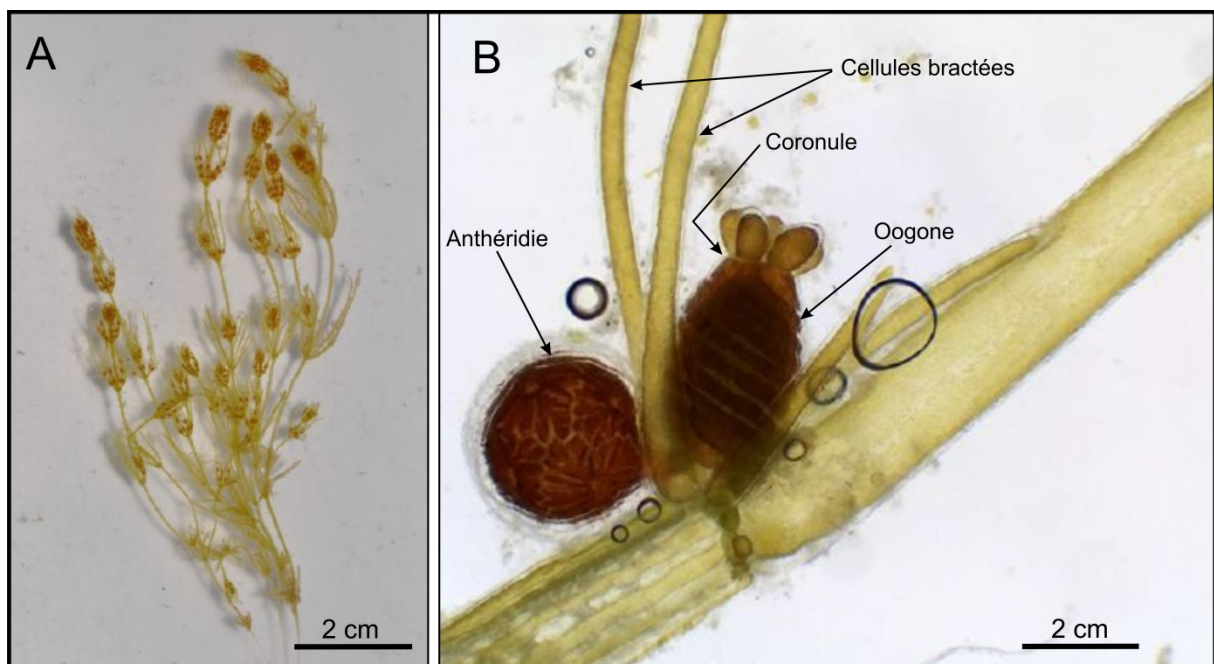


Figure 15 : Flore de charophyte. A. Spécimen attribué à l'espèce *Characontraria* (d'après Sellier et Elisabeth, 2015). B. Nœud de charophyte portant des gamétanges mâle (anthéridie) et femelle (oogone) d'après Sellier et Elisabeth (2015).

a. Anthéridie de charophyte: gamétange mâle. Elle est représentée par une structure végétale complexe, de forme sphérique. La phase de maturation de cet organe est mise en évidence par une couleur orange issue d'une pigmentation orange.

b. Oogone de charophyte: gamétange femelle. Elle est représentée par une structure plus simple que le gamétange mâle (anthéridie), caractérisé par la présence de cellules spiralées, de forme ovoïde ou parfois subglobuleuse, contenant des oosphères. Cette structure est constituée par l'enroulement de cinq cellules spiralées, se terminant par un coronule. La

fossilisation des oogones de charophytes, par calcification, donne des gyrogonites (oogones calcifiées). Ceux-ci sont préservés dans les sédiments de différents âges.

L'illustration d'une oogone de charophyte fossile (gyrogonite) est généralement représentée par trois vues différentes (basale, latérale et apicale) et éventuellement par quelques détails concernant la forme et l'ornementation des spires.

c. Intérêt de l'étude des charophytes fossiles

L'étude des charophytes fossiles présente plusieurs intérêts :

- un intérêt stratigraphique : pour la datation des formations continentale depuis le Paléozoïque (Feist *et al*, 2000) et notamment les dépôts post-paléozoïques.

- un intérêt paléoenvironnemental : ce sont de bons bio-indicateurs, servant à reconstituer les paléoenvironnements (Soulié-Märsche, 1991, 2002). Ils permettent également de fournir des informations complémentaires pour estimer la paléobathymétrie du milieu aquatique (Soulié-Märsche *et al*, 2008).

d. Paramètres déterminants des gyrogonites de charophyte

Pour identifier systématiquement un taxon de gyrogonite de charophytes, on étudie souvent les caractères suivants (fig. 16):

Forme générale,

Tours de spires,

Dimensions de gyrogonite (longueur et largeur),

Indice d'iso-polarité (Longueur (L)/Largeur (l)).100 = ISI.

Hauteur de spire,

Plaque basale,

Ornementation portant sur les cellules.

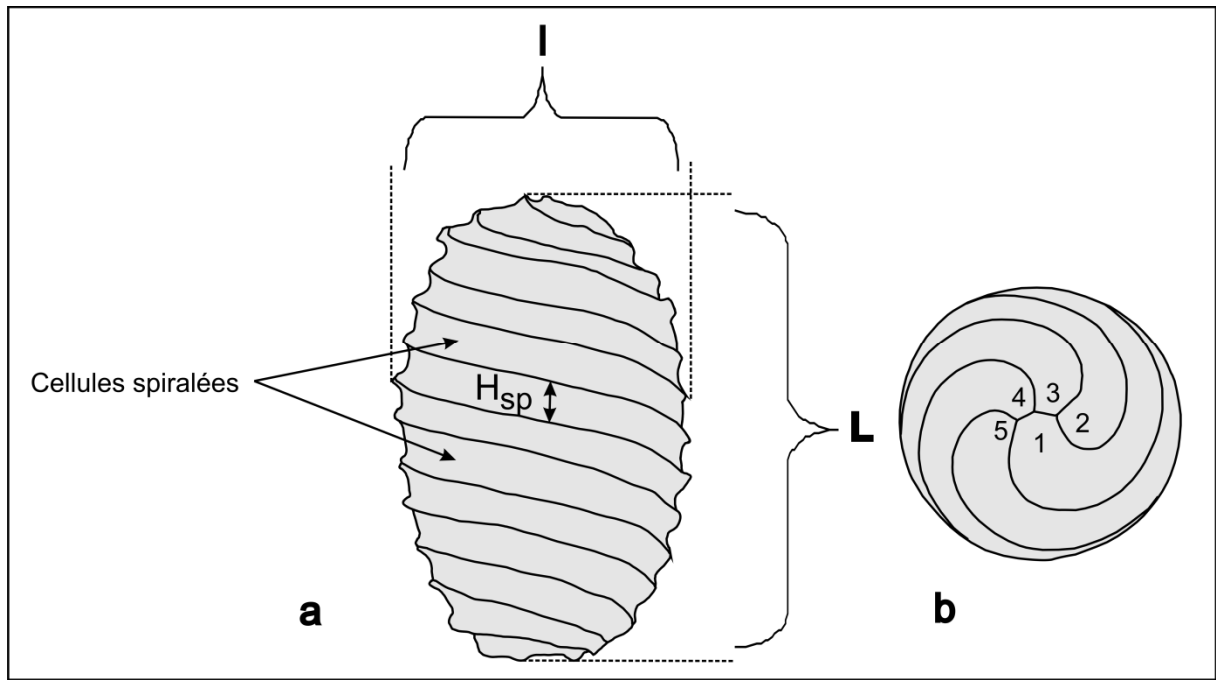


Figure 16 : Paramètres morphométriques d'un gyrogonite de charophytes. l. largeur, L. longueur, Hsp. hauteur de spire, a. gyrogonite en vue latérale, b. apical, l = largeur, L = longueur, l (Soulié-Märsche et García, 2015).

3. Paléontologie et systématique

Sur la base d'observation et d'étude d'un matériel fossile variée provenant des formations de Mdaouer (secteur de Forthassa) et de l'Oued Tafarahit (secteur de Rhelida-Tismert), de nombreux taxons de vertébrés (poissons et squamates), d'invertébrés (ostracodes) et de flore (charophytes) ont été identifiés et décrites à des fins stratigraphiques paléocéologiques et paléobiogéographiques.

3.1. Taxons de Hassi Djeifa

L'assemblage fossilifère de Hassi Djeifa provient de nombreux niveaux trouvés le long de la coupe étudiée. La diversité paléontologique est bien marquée, elle englobe des chondrichthyens, des actinoptérygiens, des ostracodes et des squamates. Parmi ces taxons, certains sont cités pour la première fois dans le Crétacé supérieur d'Algérie.

3.1.1. Chondrichthyens

Ils sont marqués par la présence de deux taxons, appartenant aux batomorphes : uneraie (*Mafdetia tibniensis*) et un poisson-scie (*Baharipristis bastetiae*). Dans cette étude, on suit la classification cladistique de Cappetta (1987b).

Classe Chondrichthyes Huxley, 1850

Sous-classe Elasmobranchii Bonaparte, 1838

Cohorte Euselachii Hay, 1902

Super-ordre Batomorphii Cappetta, 1980

Ordre Rajiformes Berg, 1940

Sous-ordre Rajoidei Fowler, 1941

Rajoidei *incert. fam.*

Genre *Mafdetia* Werner, 1989

Mafdetia tibniensis Werner, 1989

1989 *Mafdetia tibniensis* Werner : p. 41, fig. 15, pl. 17, fig 1-5, pl. 18, fig 1-6.

fig. 17A-D

Matériel : Trente-neuf dents (dix-huit récoltées dans le niveau Hd-10, quatre dans Hd-11, treize dans Hd-12, trois dans Hd-23, une en Hd-18), en bon état de conservation.

Description : Les dents sont de petite taille (moins de 300 µm de haut) et généralement plus hautes que larges. La couronne est dépourvue d'ornementation et surplombe la racine en tous points en vue apicale. La couronne est de forme losangique en vue apicale avec des faces linguales et labiales abruptes et droites à légèrement concaves en vue mésiale. La face occlusale est concave en vue mésiale et délimitée lingualemment par une crête transverse haute et labialement par une visière labiale développée verticalement formant un tranchant. La visière labiale forme un angle médian séparant deux faces margino-labiales. La crête transverse des dents antérieures est haute, formant un angle médian d'où se développe une cuspidé naissante. La face linguale porte une large luette médiane en forme de V sur les dents antérieures alors qu'elle est courte et émoussée sur les dents latérales. Les tranchants de la crête transverse et de la visière labiale convergent vers les angles marginaux mais s'orientent basalement sans se connecter. Une crête verticale supplémentaire est parfois présente dans l'encoche des angles marginaux formée par les crêtes linguales et labiales. Les dents plus latérales sont plus développées mésio-distalement avec des tranchants plus émoussés, des

crêtes plus basses et une concavité de la face occlusale moins marquée en vue mésiale. Le foramen central est de grande taille et s'ouvre au sein d'un large sillon lingual qui sépare les deux lobes racinaires de forme triangulaire en vue basilaire. Les faces basilaires de la racine sont légèrement convexes et obliques.

Discussion : La morphologie des dents décrites ici ressemble fortement à celle de la série type de *Mafdetia tibniensis* du Cénomaniens de la Formation de Bahariya en Egypte (Werner, 1989). Les dents de *Pararaja expansa* (Davis, 1887 ; Cappetta, 1980) du Cénomaniens du Liban se rapprochent du matériel décrit ici mais différent par la morphologie de leur couronne et leur racine très réduite, sans foramen central. L'abondant matériel figuré par Werner (1989) indique une hétérodonie monognathique assez marquée chez *M. tibniensis* avec des dents antérieures plus étroites mesio-distalement, des crêtes linguales et labiales plus développées, tranchantes et cuspidées que les latérales. Cette variation morphologique est également présente dans le matériel décrit ici. La découverte de restes de *M. tibniensis* à Hassi Djeifa correspond à la seconde occurrence de cette espèce malgré les nombreux échantillonnages de micro-vertébrés crétacés d'Afrique du Nord (e.g., Dutheil, 2000 ; Cavin *et al.*, 2010 ; Benyoucef *et al.*, 2015, 2016).

Extension stratigraphique de l'espèce : *Mafdetia tibniensis* est connue du Cénomaniens (Crétacé supérieur) (Werner, 1989 ; Cappetta, 2012).

Sous-ordre Sclerorynchoidei Cappetta, 1980

Famille Sclerorhynchidae Cappetta, 1974

Genre *Baharipristis* Werner, 1989

Baharipristis bastetiae Werner, 1989

1989 *Baharipristis bastetiae* Werner : p. 53, fig. 19, p. 54, figs 20-23, pl. 24, figs 1-3, pl. 25, figs 1-2, pl. 26, figs 1-4, pl. 27, fig. 1, pl. 28, figs 1-2, pl. 29, figs 1-2, pl. 30, fig. 1.

fig. 17E-H

Matériel : Dix-sept dents (six dans Hd-10, deux dans Hd-11, trois dans Hd-12 et six dans Hd-18), en bon état de conservation.

Description : Les dents orales (fig 17E-G) n'excèdent pas 400 µm de large. La couronne est plus ou moins rhombique en vue occlusale et porte une cuspide principale triangulaire orientée lingualement. La face labiale est développée et fortement convexe. Le tablier est bien

développé, large et arrondi et se détache fortement du reste du bord labial de la couronne vers le plan basilaire de la racine. La face linguale est courte, concave et triangulaire en vue linguale. Les tranchants de la cuspide principale de la couronne sont continus avec les talons mésiaux et distaux, orientés basalement et joignant les angles marginaux. La couronne porte une ornementation constituée d'un pli vertical central divergeant latéralement dans la moitié labiale de la couronne jusqu'au tablier, ainsi que d'autres plis latéraux orientés verticalement. La racine n'est pas entièrement préservée mais un large foramen central est visible, séparant deux larges lobes dont la face basilaire est plane. Deux foramens sont présents sur les faces margino-linguales de certains spécimens.

Les denticules rostraux (fig. 17H) sont incomplets et représentés uniquement par des couronnes de 600 μm de long, sans pédoncule. La couronne est longue, comprimée latéralement et effilée dans sa partie apicale. La couronne porte un tranchant antérieur bordé par des plis verticaux courts. Les faces latérales sont peu ornementées excepté leur moitié mésiale qui porte deux plis sub-verticaux. La face postérieure porte deux tranchants verticaux qui s'estompent vers l'apex et bordent la face postérieure qui porte de fins plis obliques. La face basilaire n'est pas préservée mais la partie distale du pédoncule présente un contour externe arrondi et évasé. D'autres spécimens de denticules rostraux (probablement de la région médiane) sont fortement inclinés postérieurement d'environ 45°.

Discussion : Par leur taille, la morphologie et l'ornementation caractéristiques de leur couronne, les dents et denticules rostraux décrits ici sont attribués à l'espèce *Baharipristis bastetiae* décrite dans le Cénomaniens de la Formation de Bahariya (Werner, 1989). Certaines dents de la série type de *B. bastetiae* présentent une paire de denticules latéraux réduits ; l'absence de cette morphologie dans le matériel décrit ici est attribuée au faible nombre de spécimens récoltés. Le matériel provenant de la coupe de Hassi Djeifa représente la seconde occurrence connue de l'espèce *Baharipristis bastetiae*.

Extension stratigraphique de l'espèce : *Baharipristis bastetiae* est une espèce du Crétacé supérieur (Cénomaniens supérieur) (Werner, 1989 ; Cappetta, 2012).

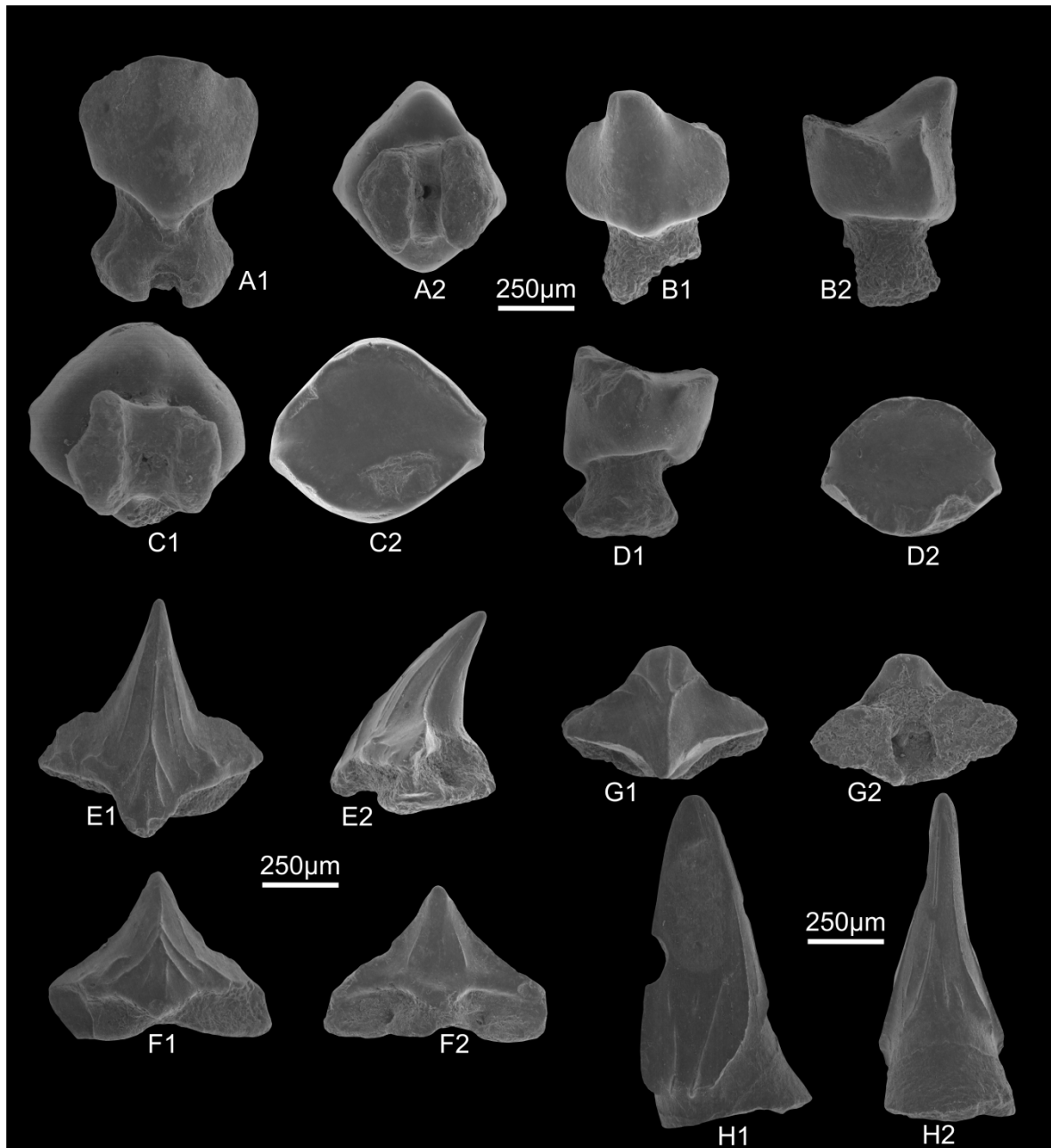


Figure 17 : Sélaciens de Hassi Djeifa. A-D. Dents du Rajoidei incert. fam. *Mafdetia tibniensis*. A. Dent antérieure, A1 vue linguale, A2 vue basale. B. Dent postérieure, probablement de mâle. B1, vue linguale; B2, profil. C. Dent latérale, C1, vue basale. C2, vue apicale. D. dent latérale, D1, profil, D2, vue apicale. E-H. Dents de Sclerorhynchidae, *Bahariipristis bastetiae*. E-G. dents orales, H, dent rostrale. E, dent antérieure, E1, vue labiale, E2, profil. F. Dent latérale, F1, vue labiale, F2, vue linguale. G. Dent latérale, G1, vue apicale, G2, vue basale. H. Dent rostrale, H1, vue supérieure (ou inférieure), H2, vue postérieure.

3.1.2. Actinoptérygiens

Le matériel fossile issu de cinq échantillons espacés de Hassi Djeifa a révélé la présence de taxons actinoptérygiens appartenant à l'ordre des pycnodontiformes.

Classe Osteichthyes Huxley, 1880

Sous-classe Actinopterygii Cope, 1887

Ordre Pycnodontiformes indet.

fig. 18A-B

Matériel : Quatre-vingt-dix-neuf dents isolées (cinq dans Hd-3, soixante-trois dans Hd-10, dix-huit dans Hd-11, huit dans Hd-12 et cinq dans Hd-23), en mauvais état de conservation.

Description : Ces dents sont de forme ovoïde à sub-ovoïde, légèrement plus longues que larges et caractérisées par des bords arrondis aux extrémités postérieure et antérieure. La surface de la couronne est ornée par des petits tubercules séparés les uns des autres ou par des crénelures, délimitant une cuvette transverse plus ou moins déprimée.

Discussion : L'attribution générique de ces dents est impossible dans l'état actuel des données ; notons toutefois qu'elles sont morphologiquement proches de spécimens récoltés dans les couches rouges cénomaniennes de la région de Menaguir (Bassin de Guir), dans le Sud-Ouest algérien (Benyoucef *et al.*, 2015).

Extension stratigraphique de l'ordre : ordre éteint, connu à l'intervalle du Permien-Éocène (lutétien inférieur).

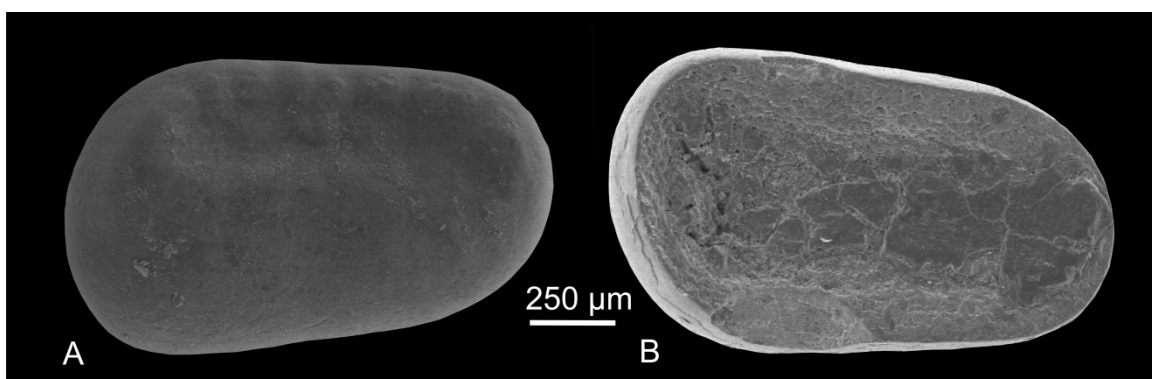


Figure 18 : Actinoptérygien (dents de pycnodontiformes), A. vue occlusale, B. vue basale.

3.1.3. Squamates

À Hassi Djeifa, les marnes rouges de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer ont livré deux spécimens assez différents du point de vu morphologique et taxonomique.

Classe reptilia Laurenti, 1768

Ordre squamata oppel, 1815

Sous-ordre lézard Gauthier, 1984

Lézard pleurodonte indet (forme 1)

fig. 19A

Matériel : Un seul spécimen récolté dans le niveau Hd-12, dans un état de conservation exceptionnel.

Description : Un fragment de dentaire, de taille moyenne et porte trois dents.

Lézard pleurodonte indet. (forme 2)

fig. 19B

Matériel : Un spécimen récolté dans le niveau Hd-12, dans un état de conservation exceptionnel.

Description : un fragment de dentaire, de 2.5 cm de long, porte six dents de taille variable. En vue labiale (fig. 19B), ce lézard pleurodonte présente quatre foramens régulièrement espacés.

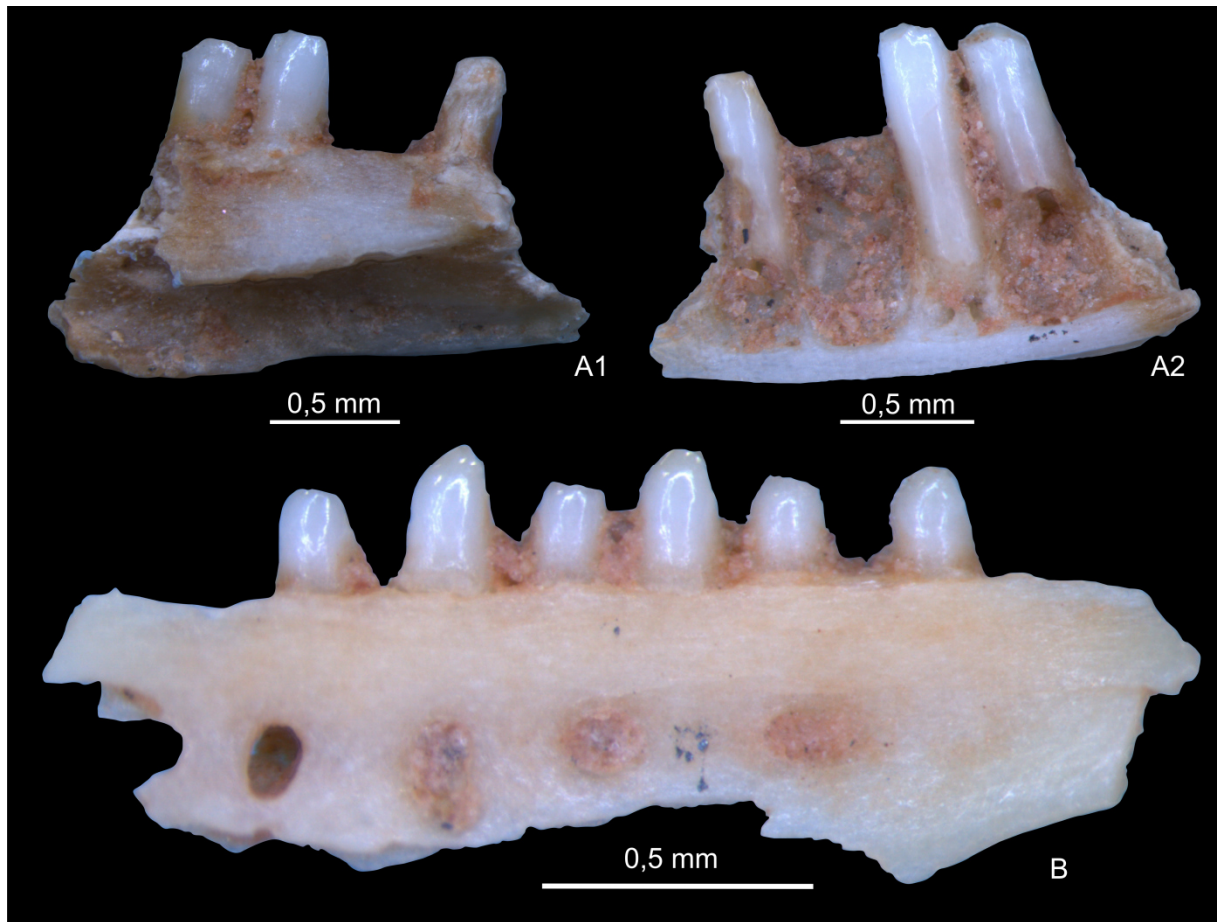


Figure 19 : Lézards « pleurodentes » indéterminés de Hassi Djeifa. A. Forme 1, fragment de mandibule, A1. Vue labiale, A2. Vue linguale. B. Forme 2, fragment de mandibule, vue labiale.

3.1.4. Ostracodes

Les ostracodes trouvés dans les niveaux marneux de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer du secteur de Forthassa sont en mauvais état de conservation et ainsi indéterminable sur le plan spécifique. Par ordre d'abondance on cite: *Damonella* sp. 3, *Damonella* sp. 1, *Ilyocypris* ?sp., *Paracyprina* ? sp., *Cypridea* et un spécimen indéterminé.

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Ordre Podocopida Müller, 1894

Super-famille Cypridoidea Baird, 1845

Famille Ilyocyprideinae Kaufmann, 1900

Sous-famille Cyprideinae Martin, 1940

Genre *Damonella* Anderson, 1966

Espèce-type : *Cypris pygmaea* Anderson, 1941

Damonella sp. 1 *sensu* Andreu *et al.*, 2016

2016 *Damonella* sp. 1, Andreu et al. : pl. 3, fig. 1-12.

fig. 20A

Matériel : Huit carapaces dans Hd-12.

Description : Carapace de grande taille, sa longueur (L) variant de 1000 à 1001 μm et sa hauteur de 690 à 700 μm . Elle montre de forme ovale en vue latérale. L'extrémité antérieure arrondie est large, l'extrémité postérieure est plus étroite. Le bord ventral est subrectiligne, le bord dorsal convexe est plus fortement incliné vers l'avant. La valve gauche est plus grande que la valve droite. Le recouvrement de la valve gauche sur la valve droite est plus marqué sur les bords les bords dorsal et ventral. La carapace est dépourvue d'ornementation.

Discussion : Par la morphologie de sa carapace (extrémités et bords) et ses dimensions, notre espèce ressemble à *Damonella* sp. 1 figurée par Andreu *et al.* (2016).

***Damonella* sp. 3** *sensu* Andreu *et al.*, 2016

2016 *Damonella* sp. 3, Andreu et al. : pl. 2, fig. 13-16

fig. 20B

Matériel : Vingt-neuf carapaces (vingt-huit dans Hd-12 et une dans Hd-10).

Description : Carapace de grande taille, du 950 à 990 μm de long et du 630 à 700 μm de haut. La carapace est ovoïde. L'extrémité antérieure est arrondie et inclinée vers le bas, l'extrémité postérieure est arrondie et plus étroite. Le bord dorsal fortement convexe est obliquement arrondi dans la moitié antérieure. Le bord ventral est faiblement concave à rectiligne. La valve gauche plus grande que la valve droite la surplombe sur le bord dorsal. La carapace est dépourvue d'ornementation.

Discussion : Les caractères de la forme de carapace, extrémité antérieure et postérieure, et ses bords, montrent que notre matériel ressemble beaucoup aux figurations d'Andreu *et al.* (2016).

Extension stratigraphique du genre : Montrant une extension du Jurassique supérieur (Tithonien), vers 145 Ma (Anderson et Barker, 1966) au Crétacé supérieur (Cénomanién), vers 100 Ma.

Famille Cyprideidae Martin, 1940
Sous-famille Cyprideinae Martin, 1940
Genre *Cypridea* Bosquet, 1852, emend.
Espèce-type : *Cypris granulosa* Sowerby, 1836

Cypridea sp.

fig. 20C

Matériel : Une carapace dans Hd-12.

Description : Carapace de dimensions importantes (L = 900 µm ; H = 500 µm). Elle montre une forme sub-rectangulaire en vue latérale. L'extrémité antérieure est arrondie et inclinée vers le bas, et l'extrémité postérieure est arrondie. La bordure antérieure est plus large que la bordure postérieure. Le bord dorsal est droit et incliné vers l'arrière, le bord ventral est légèrement rectiligne. La valve gauche recouvre faiblement la valve droite aux extrémités antérieure et postérieure. L'axe antéro-postérieur est plus long sur le bord ventral. L'axe dorso-ventral est haut en arrière du rostre antéro-ventral. Ce dernier est court et dépasse légèrement le bord ventral. La carapace est dépourvue d'ornementation.

Discussion : Cette espèce est rapportée au genre *Cypridea* pour sa carapace rectangulaire, la valve gauche plus grande que la valve droite et la présence d'un rostre antéro-ventral. Elle est cependant dépourvue d'ornementation. Notre espèce est proche de *Ullwellia* par son rostre court, mais s'en distingue par le recouvrement de la valve gauche sur la valve droite. *Ullwellia* est considéré comme un sous-genre de *Cypridea* par de nombreux auteurs. L'espèce ressemble à *Ullwellia minuta* Peck (1951) du Crétacé inférieur des USA, mais s'en distingue par une ornementation absente. *Cypridea* sp. est proche de *Cypridea araripensis* Silva (1978) connue dans l'Aptien du Brésil (Tomé *et al.*, 2014). Cette dernière est cependant ornée d'épines et a un contour trapézoïdal.

Extension stratigraphique du genre : Genre éteint. Couvrant l'intervalle du Jurassique supérieur (Kimméridgien) (Sames, 2011), vers 157 Ma, et jusqu'à l'Éocène inférieur (Sames, 2011), environ 56 Ma.

Famille Ilyocyprididae Kaufman, 1900

Sous-famille Ilyocypridinae Kaufmann, 1900

Genre *Ilyocypris* Brady & Norman, 1889

Espèce-type : *Ilyocypris gibba* (Ramdohr, 1808) in Brady & Norman, 1889

Ilyocypris ? sp.

fig. 20D

Matériel : Quatre carapaces usées (trois dans Hd-12 et une dans Hd-10).

Description : Carapace de 760 µm de long et de 450 µm de haut. La carapace est rectangulaire en vue latérale. Les bords dorsal et ventral sont presque droits et sensiblement parallèles. La valve droite recouvre légèrement la valve gauche en avant du bord dorsal et sur la bordure antérieure. La carapace porte deux sillons dorso-médians renfermant de petits tubercules arrondis qui sont usés sur le spécimen figuré. Le reste de la carapace porte de rares pustules dispersées surtout à l'extrémité postérieure.

Discussion : L'attribution générique se fonde sur les caractères de la carapace allongée rectangulaire portant des sillons dorso-médians. Notre matériel se distingue d'*Ilyocypris* sp. figuré par Andreu *et al.* (2016) par la présence de fossettes. Il se distingue de l'espèce décrite dans l'Aptien de la Formation d'Alagamar au Brésil (Do Carmo *et al.*, 2013) par sa carapace plus large et ponctuée.

Extension stratigraphique du genre : *Ilyocypris* représente un genre persiste, du Jurassique-Récent.

Famille Candonidae Kaufmann, 1900

Sous famille Paracypridinae Sars, 1923

Tribu Thalassocypridini Hartmann et Puri, 1974

Genre *Paracypria* Sars, 1910

Paracypria ? sp. *sensu* Andreu et al., 2016

fig. 20E

Matériel : Une carapace dans Hd-12.

Description : Sa dimension importante avec 1065 µm de long et 800 µm de hauteur. La carapace est de grande taille et allongée. La valve gauche est plus grande et recouvre la valve droite. L'extrémité antérieure est plus étroitement arrondie que l'extrémité postérieure. La carapace est dépourvue d'ornementation.

Discussion : Cette espèce très rare dans notre matériel est attribuée avec réserve au genre *Paracypria*. Ce dernier ressemble au genre *Paracypris* Sars, 1866 mais s'en distingue par le recouvrement de la valve droite par la valve gauche. Notre espèce est proche de *Paracypria* sp. figurée par Andreu *et al.* (2016) au Maroc. Actuellement, le genre se rencontre dans les lacs côtiers d'eaux douce et saumâtre du lac Illawarra en Australie (Hartmann, 1981).

Extension stratigraphique du genre : dès le Crétacé inférieur (Aptien) (Grékoff, 1960 ; Do Carmo *et al.*, 2013) jusqu'à l'actuelle.

Genre et espèce indéterminés

fig. 20F

Matériel : Une carapace dans Hd-12.

Description : La carapace de taille moyenne (L = 690 μ m et H = 520 μ m) est sub-rectangulaire en vue latérale. La plus grande longueur est en position médiane et la plus grande se situe dans la moitié antérieure. Les bordures antérieure et postérieure sont arrondies. Les bords ventral et dorsal sont sensiblement parallèles. Les valves sont presque égales et renflées en leur milieu. La bordure marginale est aplatie et comprimée ; elle se prolonge sur le bord ventral. Le bord dorsal est droit et les angles cardinaux bien distincts. La carapace est dépourvue d'ornementation.

Rapports et différences : Ce taxon, représenté par un seul spécimen, n'a pu être rapporté à aucun genre connu.

Extension stratigraphique : Crétacé supérieur (Cénomaniens) (Mennad *et al.*, 2020).

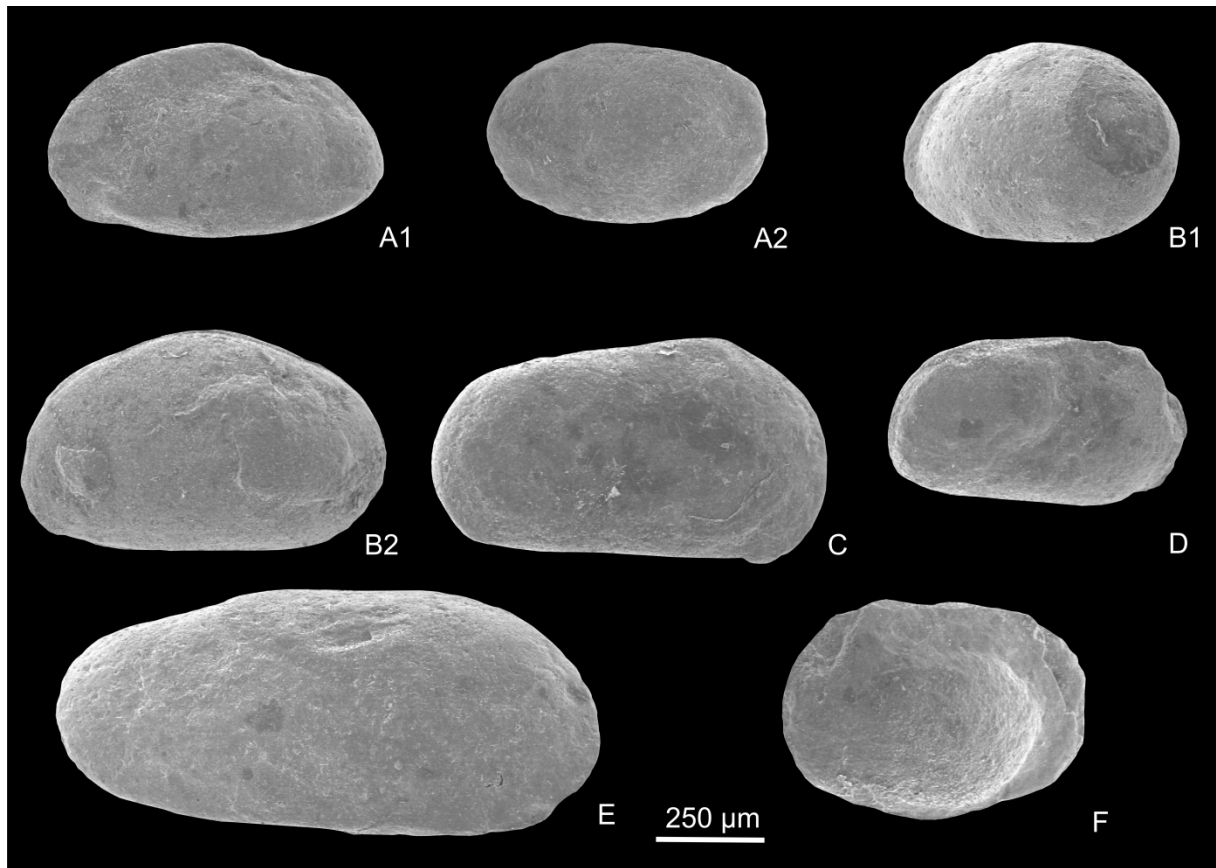


Figure 20 : Ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer à Hassi Djeifa. A. *Damonella* sp. 1, A1. Carapace vue de gauche, A2. Carapace vue de gauche, B. *Damonella* sp. 3, B1. Carapace vue de gauche, B2. Carapace vue de droite. C. *Cypridea* sp., carapace vue de droite, D. *Ilyocypris* sp., carapace vue de droite. E. *Paracypria* ? sp., carapace vue de droite. F. Genre et espèce indéterminés, carapace vue de gauche.

3.2. Taxons de l'Oued Tafarahit

Plusieurs niveaux de la coupe de l'Oued Tafarahit ont livré faune variée et abondante associée à des charophytes. Ces taxons comprennent des poissons actinoptérygiens (characiformes et osteoglossiformes), d'ostracodes et de charophytes. Nous présentons ici la description systématique de ces taxons fossiles.

3.2.1. Actinoptérygiens

Parmi la faune de l'Oued Tafarahit, deux espèces d'actinoptérygiens appartiennent à deux ordres (characiformes et osteoglossiformes) ont été identifiées et décrites dans le cadre de ce travail.

Classe Actinopterygii Cope, 1887
Super-ordre Ostariophysi Lord, 1922
Ordre Characiformes Regan, 1911
Famille Alestidae Hoedeman, 1951
Sous-famille Alestinae Géry 1977
Tribu *Alestini* Müller et Troschel, 1846

***Alestini* indet.**

fig. 21A-G

Matériel : 10 dents récoltées dans le niveau Ot-11 et Ot-16.

Description : Ce sont des dents de petites tailles, de 500 à 1000 µm dans leur plus grande dimension. En fonction du nombre de cuspides de la couronne, deux morphotypes peuvent être distingués : dents tricuspidées et dents multicuspidées. Ces dents sont caractéristiques de la rangée extérieure de la mâchoire supérieure (Géry, 1977).

Morphotype 1 : Les dents tricuspidées ont leurs cuspides légèrement sub-aplaties, de taille variable et légèrement séparées les unes des autres (fig. 21A-B).

Morphotype 2 : les dents multicuspidées présentent généralement 5 à 10 cuspides le long du bord de la dent (fig. 21C-G). Une cuspide principale de la couronne est plus grande que les autres notamment lorsque le rang est rectiligne. Certaines formes comportent jusqu'à 12 cuspides (fig. 21F-G).

Discussion : Par leurs caractéristiques, notamment la morphologie de la couronne, le nombre de cuspides, la forme des cuspides ainsi que leur disposition, ces microrestes ressemblent à ceux déjà connus et décrits dans l'Oligocène inférieur du Sultanat Oman (Otero et Gayet, 2001). Les *Alestini*, comme tous les Alestinae ont leurs dents alignées sur deux rangées, au contraire de la sous famille des Hydrocyninae qui a des dents caniniformes alignées sur une seule rangée sur la mâchoire (Géry, 1977). Les dents multicuspidées ressemblent à certaines des formes de characiformes créacés (Maastrichtien) de Provence au Sud de la France, elles aussi de très petite taille (Otero *et al.*, 2008). La découverte d'un nouveau gisement avec des characiformes contribue à étendre la distribution géographique et l'extension stratigraphique des *Alestini* sur le continent arabo-africain à l'Éocène inférieur.

Extension stratigraphique : L'état de conservation des dents suggère que ces éléments sont autochtones ou para-autochtones dans les niveaux et donc datés de l'Éocène inférieur. Les *Alestini* sont connus jusqu'à nos jours.

Super-ordre Osteoglossomorpha Greenwood, Rosen, Weitzman et Myers, 1966

Ordre Osteoglossiformes Berg, 1940

Sous-ordre Osteoglossoidei Greenwood, Rosen, Weitzman et Myers, 1966

Famille Arapaimidae Bonaparte, 1846

Genre *Heterotis* Rüppel, 1828

cf. *Heterotis* sp.

2001. *Heterotis* sp., Otero et Gayet, Pl. I, fig. i et j.

fig. 21H-Q

Matériel : Une quinzaine de squamules dans l'échantillon Ot-11.

Description : En vue latérale, de fines lamines disposées horizontalement marquent le front de minéralisation. Deux morphotypes sont clairement distingués : des squamules à gros tubercules isolés (fig. 21 G-H) et des squamules à petits tubercules alignées (fig. 21L-O). Les surfaces interne ou externe sont percées de pores de moyenne à grande taille.

Discussion : Les caractères morphologiques (taille, forme et organisation des tubercules) des spécimens provenant de la Formation de l'Oued Tafarahit reviennent au genre *Heterotis* qui comme tous les Arapaimidae présente des squamules à ses écailles. Elle ressemble d'ailleurs à celles de l'Oligocène inférieur des localités Thaytiniti et Taqah de Sultanat Oman, elles aussi attribuées à ce genre typiquement africain. *Heterotis* est aussi signalé dans le Miocène inférieur de Libye (Argyriou *et al.*, 2015), dans le Miocène supérieur du Kenya (Stewart, 1994), dans le Pliocène du Tchad (Otero *et al.* 2006) et dans l'Holocène du Soudan (Van Neer, 1989a et b). Cette découverte d'*Heterotis* est la plus ancienne mention connue de ce genre. Ainsi, la présence *Heterotis* de l'Oued Tafarahit (Atlas Saharien occidental, Algérie) contribue à étendre sa distribution au Maghreb et son extension stratigraphique.

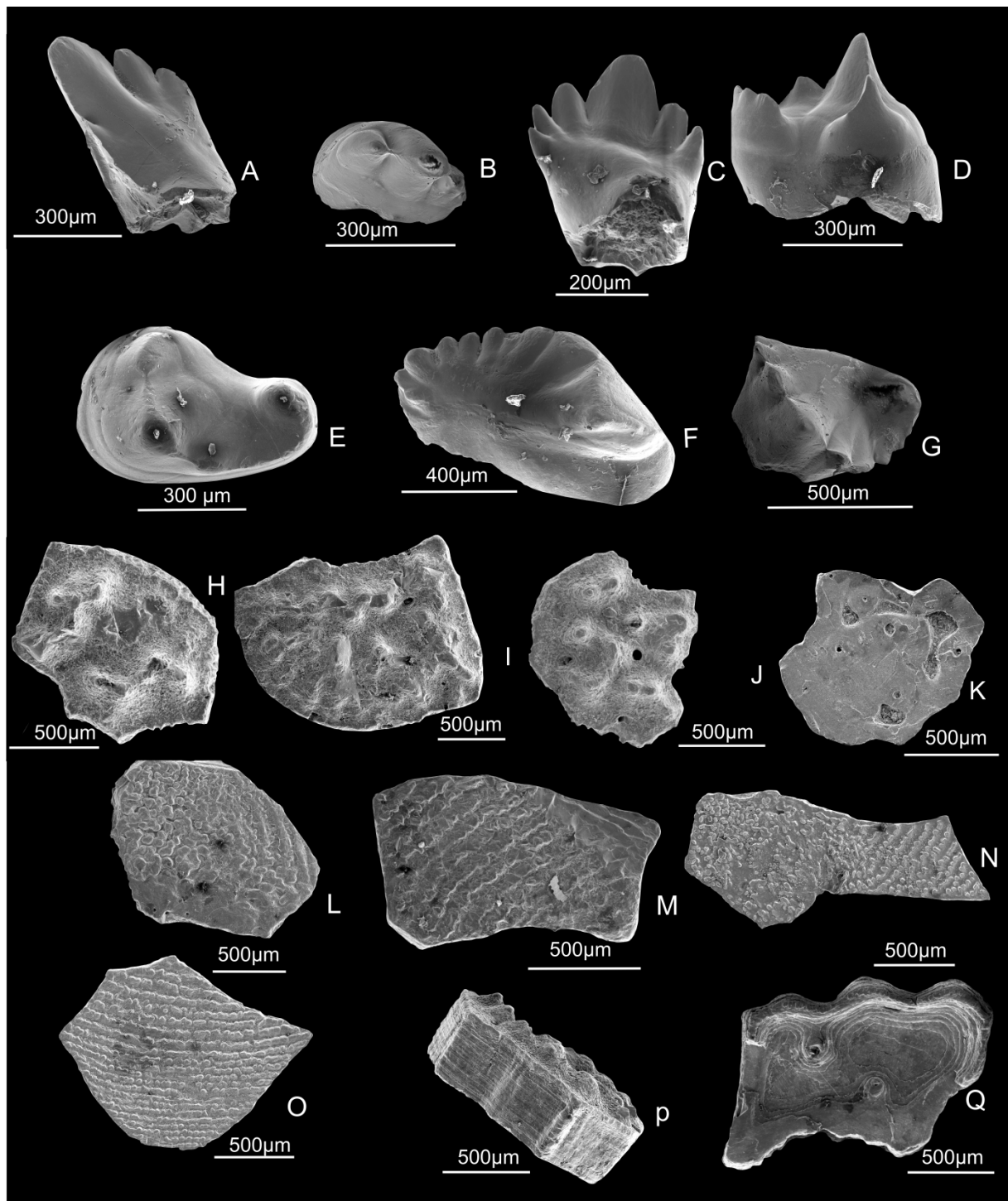


Figure 21 : Actinopterygii de la Formation de l'Oued Tafarahit. A-G. Characiformes *Alestini* indet., A-B. Dents tricuspidées, A. Vue latérale, B. Vue occlusale, C-G. Dents multicuspidées, C. Vue occlusale, D. Vue latérale, E. Vue occlusale, F. Vue latérale, G. Vue occlusale. H-Q. Osteoglossiformes Arapaimidae *Heterotis* sp., H-J. Squamules à gros tubercules, vues externes ; K. Vue interne, L-O. Squamules à petits tubercules, en vues externes ; P. Vue latérale à laminations horizontales, Q. Vue interne.

Extension stratigraphique du genre : *Heterotis* est connu de l'Éocène inférieur jusqu'à nos jours.

3.2.2. Ostracodes

Quatre espèces d'ostracodes ont été récoltées dans le refus de lavage-tamissage de la série détritique de l'Oued Tafarahit. Ces ostracodes sont relativement en bon état de préservation. Selon l'abondance de chaque espèce nous citons respectivement : *Neocyprideis meguerchiensis*, *Herpetocypris* sp. 1 et *Cyprinotus* ? sp.

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Sous-classe Podocopa G. W. Müller, 1894

Ordre Podocopida Sars, 1866

Sous-ordre podocopina Sars, 1866

Super-famille Cytheroidea Baird, 1850

Famille Cytherideidae Sars, 1925

Sous-famille Cytherideinae Sars, 1925

Genre *Neocyprideis* Apostolescu, 1956

***Neocyprideis meguerchiensis* Mebrouk, Colin et Hennache, 2011**

2011 *Neocyprideis meguerchiensis* Mebrouk, Colin et Hennache, p. 95, pl. 1, figs. 1-8.

2013 *Neocyprideis meguerchiensis* Mebrouk, Colin et Hennache, p. 567, pl. II, figs. 1-4.

fig. 22A-K

Matériel : Quatre-vingt-huit carapaces et valves provenant des niveaux Ot-16 et Ot-20.

Description : Dimensions considérable (longueur = 0.59 à 0.77 mm ; hauteur = 0.30 à 0.44 mm). (voir Mebrouk *et al.*, 2011).

Discussion : La forme, la taille et l'ornementation de notre matériel sont tout à fait conformes à la description et aux figurations d'origine (Mebrouk *et al.*, 2011). Le polymorphisme de l'espèce signalée dans la description d'origine se retrouve dans notre matériel. On trouve les individus à ornementation réticulée, réticulée à faiblement tuberculée et réticulée-tuberculée. La Formation de l'Oued Tafarahit constitue le second site où *Neocyprideis meguerchiensis* a été reconnue dans l'Éocène continental d'Algérie après celui de l'Oued Meguerchi (Mebrouk *et al.*, 2011). Notre matériel est le plus souvent représenté par des carapaces entières alors que dans la localité-type les valves isolées dominant. Cette espèce est proche de *Neocyprideis simplex* (Siddiqui, 2000) mais s'en distingue par son ornementation ponctuée, le bord dorsal

rectiligne et le recouvrement bien distinct de la valve gauche sur la valve droite. Le genre *Neocyprideis* se limite en Algérie à l'Atlas Saharien et à l'Éocène. Faid (1999) signale aussi 3 espèces non décrites dans le Lutétien des Aurès (Atlas Saharien oriental) : *Neocyprideis* sp.1, *Neocyprideis* sp.2 et *Neocyprideis* sp.3.

Extension stratigraphique : *Neocyprideis* est connu depuis le Cénomanién (Bassiouni, 2002). Par ailleurs, l'espèce *N. meguerchiensis* est célèbre des faciès continentaux de l'éocène inférieur (Yprésien) (Mebrouk *et al.*, 2013).

Super-famille Cypridoidea Baird, 1845

Famille Cyprididae Baird, 1845

Sous-famille Herpetocypridinae Kaufmann, 1900

Genre *Herpetocypris* Brady et Norman, 1889

Herpetocypris sp. 1 sensu Hammouda *et al.*, 2018

Matériel : Vingt individus. 10 individus (2 valves et 8 carapaces) dans l'échantillon Ot-11 ; 10 adultes (8 carapaces et 2 valves) dans l'échantillon Ot-16.

Extension stratigraphique du genre : genre Crétacé supérieur-jusqu'à nos jours (Babinot *et al.*, 1996 ; Mourguiart et Corrège, 1998).

Sous-famille Cyprinotinae Bronstein, 1947

Genre *Cyprinotus* Brady, 1886

Cyprinotus ? sp.

fig. 22L-M

Matériel : Douze individus (deux carapaces dans l'échantillon Ot-11 ; huit carapaces dans l'échantillon Ot-16 ; deux individus dans l'échantillon Ot-2 (une carapce adulte et quatre valves adultes).

Description : La carapace est sub-rectangulaire, fortement renflée, est dépourvue d'ornementation. Le bord dorsal est convexe et légèrement pentu à l'arrière. Le bord ventral est rectiligne et légèrement relevé à l'arrière. Le bord antérieur est obliquement arrondi, avec un angle antéro-dorsal saillant. La bordure marginale antérieure est déprimée et porte des fossettes peu marquées. Le bord postérieur est arrondi et pointu. La plus grande hauteur se situe à l'angle antéro-dorsal. La valve gauche est plus grande que la valve droite. Les caractères internes n'ont pas été observés.

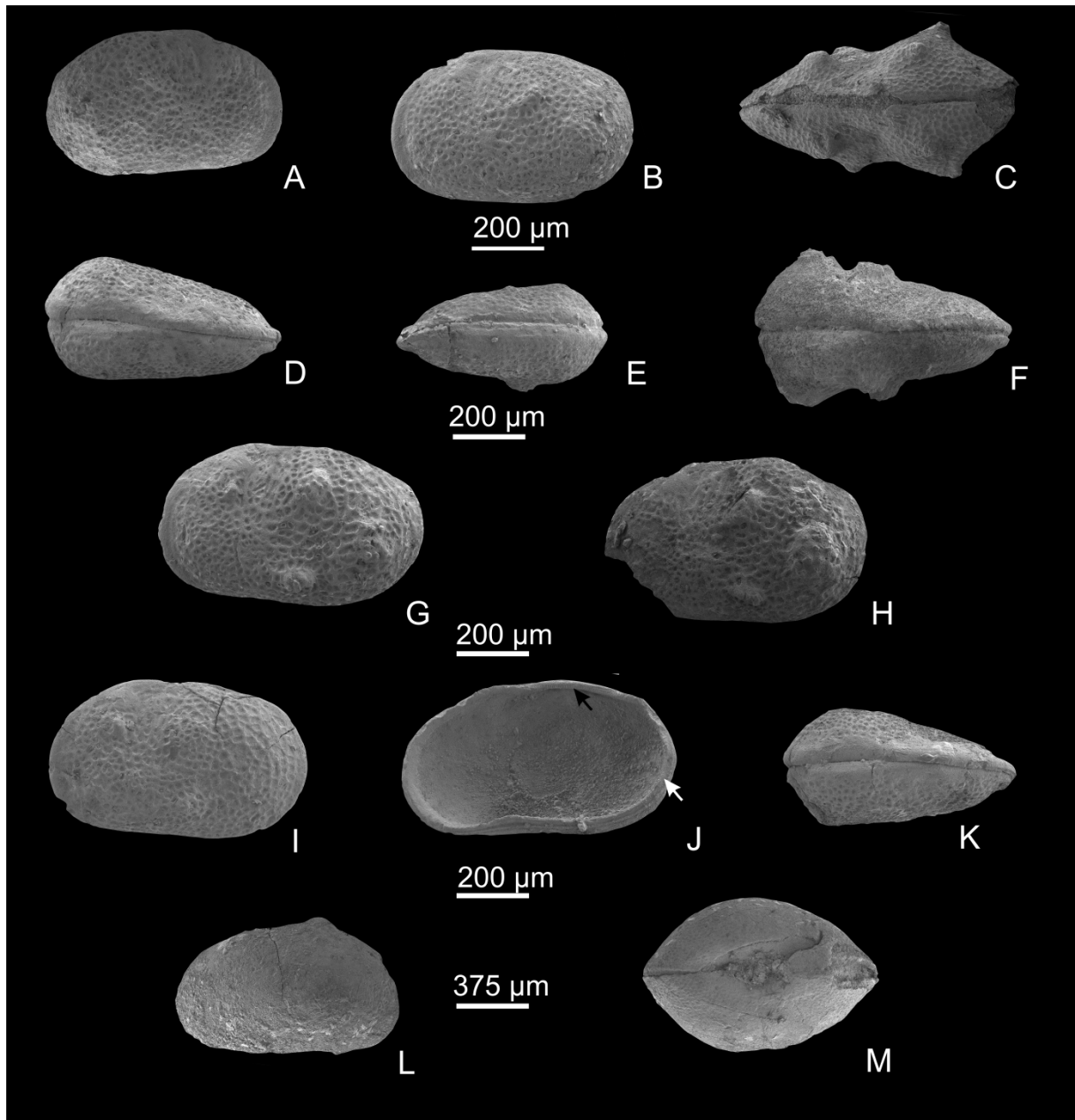


Figure 22 : Ostracodes de la Formation de l'Oued Tafarahit (Sud-Est de l'Atlas saharien occidental). A-K. *Neocyprideis meguerchiensis* ; A. Valve droite mâle, réticulée-lisse en vue latérale. B. Valve gauche mâle réticulée-lisse en vue latérale, C. Carapace femelle tuberculée-réticulée en vue dorsale. D. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. E. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. F. Carapace femelle tuberculée en vue dorsale. G. Valve gauche femelle tuberculée-réticulée en vue latérale gauche. H. Valve gauche femelle tuberculée-réticulée en vue latérale. I. Valve gauche mâle tuberculée en vue latérale. J. Valve interne de valve droite femelle montrant la charnière (flèche noir) et la lamelle interne (flèche blanche). K. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. L et M. *Cyprinotus* ? sp. ; L. Carapace mâle en vue latérale droite. M. Carapace femelle en vue dorsale.

Discussion : L'état de préservation du matériel ne permet pas une identification précise. *Cyprinotus* ? sp. montre quelques ressemblances avec une espèce du même genre figurée dans l'Éocène de la Formation d'Oum Sebaa des hamadas sahariennes à l'ouest de la ville de Béchar (Hammouda *et al.*, 2018). Elle s'en distingue par sa taille plus petite, son angle cardinal antérieur obtus et son bord dorsal fortement convexe.

Extension stratigraphique du genre : taxon connu du Crétacé supérieur (faciès Valdonien) (Babino *et al.*, 1996).

3.2.3. Charophytes

Quatre niveaux dans la succession sédimentaire de l'Oued Tafarahit ont livré des oogones de charophytes en très bon état de conservation. Quatre espèces ont été identifiées à l'occurrence : *Maedleriella cristellata*, *Nitellopsis (Tectochara) thaleri*, *Peckichara atlasensis*, *Lamprothamnium papulosum*, et *Grovesichara* sp.

Division Charophyta Migula, 1897

Classe Charophyceae Smith, 1938

Ordre Charales Lindley, 1836

Famille Characeae (Richard ex C. Agardh, 1824) emend. Martín-Closas et Schudack, 1991

Sous-famille Charoïdeae von Leonhardi, 1863

Genre *Peckichara* Grambast, 1957

***Peckichara atlasensis* Mebrouk et Feist, 1999**

1999 *Peckichara atlasensis* Mebrouk et Feist, p 43, pl. 2, fig.14-18.

fig. 23 A-C

Matériel : Une centaine de gyrogonites ont été retrouvées aussi bien dans le niveau Ot-11 que dans le niveau Ot-16 ; une vingtaine de gyrogonites dans le niveau Ot-20.

Description : Gyrogonite généralement prolate sphéroïdale à forme ovoïde large-ellipsoïdale, de taille grande, avec 850 à 900 µm de longueur et 775 à 800 µm de largeur ; Index d'Isopolarité variant entre 110-112. Nombre de tours de spires visibles en vue latérale occasionnellement 9, le plus souvent de 10 à 11, d'une hauteur variant entre 110-112 µm. Les cellules spiralées sont convexes ; ornées par des gros tubercules bien individualisés et disposées régulièrement sur les spires, séparées entre eux par un espace équivalent au diamètre d'un tubercule. Leur forme est arrondie près de la base et plus allongée vers le sommet de la gyrogonite. Les tubercules disparaissent au niveau des zones basale et apicale.

Base arrondie avec un pore basal pentagonal, de 90 à 110 μm de diamètre. Le sommet est arrondi et montre cinq nodules apicaux individualisés en forme de virgule. Les cellules spiralées sont légèrement rétrécies au niveau de la zone périapicale.

Discussion : Par ses caractères morphologiques, notamment de la zone apicale, les gyrogonites étudiées ici se rapprochent du groupe d'espèces de *Peckichara varians* Grambast 1957, caractérisé par Riveline (1986). En comparaison avec la population type décrite à Oued Meguerchi (Algérie) par Mebrouk et Feist (1999), le matériel décrit ici est légèrement plus petit et plus allongé (tabl. 1).

Intervalle stratigraphique de l'espèce : Éocène inférieur (Yprésien) selon Mebrouk *et al.* (2013).

Paramètres morphométriques	Espèces	<i>Peckichara atlasensis</i> Mebrouk et Feist (Oued Meguerchi)	<i>Peckichara atlasensis</i> (Oued Tafarahit, ce travail)
	Localités		
Forme générale		Ellipsoïde large à ovoïde	Ovoïde large ou ellipsoïdale
L		875-1300 μm	850-900 μm
I		850-1250 μm	775-800 μm
ISI		103-104	110-112
Nsp		7-9	9-11
Hsp		150-200 μm	110-130 μm
Ornementation		Ornée de tubercules	Ornée de tubercules

Tableau 1 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population-type *Peckichara atlasensis* de l'Oued Meguerchi et celle de l'échantillon Ot-11 de l'Oued Tafarahit.

Genre *Maedleriella* Grambast, 1957

***Maedleriella cristellata* Grambast, 1977**

1977 *Maedleriella cristellata* Grambast, p. 16-19, fig. 11, pl. 5, fig. 1-3.

fig. 23G-J

Matériel : Une seule gyrogonite dans le niveau Ot-9 ; une centaine de gyrogonites dans le niveau Ot-11 ; mille dans le niveau Ot-16 ; mille dans le niveau Ot-20.

Description : Gyrogonite de petite taille et de forme oblate (la largeur excédant la longueur), aplatie à subglobuleuse, avec 385 à 400 µm de longueur sur 415 à 435 µm de largeur, avec un Index d'Isopolarité de 91 à 93. Ornementation en crête médiane fine ou qui peut occasionnellement occuper presque toute la largeur cellulaire, plus ou moins régulière, parfois légèrement crénelée, laissant toujours visible la suture inter-cellulaire. Les cellules spiralées montrent 5 à 6 tours de spires en vue latérale; hautes de 50 à 115 µm. Au niveau du sommet, les crêtes intercellulaires disparaissent dans la zone périapicale pour réapparaître sous forme de nodules de taille variable. La base est arrondie et montre aussi la disparition de la crête médiane autour d'un pore basal large et pentagonal.

Discussion : Par sa forme générale, ses dimensions et son ornementation, *Maedleriella cristellata* Grambast, 1977 n'offre guère de confusion possible avec d'autres espèces. Les caractéristiques morphométriques des spécimens étudiés sont très similaires avec celles de la population-type du bassin de Paris (tabl. 2).

Intervalle stratigraphique de l'espèce : Thanétien supérieur-Yprésien inférieur. Celui-ci correspond pro parte à la biozone de foraminifère *Alveolina (Glomalveolina) levis* du Thanétien supérieur (Riveline, 1986).

Paramètres morphométriques	Espèces	<i>Maedleriella cristellata</i> Grambast, 1977 (Grande Sablière de Berru bassin de Paris)	<i>Maedleriella cristellata</i> (Oued Tafarahit, cette étude)
	Localités		
Forme générale		Subglobuleuse	Aplatie à subglobuleuse
L		450-500 µm	385-400 µm
I		500-575 µm	415-435 µm
ISI		87-90	91-93
Nsp		6-7	5-6
Hsp		75-100 µm	50-115 µm
Ornementation		Crête médiane large, tubercules indépendants ou reliés entre eux	Crêtes intercellulaires fines ou larges

Tableau 2 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population-type de *Maedleriella cristellata* du bassin de Paris (France) et celle de l'Oued Tafarahit (Algérie).

Genre *Nitellopsis* (Hy) Grambast et Soulié-Märsche, 1972

Sous-genre *Tectochara* (L. et N. Grambast, 1954) Grambast et Soulié-Märsche, 1972

***Nitellopsis (T.) thaleri* (Castel et Grambast, 1969) Grambast et Soulié-Märsche, 1972**

1969 *Tectochara thaleri* Castel et Grambast, p. 936, pl. 30, fig.1-10.

1972 *Nitellopsis (T.) thaleri* Grambast et Soulié-Märsche, p. 11.

fig. 23H-J

Matériel : Deux-cent gyrogonites dans l'échantillon Ot-9 ; cinquante dans l'échantillon Ot-20.

Description : Gyrogonites de grande taille, variant entre 750 et 900 µm de longueur et 700 à 850 µm de largeur, avec un Index d'Isopolarité de 106 à 107. Forme générale subprolate, ovoïde large à ovoïde. Les cellules spiralées montrent 8 à 9 tours de spires avec une hauteur variant de 125 à 175µm. Elles sont généralement convexes, ornées de tubercules arrondis, peu saillants, disposés régulièrement et séparés entre eux d'une distance équivalente à deux tubercules. Apex et base arrondis. Dans la région périapicale, les cellules spiralées montrent un amincissement et rétrécissement nets pour se joindre dans l'apex avec des nodules apicaux individualisés moins développés. La zone basale est caractérisée par un entonnoir basal de périmètre pentagonal, bien marqué. Le pore basal s'ouvrant au fond de l'entonnoir, mesure 60 à 90 µm.

Discussion : La population type de cette espèce a été décrite dans l'Éocène des Corbières au sud-ouest de la France (Castel et Grambast, 1969). La population étudiée ici est relativement plus petite et plus allongée (tabl. 3). Les populations décrites de l'Oued Meguerchi par Mebrouk *et al.* (2013) montrent des gyrogonites très proches de ceux décrits ici, à l'exception du nombre de tours de spire qui est plus grand.

Intervalle stratigraphique : *Nitellopsis (T.) thaleri* est une espèce caractéristique de l'Yprésien supérieur (Cuisien) et du Lutétien inférieur, pouvant se retrouver quand même jusqu'au Bartonien inférieur (Riveline, 1986). Elle est également présente dans l'Yprésien inférieur d'Algérie (Mebrouk *et al.*, 2013).

Paramètres morphométriques	Espèces	
	Localités	
	<i>Nitellopsis (T.) thaleri</i> (Castel et Grambast, 1969) Grambast et Soulié-Marsche, 1972 (Massif des Corbières, Sud de France)	<i>Nitellopsis (T.) thaleri</i> (Oued Tafarahit, cette étude)
Forme générale	Ellipsoïde large, parfois subglobuleuse	Ovoïde large à ovoïde
L	1075-1550 µm	750-900 µm
I	1000-1550 µm	700-850 µm
ISI	85-120	106-107
Nsp	(7) 8-9	8-9
Hsp	150-200 µm	125-175 µm
Ornementation	Ornée de tubercules allongés sur le sens de la spire	Ornée de tubercules moins développés sur la zone apicale et basale

Tableau 3 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population type *Nitellopsis (T.) thaleri* des Corbières (France) et celle de l'Oued Tafarahit.

Genre *Grovesichara* Horn af Rantzien, 1959

Grovesichara sp.

fig. 23K-M

Matériel : Trois gyrogonites dans le niveau Ot-11 et une seule gyrogonite dans le niveau Ot-20.

Description : Gyrogonite de taille grande, de forme sub-sphérique à sphérique, ayant 800 à 900 µm de long, et 650 à 700 µm de large. Index d'Isopolarité variant de 123 à 128. Généralement 8 tours de spires sont visibles latéralement. Cellules spiralées lisses, assez larges et le plus souvent convexes ou plates. La hauteur de spire, variant de 80 à 120 µm, reste constante dans tout le parcours de cellule spiralée. Région apicale saillante avec les cellules spiralées d'abord amincies et ensuite renflées formant une rosette apicale. Pore basale large

entouré d'un entonnoir peu marqué, oblitéré par une plaque basale de section pentagonale et probablement visible de l'extérieur, mais qui n'est pas sur place dans les quelques spécimens disponibles.

Rapports et différences : Les gyrogonites étudiées se rapprochent en taille et morphologie de *Grovesichara distorta* (Reid et Groves, 1921) Horn af Rantzien, 1959, qui est une espèce connue du Bartonien-Priabonien du Bassin de Paris. Cependant le nombre trop réduit de gyrogonites empêche une détermination plus précise de ce matériel.

Genre *Lamprothamnium* Groves, 1916
Lamprothamnium papulosum (Wallroth, 1833) Groves, 1916
fig. 23N

1833 *Chara papulosa*, Wallroth, p.107

1916 *Lamprothamnium papulosum*, Groves, p. 336.

1969 *Lamprothamnium priscum* nov. sp., Castel et Grambast, p. 940-941, pl. 32 : figs 4-7

Matériel : 22 gyrogonites dans l'échantillon OT-16, souvent pas bien conservés, avec des traces de fragmentation, érosion ou dissolution.

Description : Gyrogonites de taille moyenne, avec une longueur de 419-540 µm et une largeur de 202-294 µm, prolates (ISI 162-208), de forme cylindroïde à conique longue, souvent avec la largeur maximale dans la moitié apicale. Cellules spiralées hautes de 33-47 µm, planes ou légèrement convexes, avec 12-15 tours de spire en vue latérale. Apex tronqué avec une dépression périapicale bien marquée et le centre saillant, souvent ouvert par déhiscence. Base arrondie ou légèrement tronquée. Pore basale petit.

Rapports et différences : Le matériel étudié se rapproche davantage de l'espèce actuelle. *L. papulosum*, que de *L. priscum* Feist et Castel (1969) de l'Éocène inférieur du Languedoc (France), par la forme nettement plus allongée des gyrogonites et un plus grand nombre de tours de spire (8-10 dans *L. priscum*). Soulié-Märsche (1989) a proposé une synonymie entre ces deux espèces.

Intervalle stratigraphique : La synonymie proposée par Soulié-Märsche (1989) entre *L. papulosum* et *L. priscum* détermine que le rang chronostratigraphique total de *L. papulosum* serait au moins du Cuisien-récent. La présence de cette espèce dans l'Yprésien de l'Oued Tafarahit élargirait cette distribution jusqu'à la base de l'Éocène.

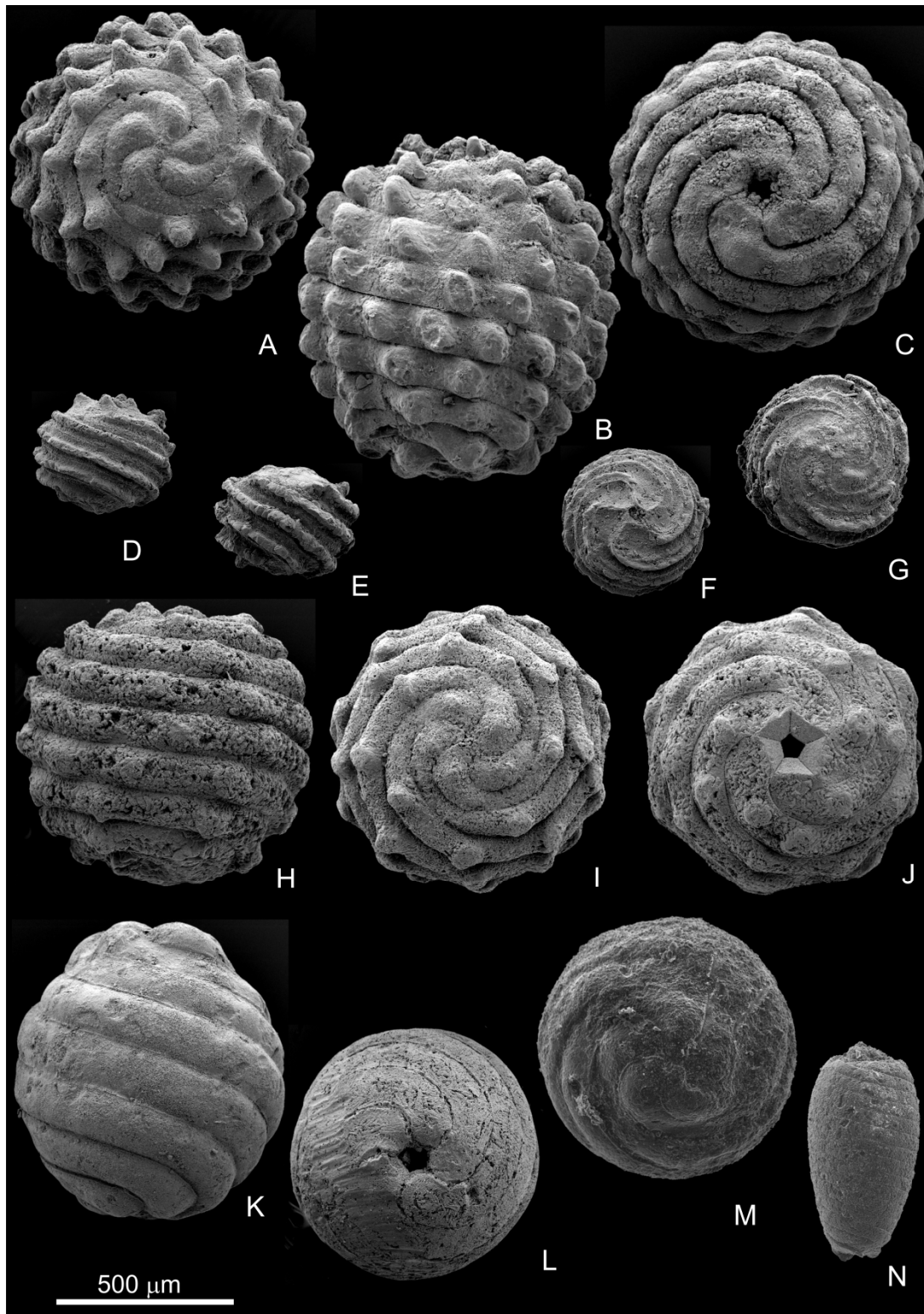


Figure 23 : Charophytes de l'Oued Tafarahit (Secteur de Rhelida-Tismert). A-C. *Peckichara atlasensis*, niveau Ot-11 ; A. Vue apicale, B. Vue latérale, C. Vue basale. D-G. *Maedleriella cristellata*, niveau Ot-20 ; D. Vue latérale montrant une fine crête mi-cellulaire, E. Vue latérale montrant une large crête mi-cellulaire, F. Vue basale, G. Vue apicale. H-J. *Nitellopsis (Tectochara) thaleri*, niveau Ot-9 ; H. Vue latérale, I. Vue apicale, J. Vue basale. K-M. *Grovesichara* sp., K. Vue latérale, L. Vue latérale, et M. Vue apicale (apex). N. *Lamprothamnium papulosum*, vue latérale.

3.2.4. Ichnofossiles

Le membre supérieur de la Formation de l'Oued Tafarahit montre la présence de traces fossiles. Quatre sections à empreintes fossiles sont décrites ci-après.

Ichnogre *Selenichnites* Romano et Whyte, 1987

Selenichnites isp.

fig. 24A, C

Matériel : Deux sections de cet ichnogre ont été observé à la base de banc gréseux Ot-24.

Description : Il est représenté par des traces de forme impressionnante de fer en cheval croissante à semi-circulaires, irrégulière et de taille considérable (fig. 24A, D). Les structures en forme croissant sont conservées en relief positif (convexe). Les structures en forme croissant sont conservées en relief positif (convexe). Leurs marges arrondies sont conservées en relief négatif (concave) ; et elles sont en forme des trèfles. Une série de structures en forme de croissant se chevauchant successivement, formant une sorte de creux, qui indique que le marqueur creuse dans le substrat et avance simultanément (fig. 24A). Ces traces sont généralement plus longues que large ; la profondeur de ces traces est de l'ordre de 2 cm. Les structures internes sont marquées par une segmentation indistincte ; souvent sous forme de trèfles médians, montrant des ornements variables. On note la présence d'une trace de queue possible dans certaines traces (fig. 24A). Ces traces coexistent avec une trace indistincte (fig. 24C).

Discussion : La structure en forme de fer en cheval croissant à semi-circulaires avec une trace probable de la queue sont des caractères diagnostiques de l'ichnogre *Selenichnites* (Hardy, 1970 ; Fischer, 1978 ; Romano et Whyte, 1987, 2013; Wang, 1993; Draganits *et al.*, 2001). L'ichnoespèce *Selenichnites langridgei* décrite dans les grès rouges siluriens par Trewin et Mcnamara (1995) est l'ichnotaxon le plus similaire aux traces décrites ici, avec l'absence de quelques caractères diagnostiques. Ces traces ont été attribuées en nomenclature ouverte à l'ichnogre *selenichnites* isp. sur la base de leur ressemblance morphologique et de la morphologie fonctionnelle ; mais la mauvaise conservation ne permettait pas une systématique avancée au niveau de l'ichnoespèce. Ils s'en distinguent des formes caractéristiques à celles qui ont été décrites par Romano et Whyte (1990). Des traces similaires ont été décrites du Jurassique moyen au Maroc (Oukassou *et al.*, 2016, 2019) et des dépôts d'âge Oligocène-Miocène en Tunisie (Riahi *et al.*, 2014). Il s'agit ici des ichnofossiles

résultant par l'activité de creusement lors de la recherche de nourriture dans les sédiments sableux encore meuble avec la présence d'une tranche d'eau considérable. Dans ce contexte sédimentologique, ces empreintes d'invertébrés (arthropodes) ont été relevées à partir d'un niveau gréseux rougeâtre à grains fins.

Généralement, l'ichnogenre *Selenichnites* peut correspondre à un comportement de creusement par des xiphosurides pour la recherche de la nourriture est l'hypothèse la plus acceptée par la communauté des ichnologues (Hardy, 1970 ; Fischer, 1978 ; Chisholm, 1985 ; Romano et Whyte, 1987, 1990, 2013, Wang, 1993, Draganits *et al.*, 2001; Lucas et Lerner, 2001, 2005 ; Riahi *et al.*, 2014 ; Oukassou *et al.*, 2016, 2019). En outre, des euthycarcinoïdes ont été proposés comme auteurs potentiels de l'ichnoespèce *S. langridgei* (Trewin et McNamara, 1995) et des crustacés en tant que producteur de l'ichnoespèce *S. antarcticus* (Weber et Braddy, 2004). La morphologie de l'ichnotaxon, la morphologie fonctionnelle et le comportement observés chez les limules modernes en produisant des traces morphologiquement similaires au *selenichnites* ; permettent de proposer les limules comme des auteurs potentiels de l'ichnogenre *Selenichnites*.

Ichnogenre *Kouphichnium* Nopsca, 1923

Kouphichnium isp.

fig. 24A-B

Matériel : Section de l'ichnogenre, relevée à la base de banc gréseux Ot-24.

Description : Ces traces représentent une piste partielle constituée de trois empreintes complètes et bien préservées. Chaque empreinte est constituée de cinq fines empreintes allongées qui semblent à des empreintes de doigts, avec des groupes de trois empreintes dont la terminaison postérieure rejoint une trace postérieure «hallux-like», tandis que les deux autres empreintes sont positionnées de manière postéro-latérale par rapport aux trois empreintes précédentes (fig. 24A-B). Elles sont présentes en forme de V ou de chevron, avec les allongées et perpendiculaire à l'axe de la piste.

Discussion : Les traces décrites ici correspondent aux caractères diagnostiques de l'ichnogenre *Kouphichnium* Nopsca, 1923 (Häntzschel, 1975). Elles semblent être des pistes hétéropodes, des pistes complexes avec différents types d'empreintes, ayant des empreintes en forme de chevron ou en forme de V. La mal conservation et la rareté de ces pistes ne permettent pas une attribution au niveau de l'ichnoespèce. Ces traces sont considérées ici comme *Kouphichnium* isp. *Kouphichnium* est largement considéré comme représentant les

comportements de locomotion, de reproduction et d'alimentation des limules (Seilacher, 2007 ; Gaillard, 2011 ; Oukassou *et al.*, 2019). Seilacher (2007) et Gaillard (2011) notent que les limules sont parmi les pistes les plus variables, en fonction de leur comportement. L'absence d'une traînée de la queue indique que l'auteur de ces traces n'a pas contacté le substrat pendant la locomotion.

Ichnogène *Dendroidichnites* Demathieu, 1992

Cf. *Dendroidichnites isp*

fig. 24E

Matériel : Section à trace fossile relevée à la base de banc Ot-24.

Description : Ces traces sont conservées sur une surface de banc de grès de couleur rougeâtre à minces empreintes d'oxydes de fer. Ce sont des pistes caractérisés par des empreintes latérales en forme de «virgule» avec des extrémités incurvées séparées par un grand canal central. Ce dernier une structure interne indistincte, parfois absente. Ce sont des structures biogéniques horizontales ; avec une préservation en relief convexe avec deux longues traces parallèles et ornementées.

Discussion : Par ses caractères morphologiques. Cette ichnofossile est incontestablement attribuée ici à l'ichnotaxon cf. *Dendroidichnites* Demathieu, 1992. Ce type d'ichnofossiles est largement connu dans les formations continentales de Collio d'âge permien (Demathieu *et al.*, 1992 ; Santi, 2005 ; Marchetti *et al.*, 2015). D'après Demathieu *et al.*, 1992, l'ichnogène *Dendroidichnites* suggère une faune intéressante d'arthropodes vivant dans les eaux douces ou sur leurs limites qui peut se produit dans des conditions de dépôts à la transition subaquatique-subaérienne (Robert *et al.*, 2007).

Ichnogène *Sphaerapus* Hitchcock, 1858

Sphaerapus isp.

fig. 24F

Matériel : Une section au toit de la barre gréseuse Ot-24. Se trouve en association avec des rides asymétrique.

Description : Ces traces sont conservées sur une surface de banc de grès rougeâtres. Ce sont des traces horizontales, cylindriques à sub-cylindriques sous forme de tunnel, non ramifiées, conservées en relief négatif (exichnia). Elles montrent des bordures bien marquées par des boulettes successives primaires sous forme elliptique à circulaire et aplaties, d'origine

sédimentaire et non coprolitiques, irrégulièrement disposées et dans certains spécimens imbriqués généralement dans les deux rangées parallèles séparées par un sillon (fig. 24F).

Discussion : Les variations de la forme des boulettes formant les bordures de ces traces et leurs arrangements par rapport au sillon médian sont des caractères diagnostiques de l'ichnogenre *Sphaerapus* Hitchcock 1858 (Lucas *et al.*, 2013). En effet, ces caractéristiques précitées distinguent l'ichnogenre *Sphaerapus* des autres ichnotaxons similaires ; tels que *Palaeophycus*, *Nereites/Neonereites*, et *Torrowangea* (Lucas *et al.*, 2013). Les traces décrites ici sont attribuées au *Sphaerapus* isp. *Sphaerapus* pourrait refléter la fluidité des sédiments bioturbés (Spencer *et al.*, 2013). Ce type de structure biogénique est connu dans les sédiments continentaux, parmi lesquels on peut citer les formations de Tumers Falls d'âge Permien et Jurassique en USA (Massachusetts) (Lucas *et al.*, 2013). Plusieurs tentatives pour identifier le producteur de ces traces ont été faites. En l'occurrence, Hitchcock (1858) a interprété *Sphaerapus* comme des larves d'insectes ou des annélides, ainsi Lull (1915) a proposé les Lepidoptera et ses ancêtres phryganeidés. Les scarabées hétéroceridés (Clark et Ratcliffe, 1989 ; Lucas *et al.*, 2011) et les hexapodes (Lucas *et al.*, 2013) sont considérés comme des auteurs potentiels à ces traces.

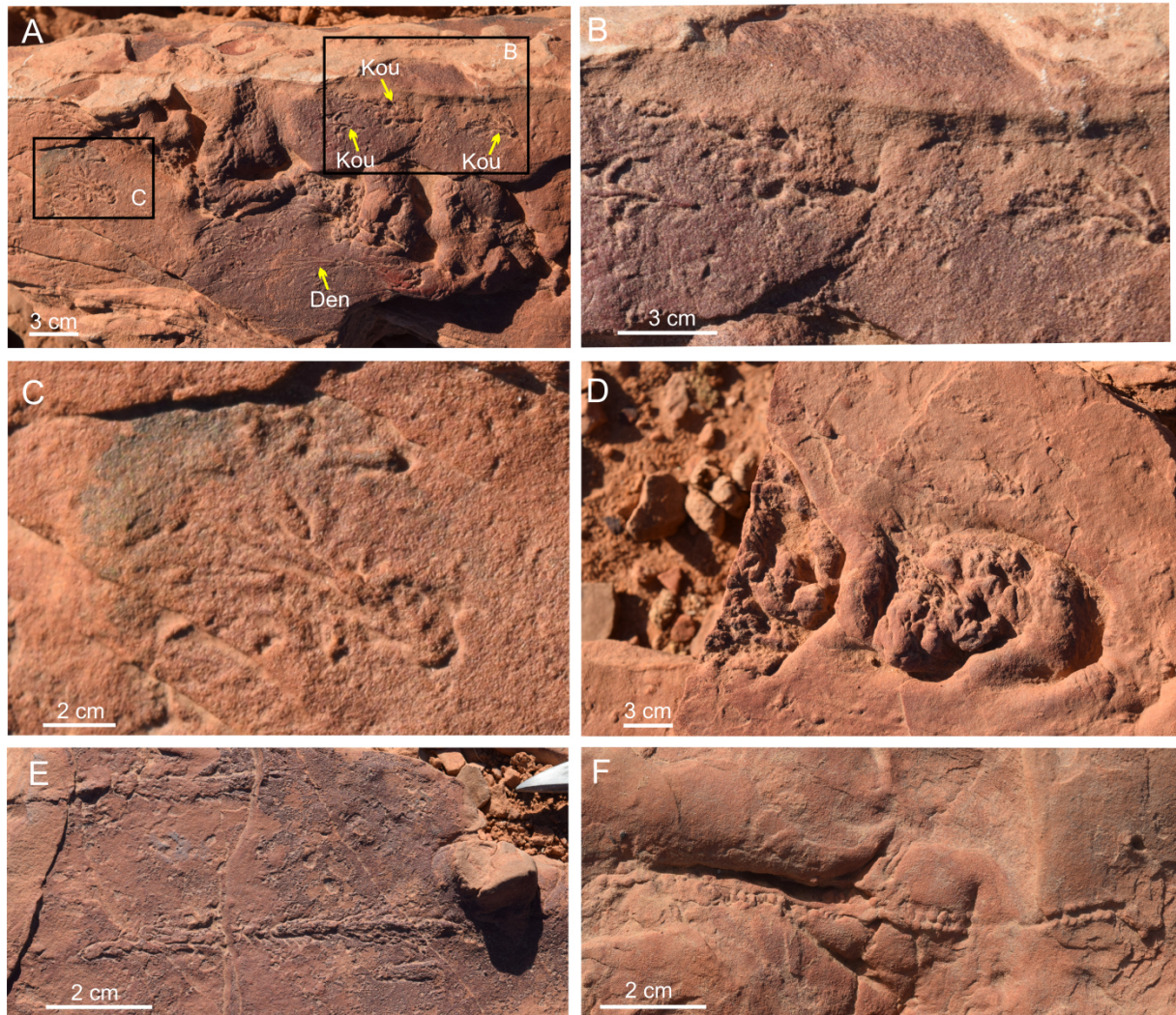


Figure 24 : Ichnofossiles de la Formation détritique de l'Oued Tafarahit (niveau Ot-24). A et C. *Selenichnites* isp, avec Den, *Dendroidichnites*, et Kou, *Kouphichnium*. A et B. *Kouphichnium* isp. E. *Dendroidichnites* isp. F. *Sphaerapus* isp.

4. Attributions stratigraphiques

En se basant sur une interprétation photogéologique, Galmier (1970) attribua les affleurements de Hassi Djeifa (secteur de Forthassa) au Cénomano-Turonien sans arguments paléontologiques. Également, les dépôts prospectés au niveau de l'Oued Retem dans le secteur de Forthassa et de l'Oued Tafarahit et celle de Kherouaa dans le secteur de Rhelida-Tismert sont cartographiés comme Cénozoïque (tertiare) continental sans précision stratigraphique.

Dans le présent travail, les attributions stratigraphiques des terrains étudiés, dans les secteurs de Forthassa et celui de Rhelida-Tismert, sont basées, selon le cas, sur trois approches :

- le contenu paléontologique,
- la similitude lithofaciologique et corrélation,
- et la datation par la phase tectonique (événement tectonique connu).

4.1. Secteur de Forthassa

4.1.1. Hassi Djeifa (Forthassa)

Dans les travaux antérieurs et sur la carte photogéologique de Galmier (1970), est cartographiée une vaste série d'anticlinaux d'âge Cénomaniens-Turonien, orientée NE-SO : Hassi Djeifa, Dalaa Sefra et Hassi Dafla. Notre étude porte sur l'anticlinal de Hassi Djeifa où on a pu mettre en évidence, pour la première fois, la présence de deux Formations superposées dont l'une est fossilifère.

a- Formation de Mdaouer : dans la partie orientale des Ksour, cette formation montre deux unités, l'une inférieure (argilo-gypseuse), l'autre est supérieure (marno-calcaire). À Hassi Djeifa, elle est représentée uniquement par la partie supérieure de l'unité marno-calcaire (unité supérieure). Cinq bancs carbonatés ont livré une macrofaune benthique composée de bivalves et de gastéropodes et dix autres niveaux marneux rougeâtres et/ou verdâtres ont livré des microrestes de poissons rajiformes (*Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*), de pycnodontiformes, et d'ostracodes (*Damonella* sp. 1, *Damonella* sp. 3, *Cypridea* sp., *Ilyocypris* ? sp., et *Paracyprida* ? sp. Cette unité a également fourni des gyrogonites de charophytes très mal conservées. La découverte de ces nouvelles données paléontologiques, notamment les deux batomorphes (raie et poisson-scie) de petites tailles: *Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae* ont permis d'attribuer un âge Cénomaniens inférieur (voir moyen) (Mennad *et al.*, 2020) à la Formation de Mdaouer (fig. 25). Par ailleurs, dans la partie orientale de l'Atlas occidental, cette formation est datée uniquement par simple encadrement lithologique avec les formations sus- et sous-jacentes (Bassoullet, 1973 ; Benyoucef *et al.*, 2017).

b- Formation de Rhoundjaïa : vu l'absence de fossile dans cette formation à Hassi Djeifa, on peut la dater par similitude lithofaciologique, avec des niveaux similaires bien datés dans la partie orientale des Monts des Ksour (Mebarki *et al.* 2016, Benyoucef *et al.*, 2017 ; Benadla *et al.*, 2018), au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ? (fig. 25).

4.1.2. Oued Retem

L'étude lithologique de la série de l'Oued Retem a permis de distinguer deux unités informelles et de réviser l'âge de cet ensemble détritique. Dans cette étude, la série sédimentaire ne nous a pas livré de marqueurs biostratigraphiques ; les attributions stratigraphiques restent donc imprécises. Néanmoins, on peut considérer un âge Campanien-Maastrichtien (fig. 25) par analogie lithofaciologique remarquable avec des niveaux géographiquement proches situés plus à l'ouest à Chott Tigri dans les Hauts Plateaux méridionaux marocain. Il s'agit ici du membre supérieur de la Formation de Tigri (Haddoumi *et al.*, 2015 et Andreu *et al.*, 2016).

4.2. Secteur de Rhelida-Tismert

4.2.1. Oued Tafarahit

À Oued Tafarahit, les deux membres de la Formation détritique de Tafarahit contiennent plusieurs niveaux fossilifères (charophytes, ostracodes et de poissons osseux). Le membre inférieur repose en discordance, par l'intermédiaire d'une lacune de sédimentation, sur des assises carbonatées marins de la Formation de Rhoundjaïa. Les charophytes identifiées sont des marqueurs stratigraphiques, elles sont représentées par trois espèces (tabl. 5) : *Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis* et *Nitellopsis thaleri*. Elles nous ont permis d'attribuer un âge Yprésien inférieur (fig. 26) (Mennad *et al.*, soumis) pour la Formation détritique de l'Oued Tafarahit.

Système	Série	Étage	Âge (Ma)	Extension stratigraphique		
Paléogène	Oligocène	Chattien	23.03			
		Rupélien	28.1			
	Éocène	Priabonien	33.9			
		Bartonien	38.0			
		Lutétien	41.3			
		Yprésien	47.8			
	Paleocène	Thanétien	56.0			
		Sélandien	59.2			
		Danien	61.6			
					66.0	

Tableau 4 : Distribution verticale des charophytes dans le gisement de l'Oued Tafarahit.

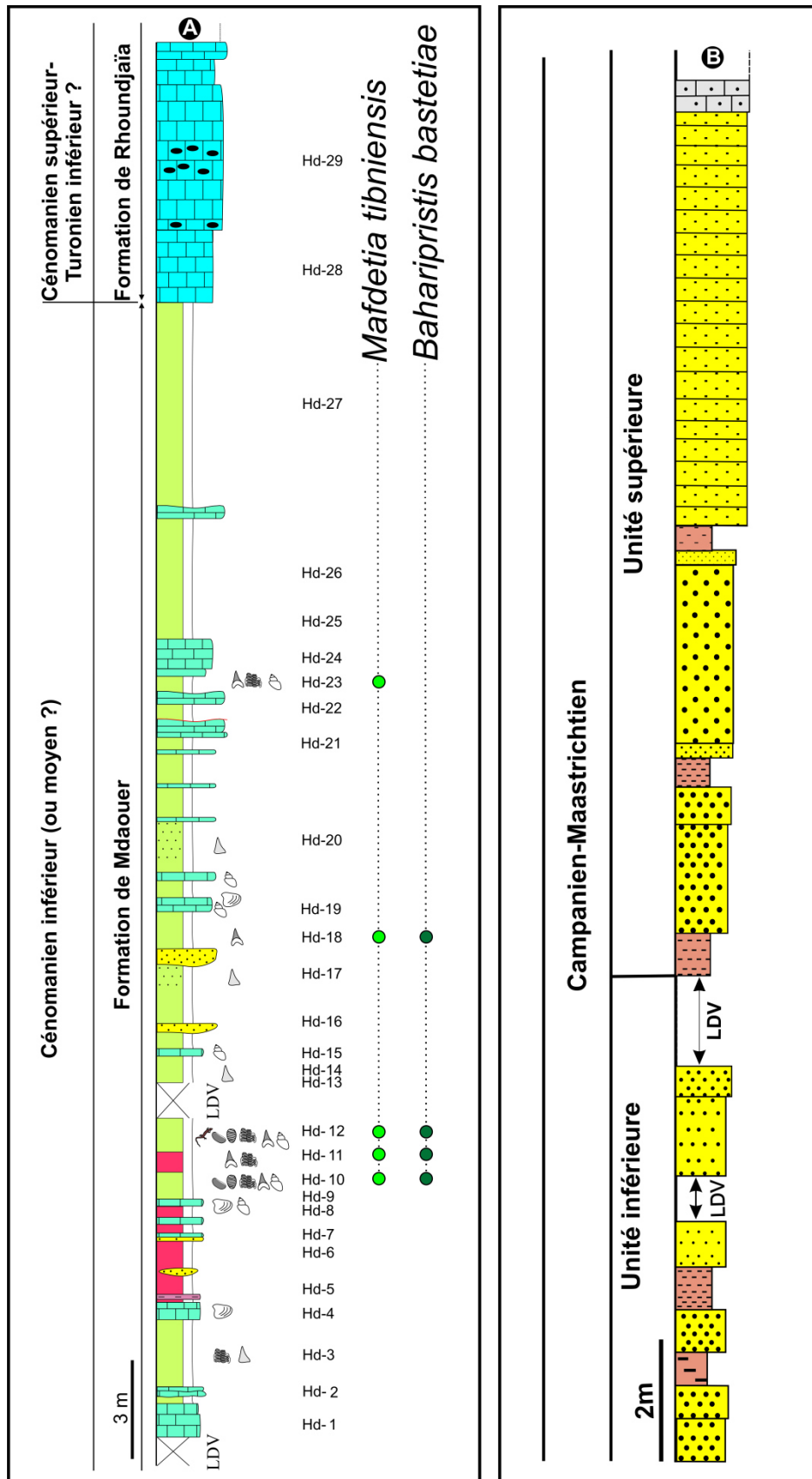


Figure 25 : Représentation des colonnes lithostratigraphiques des terrains créacés du secteur de Forthassa. A. Répartition verticale des batomorphes dans la coupe de Hassi Djeifa. B. Coupe de l'Oued Retem.

4.2.2. Oued El Kherouaa

Par absence de fossiles dans la coupe de l'Oued El Kherouaa, il est indispensable de chercher une autre approche permettant de dater ces dépôts. Dans ce cas, on va se baser sur les données tectoniques qui sont bien enregistrées sur les petits îlots détritiques affleurants dans cette localité.

Les bancs argileux, gréseux et conglomératiques de l'Oued El Kherouaa sont légèrement redressés vers le Nord. Ces décharges détritiques tectonisées pourraient correspondre aux événements tectoniques intra-éocène attribués dans les Nememtcha par Coiffait *et al* (1984) et Mahboubi (1995) à la base de l'Eocène supérieur. par ailleurs, Frizon De Lamonte *et al.*, 2006 et Khomsi *et al.*, 2006, situent le paroxysme de ces phases tectoniques dans l'Éocène moyen-supérieur (Bensalah *et al.*, 1988 ; Bensalah, 1989 ; Khomsi *et al.*, 2006), qui ont créé des méga-structures synclinales et anticlinales. Celles-ci sont bien représentées dans les affleurements jurassiques et crétacés du domaine atlasique. Par conséquent, le résultat majeur de ces évènements est la mise en place des chaînes montagneuses qui affleurent largement dans tout le Maghreb.

À la lumière de ces données et en concordance avec la phase tectonique atlasique, les dépôts détritiques gréso-argilo-conglomératique pourraient correspondre l'intervalle éocène inférieur ou moyen (fig. 26).

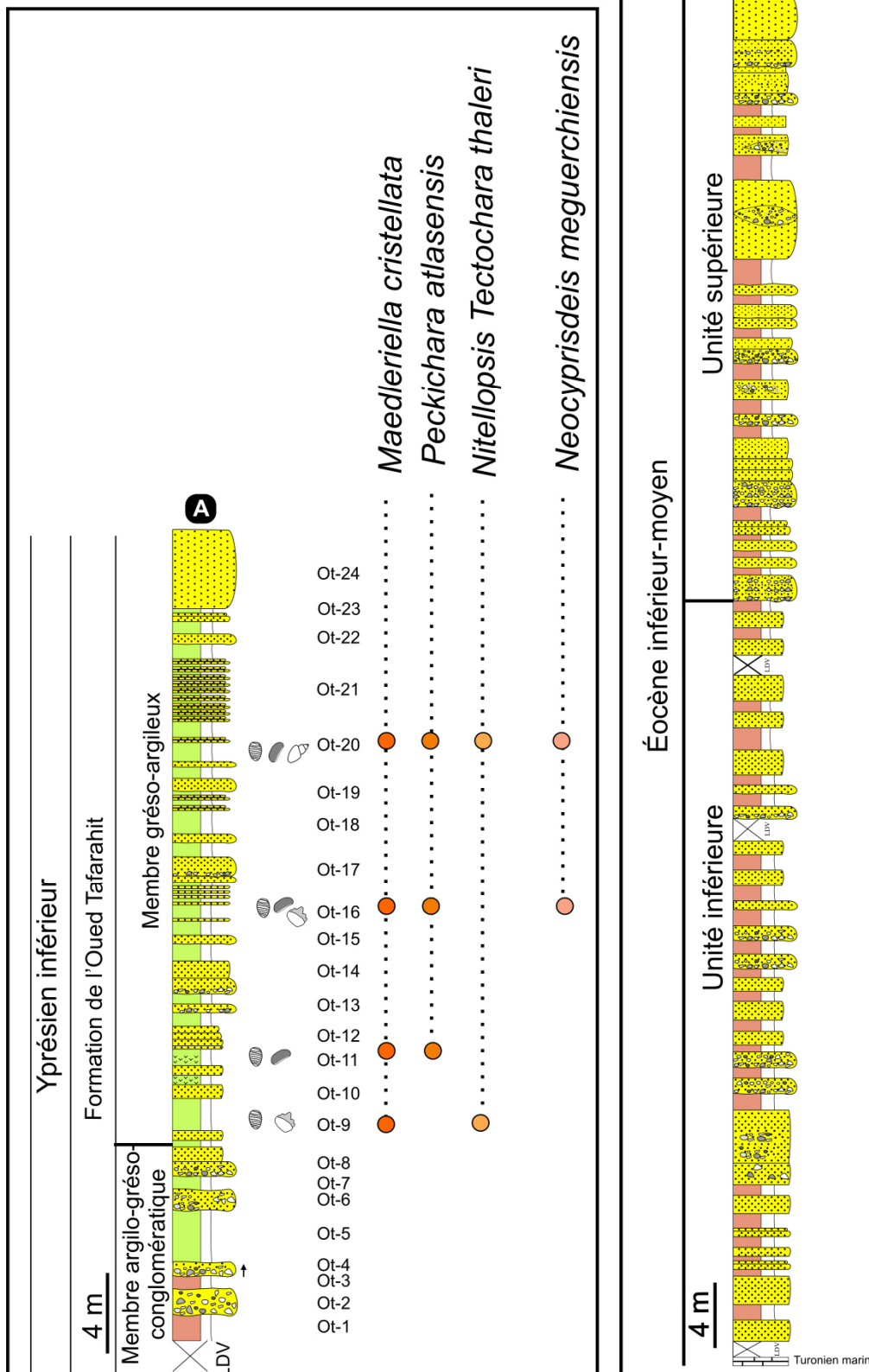


Figure 26 : Représentation des colonnes lithostratigraphiques des terrains paléogènes du secteur de Rhelida-Tismert. A. Répartition verticale des charophytes et des ostracodes dateurs dans la coupe de l'Oued Tafarahit. B. Oued El Kherouaa.

5. Paléoécologie

Ces dernières années, plusieurs synthèses ont été réalisées sur la paléoécologie de la faune marine et continentale dans des terrains cénomaniens (Neraudeau et Moreau, 1989 ; Philip, 1978 ; Vullo *et al.*, 2005 ; Dutheil, 2000 ; El Qot *et al.*, 2009) et éocènes (Smith et Smith, 1995 ; Morsi et Speijer, 2003 ; Mebrouk *et al.*, 2011) en Afrique du Nord. La succession des niveaux à vertébrés, mollusques, et flore mise en évidence dans le CénoManien et dans l'Yprésien des Monts de Ksour nous amène à présenter une interprétation paléoécologique de ces assemblages paléontologiques.

Dans ce qui suit, il est nécessaire d'appliquer le principe d'actualisme (aussi nommé uniformitarisme) (Lyell, 1830) pour déterminer avec précision les conditions écologiques des organismes. Ce principe d'actualisme de la géologie moderne postule que : « les processus qui se sont effectués dans le passé lointain s'exercent encore de nos jours ».

5.1. Hassi Djeifa (Forthassa)

5.1.1. Chondrichthyens

Les rajiformes : dans le CénoManien inférieur de Hassi Djefa, cinq niveaux (Hd-10, Hd-11, Hd-12, Hd-18, Hd-23) de marnes rougeâtre ou verdâtre ont révélé la présence de deux espèces de rajiformes : *Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*. Les représentants actuels de ces taxons sont généralement migrants, ils habitent des environnements marins, estuariens et lagunaires saumâtres dans les eaux tempérées tropicales à sub-tropicales.

Actuellement, les rajiformes se nourrissent de crustacés et de petits poissons, ils vivent sur un substrat sablo-vaseux. L'espèce *Raja binocolata* est un taxon caractéristique de la zone intertidale qui se nourrit d'invertébrés et il fréquente les régions côtières où elle est capable de remonter les estuaires et les rivières.

5.1.2. Actinoptérygiens

Les échantillons provenant du CénoManien inférieur de la Formation de Mdaouer ont livré une centaine de dents isolées d'actinoptérygiens (poissons à nageoires rayonnées). Il s'agit notamment de pycnodontiformes récoltés dans les échantillons : Hd-3 ; Hd-10 ; Hd-11 ; Hd-12 et Hd-23, associées avec d'autres restes de poissons telles les polyptérimorphes et halécomorphes (communication écrite de M. Lionel Cavin du Muséum d'Histoire Naturelle de Genève, Suisse). Cet assemblage est caractéristique d'un milieu dulçaquicole, très répandu dans les sédiments crétacés africains selon Cavin (2018).

5.1.3. Ostracodes

Ces ostracodes comprennent six taxons souvent en mauvaise état de conservation. Ils ont été récoltés dans les deux niveaux marneux rougeâtres ou verdâtres de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer (Hd-10 et Hd-12).

Ces taxons sont caractéristiques d'un milieu où la salinité est comprise entre 0 ‰ et 18 ‰ oscillant entre les eaux dulçaquicoles, oligohaline, mésohaline à caractères mixtes (Calinano *et al.*, 1964 ; Andreu *et al.*, 2016). Cette association d'ostracode est dominée par les genres dulçaquicoles (*Damonella*, *Ilyocypris*, *Cypridea*) associés au genre *Paracypria* qui peut vivre dans un environnement anchihaline (Andreu *et al.*, 2016) dont la salinité fluctue au gré des marées (Maddocks *et al.*, 1993)., ceux-ci soulignent la proximité de la côte (tabl. 6).

Damonella : genre d'ostracode qui préfère un taux de salinité moyenne comprise entre 0-0.5‰ (tabl. 6). Il colonise les eaux douces continentales. Il n'existe pas de représentants actuels de ce genre.

Ilyocypris : genre qui préfère un taux de salinité compris entre 0-0.5‰, et peut tolérer une salinité jusqu'à 3‰ (gamme dulçaquicole à oligohaline). Il s'agit d'un taxon qui peut s'adapter dans un milieu légèrement salé. Les eaux douces peuvent abriter les représentants actuels du genre *Ilyocypris* où les propriétés physico-chimiques sont présentes: des cations élevés à faibles ($\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$) ; des anions relativement faibles ($\text{SO}_4^{4-} > \text{Cl}^- > \text{F}^-$), le milieu étant dominé par les ions de calcium Ca^{2+} (Külköylüçlü *et al.*, 2018).

Cypridea : ce genre se développe dans un milieu à taux de salinité avoisinant 0-0.5‰. Il peut tolérer une augmentation de salinité qui peut atteindre jusqu'à 5‰ (tabl. 6).

Paracypria : ce genre d'ostracode vit dans les eaux douces et saumâtres. Il est tolérant aux fluctuations de la salinité jusqu'à 18‰ (tabl. 6). Les représentants actuels de ce taxon peuvent habiter les eaux côtières (Hartmann, 1981) ou les mares dont la salinité peut changer au gré des marées (Maddocks *et al.*, 1993).

Milieux	dulçaquicole	oligohalin	mésohalin mixohalin	polyhalin	euhalin	hyperhalin
Genres \ Salinité ‰	0.5	5	18	30	40	
<i>Damonella</i>	—					
<i>Ilyocypris</i>		-----				
<i>Cypridea</i>		-----			—————	Milieu préférentiel
<i>Paracypria ?</i>		-----	-----			----- Milieu possible

Tableau 5 : Intervalle de salinité, suivant la classification des salinités de Venise (Calinano *et al.*, 1964, modifié), des quatre genres d'ostracodes de la Formation de Mdaouer (Hassi Djeifa, secteur de Forthassa).

Enfin, il est à noter que les ostracodes sont totalement absents dans les niveaux supérieurs de la Formation de Mdaouer. Cependant, ils sont présents uniquement dans les strates inférieures de la série. Cette observation soutient l'hypothèse que les influences d'eau douce dominant à la base qu'au sommet de cette formation.

5.1.4. Autres faunes benthiques

Il s'agit de gastéropodes et de bivalves. De nombreuses barres carbonatées (Hd-4, Hd-9, Hd-10, Hd-11, Hd-12, Hd-15, Hd-19 et Hd-23) montrent des niveaux concentrés de moules de gastéropodes (e.g. *gyrodes*) et de bivalves hétérodontes (voir Mennad *et al.*, 2020). Ce sont des taxons qui dominent l'habitat épibionte des milieux tempérés. Toutefois, le genre *gyrodes* se développe dans un habitat peu profond, probablement subtidale mais inférieure à 30 m (Popenoe *et al.*, 1987).

Les bivalves se nourrissent à l'interface eau-sédiment des organismes phytoplanctons par filtration des eaux mais également se nourrissent des détritiques et des bactéries (Prieur, 1981). Ainsi, ces bivalves suspensivores indiquent un milieu aquatique riche en planctons végétales voire des phyto-planctons.

Par conséquent, les sédiments cénomaniens de la formation de Mdaouer sont riches en gastéropodes et sont dominés par le genre *gyrodes*. Ces formes benthiques sont relativement en mauvaises conservation (moules internes). Ils constituent des bancs de calcaires bioclastiques qui pourraient correspondre à des dépôts de tempêtes.

5.1.5. Flore de charophytes

Deux niveaux marneux (Hd-10 et Hd-12), situés dans la partie supérieure de la formation de Mdaouer, ont révélé la présence des gyrogonites de charophytes. Celles-ci sont en très mauvaise état de conservation et ainsi indéterminables.

Les charophytes correspondent à des algues vertes qui pullulent, actuellement, dans les eaux douces et saumâtres. Dans le Cénomaniens de Hassi Djeifa, les charophytes pourraient indiquer un milieu peu profond littoral à influence continentale.

5.2. Oued Tafarahit

5.2.1. Actinoptérygiens

L'Yprésien inférieur de l'Oued Tafarahit est caractérisé par la présence de deux genres *Alestini* et *Heterotis* appartenant respectivement à l'ordre de characiforme et d'osteoglossiforme. Ces deux genres sont strictement dulçaquicoles (archéolimnique) (Patterson, 1975, Cavin, 2018). Actuellement, certains taxons représentants de l'ordre osteoglossiforme (e.g. *Heterotis*) peuplent les eaux courantes de rivières (système lotique) d'Afrique, sous climat humide équatorial à quatre saisons pluvieuse et de sécheresse (Irène *et al.*, 2016). Le genre *Heterotis* est omnivore, se nourrit d'insectes, de mollusques, de zooplanctons, de graines, et de crustacés, notamment d'ostracodes (Moreau, 1982 ; Irène *et al.*, 2016). Également, les Alestidae sont représentés par des taxons omnivores qui se nourrissent de macrophytes et d'insectes.

5.2.2. Ostracodes

Les ostracodes yprésiens comprennent quatre taxons en relative abondance et moins bien préservés par rapport aux autres microrestes de vertébrés et de charophytes. Ils ont été récoltés dans trois niveaux verdâtres de la partie inférieure de la Formation détritique de l'Oued Tafarahit (Ot-11, Ot-16 et Ot-20). Ces taxons sont caractéristiques d'un milieu dont la salinité fluctue de 0 ‰ et 35 ‰.

Dans ce travail, les quatre genres récoltés : *Neocyprideis*, *Cyprinotus* et *Herpetocypris* fournissent les indications paléocéologiques suivantes:

Neocyprideis : Le polymorphisme du genre *Neocyprideis*, avec des morphes tuberculés à réticulés, indique un milieu aquatique dont les caractéristiques physico-chimiques varient avec des apports saisonniers (Carbonnel *et al.*, 1988a, 1988b). L'absence des formes

lisses suggère que ce milieu n'atteignait pas l'équilibre entre les ions Mg^{2+} et Ca^{2+} . D'après la classification des salinités de Venise (Calinano *et al.*, 1964), ce genre peut s'adapter à des milieux oligo-euhalin où la salinité varie de 1 à 35 ‰ (tabl. 7).

La prédominance des carapaces entières par rapport aux valves isolées dans l'ensemble du matériel (fig. 22A-K) caractérise une thanatocénose. Le matériel a donc été peu ou pas déplacé après la mort des organismes, ce qui caractérise un milieu calme.

Cyprinotus : Le genre *Cyprinotus* est dulçaquicole (tabl.7) et caractéristique des lacs peu profonds (Mourguiart et Carbonnel, 1994). D'après Janz (1992), le genre renferme des taxons nageurs se reproduisant par parthénogenèse.

Herpetocypris : Il s'agit d'un genre dulçaquicole (tableau 7), connu dans des sédiments limniques anciens et récents (Hammouda *et al.*, 2018 ; Mourguiart et Carbonnel, 1994). Il est très sensible aux effets de dessiccations saisonnières, s'adapter plus particulièrement dans une mare d'eau douce permanent (Mclay, 1978).

Milieux	dulçaquicole	oligohalin	mésohalin mixohalin	polyhalin	euhalin	hyperhalin
Genres \ Salinité ‰0	0.5	5	18	30	40	
<i>Neocyprideis</i>		—	—	—	—	
<i>Herpetocypris</i>					—	
<i>Cyprinotus</i> ?	—					

— Milieu préférentiel
 - - - Milieu possible

Tableau 6 : Intervalle de salinité, suivant la classification des salinités de Venise (Calinano *et al.*, 1964, modifié), des quatre genres d'ostracodes de la Formation de l'Oued Tafarahit.

5.2.3. Charophytes

Dans la coupe de l'Oued Tafarahit, l'Yprésien inférieur a révélé des gyrogonites de charophytes en très bon état de conservation. Quatre (04) termes Ot-9, Ot-11, Ot-16 et Ot-20 ont démontré la présence de six taxons dont le spectre écologique est légèrement oscillant.

Lamprothamnium papulosum : *Lamprothamnium papulosum* est considérée une espèce saumâtre (e.g. Corillion, 1972). Elle peut survivre végétativement même dans des milieux hypersalins (Burne *et al.*, 1980). Cependant, elle est fertile et peut produire des gyrogonites uniquement dans un rang de salinité plus restreint, de 20-40 g/l (Soulié-Märsche, 1998 et 2008). L'état de préservation des gyrogonites étudiées indiquerait qu'ils auraient souffert un certain transport avant son enterrement définitif.

Peckichara atlasensis : La paléoécologie de cette espèce peut être caractérisée à partir des données des ostracodes associés, décrits par Mebrouk *et al.* (2013) dans l'Oued Meguerchi, comme un milieu méso à polyhalin.

Maedleriella cristellata : Ce taxon est fréquent dans des dépôts limniques et laguno-limniques (Massieux *et al.*, 1981a ; Massieux *et al.*, 1981b ; Ullastre et Masriera, 1998).

Nitellopsis (Tectochara) thaleri : La paléoécologie de cette espèce n'a jamais été étudiée en détail. Cependant, elle a été retrouvée en abondance dans des niveaux strictement lacustres de la localité de Santa Maria de Miralles, dans le Bassin de l'Ebre oriental en Catalogne (Anadón et Feist, 1981).

6. Paléobiogéographie

Parmi la faune et la flore cénomanienne et yprésienne, mise en évidence respectivement dans la Formation de Mdaouer et dans la Formation de l'Oued Tafarahit, certain fournissent des informations d'ordre paléobiogéographique. Dans ce qui suit, nous essaierons d'établir les grands liens paléogéographiques des taxons déterminés.

6.1. Faune cénomanienne

6.1.1. Chondrichthyens (batomorphes)

La découverte de deux batomorphes, représentés par un poisson-raie (*Mafdetia tibniensis*) et un autre poisson-scie (*Baharipristis bastetiae*), dans le Cénomaniens inférieur de la Formation de Mdaouer permet d'élargir la répartition paléogéographique de ces espèces sur la marge sud-téthysienne. Ainsi, ces deux espèces confirment l'existence d'une liaison d'échange ou migration faunistique entre les régions orientale (Cénomaniens de Bahariya en Egypte) et occidentale (Cénomaniens de Forthassa en Algérie) via la téthys et le passage épicontinental trans-saharien (fig. 27). Des études antérieures sur d'autres faunes (e.g. ammonites, ostracodes, bivalves, élasmobranches) affirment cette interprétation (Benyoucef *et al.*, 2012 ; Benyoucef *et al.*, 2015 ; Mebarki *et al.*, 2016 ; Zaoui *et al.*, 2016 ; Kentri *et al.*, 2018 ; Ghenim *et al.*, 2019). Il apparaît clairement que ce mouvement faunistique, Est-Ouest et/ou Ouest-Est, a été favorisé par un climat tropical au Cénomaniens inférieur. En outre, un phénomène de dispersion semble ainsi attesté dans ce domaine. Ces taxons monospécifiques, sont caractéristiques d'une grande variété de milieux de dépôts (Werner, 1989 ; Werner, 1990 ; Mennad *et al.*, 2020). En revanche, le Cénomaniens de Hassi Djeifa (Formation de

Mdaouer) est marquée par une faune différente du reste du bassin des Ksour (Atlas Saharien occidental) (Mennad *et al.*, 2020).

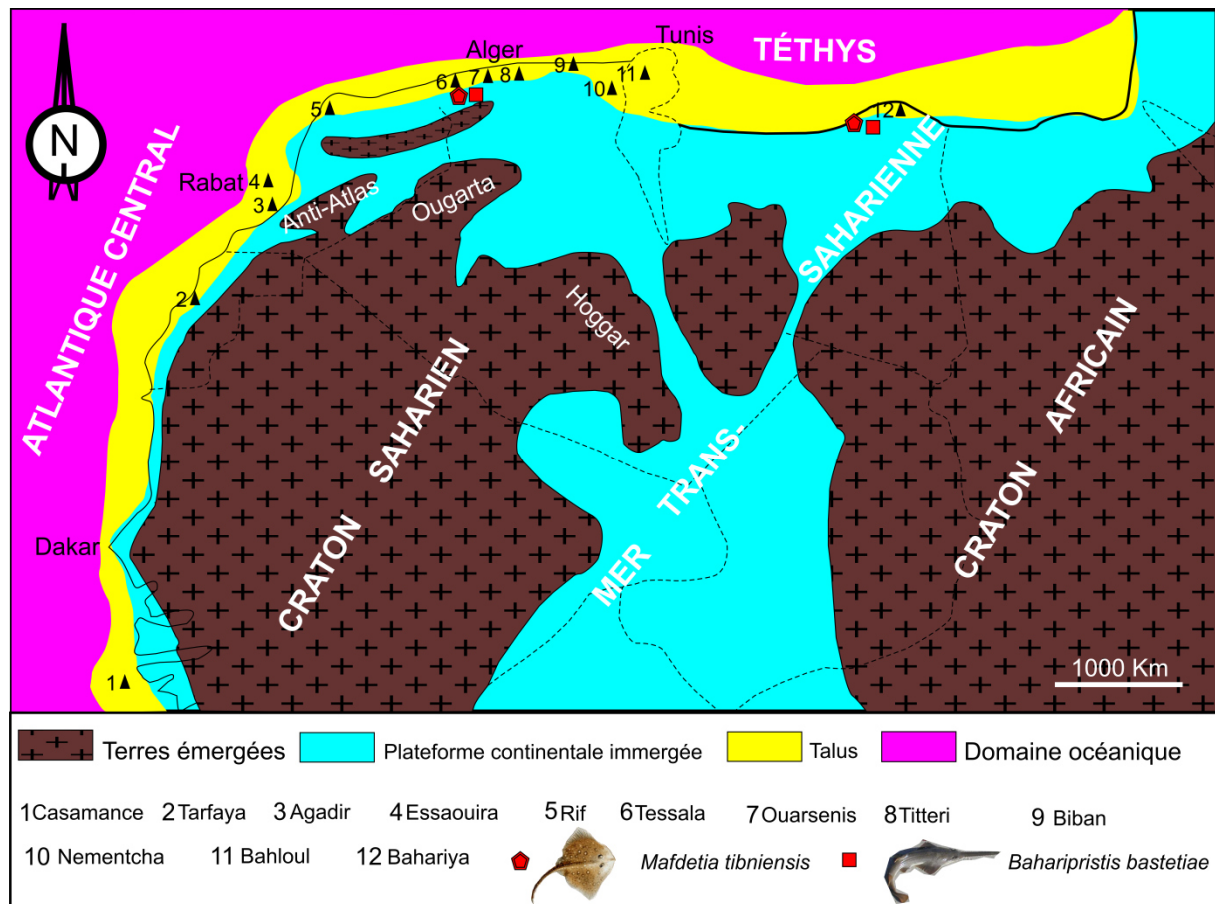


Figure 27 : Distribution paléogéographique des batomorphes (rajiformes) sur la marge méridionale de la Téthys pendant le Cénomaniens (carte paléogéographique de Stampfl *et al.*, 2001).

6.2. Faune et flore yprésienne

6.2.1. Actinoptérygiens

Ces poissons jouent un rôle primordial dans la reconstitution des liens paléobiogéographiques intra et intercontinentaux (Cavin, 2018). Deux espèces de téléostéens, *Alestini* sp. et *Heterotis* sp., ont été reconnues dans l'Yprésien de la Formation détritique de l'Oued Tafarahit. La présence de cette association nous permet d'élargir leur extension stratigraphique et leur répartition géographique à travers la plaque arabo-africaine (fig. 28). Ces formes actinoptérygiens sont strictement dulçaquicoles, et retrouvées en association avec des ostracodes et des gyrogonites de charophytes. *Heterotis* et *Alestini* sont d'origine africaine, et décrites pour la première fois dans l'Oligocène inférieur du Sultanat Oman (Otero et Gayet, 2001). Leur présence dans le gisement de l'Oued Tafarahit pourrait être expliquée par l'existence d'une communication hydrographique, et d'un échange ichthyofaunique avant

la dislocation totale de la plaque africaine (fig. 28). En effet, cette connexion hydrique nord africaine, s'étendait depuis l'Algérie à l'Ouest jusqu'au Sultanat Oman à l'Est. Cette interprétation est appuyée par d'autres actinoptérygiens et sarcoptérygiens trouvés dans l'Éocène inférieur à moyen du Sahara nord-occidental dans le Sud-Ouest algérien (Adaci *et al.*, 2007 ; Hammouda *et al.*, 2016a), dans l'Éocène moyen de Libye (Otero *et al.*, 2015), et dans l'Éocène supérieur d'Égypte (Murray *et al.*, 2010). Actuellement, la distribution géographique des actinoptérygiens (osteoglossiformes et characiformes) se limite uniquement aux rivières et aux fleuves ou aux lacs tropicaux (Nelson, 1969 ; Robert, 1975 ; Lundberg et Chernoff, 1992 ; Nelson, 1994 ; Hrbet *et al.*, 2007).

6.2.2. Ostracodes

Le genre *Neocyprideis* est très abondant dans l'Yprésien inférieur de la Formation de l'Oued Tafarahit. Il est d'origine européen, et est connu depuis le Cénomaniens (Colin *et al.*, 1990). Il a ensuite colonisé l'Afrique à partir de l'Éocène ; favorisé par un mouvement microfaunistique Nord-Sud (Carbonnel, 1989). En effet, ce genre est maintenant mentionné dans de nombreux gisements européen et africain (Mennad *et al.*, soumis). Noter aussi que, *Neocyprideis* se limite en Algérie à l'Atlas Saharien et à l'Éocène. Il est reconnu dans le Lutétien de l'Atlas Saharien oriental (massif des Aurès) (Faid, 1999), et dans l'Éocène inférieur de l'Atlas Saharien central (Mebrouk *et al.*, 2011).

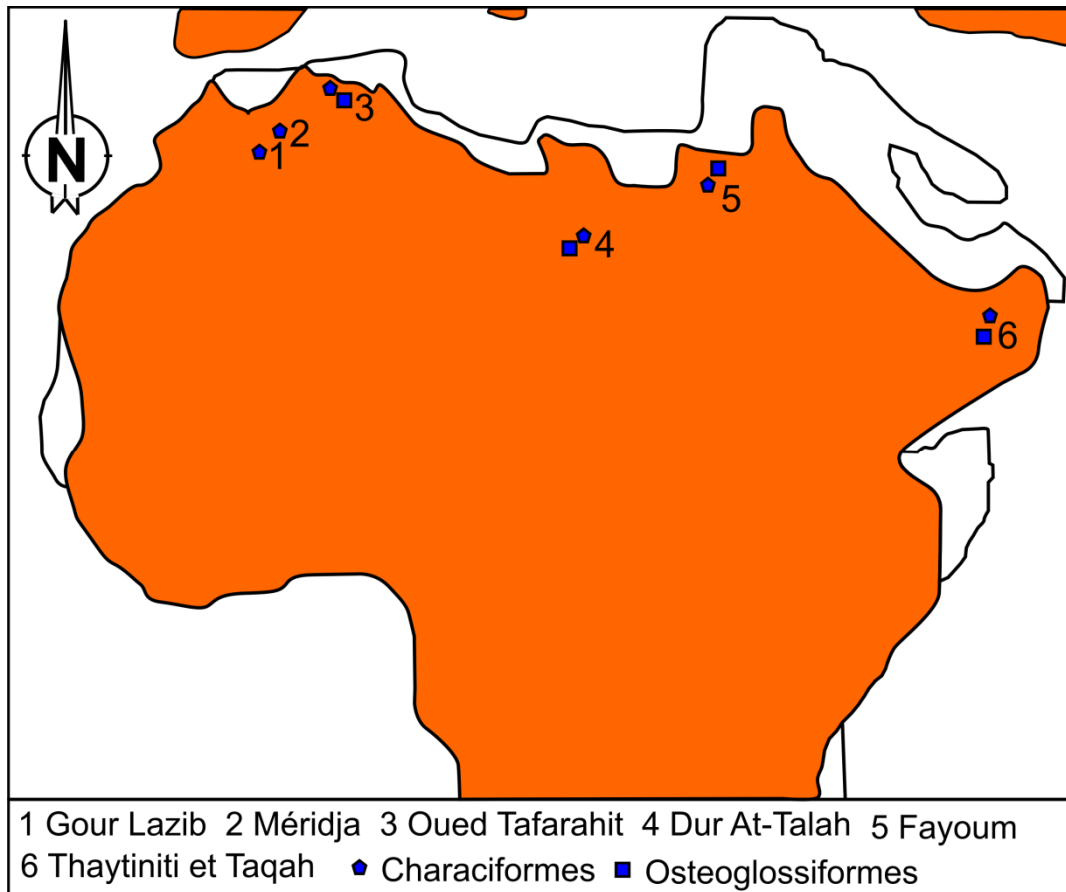


Figure 28 : Distribution paléogéographique des actinoptérygiens (characiformes et osteoglossiformes) sur le bord nord de la plaque arabo-africaine (carte paléogéographique de Smith, 1994).

6.2.3. Charophytes

La Formation détritique de l'Oued Tafarahit est représentée par des charophytes abondantes et bien conservées, de grande variabilité morphométrique et facilement identifiable. Les espèces, *Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis* et *Nitellopsis Tectochara thaleri*, sont particulièrement importantes du fait de leur valeur biostratigraphique et paléobiogéographique dans le Paléogène (Yprésien). Ces charophytes montrent le lien paléobiogéographique (province afro-eurasien) entre l'Afrique du Nord et l'Europe du Sud (fig. 29). Cette ressemblance floristique évoque des conditions climatiques et paléoécologiques homogènes entre les bassins continentaux africains et européens pendant l'Yprésien inférieur. En effet, les charophytes étudiés peuvent fournir les résultats paléobiogéographiques suivants : *Maedleriella cristellata*, marque une distribution paléobiogéographique remarquable, elle est fréquente dans les formations continentales paléocène et éocène de l'Afrique du Nord ; cette espèce est mentionnée dans les gisements de quatre formations géologiques : les formations de l'Oued meguerchi (Mebrouk *et al.*, 2013),

d'Oum Sebaa (Hammouda *et al.*, 2016b), de l'Oued Tafarahit (Mennad *et al.*, soumis) et de Bekrit-Timahdit (Mebrouk *et al.*, 2009 ; Mebrouk, 2011). En Europe, *M. cristellata* est connue dans de nombreux gisements du bassin de Paris (Grambast, 1972b), du Massif de Mouthoumet dans les Corbières, au sud de la France (Massieux *et al.*, 1981a-b), et de la Formation de Tremp, au Nord de l'Espagne (Feist et Colombo, 1983). Par ailleurs, *Nitellopsis Tectochara thaleri* est très répandue dans les dépôts paléogènes d'Europe occidentale. Cette espèce est également citée dans quatre localités algériennes : dans le Sahara Nord-occidental (Adaci *et al.*, 2007), dans l'Atlas Saharien occidental et central (Mebrouk *et al.*, 2013 ; Mennad *et al.*, soumis) et dans les Hauts plateaux du Sud Oranais (Mebrouk *et al.*, 1997). Cependant, *N. (T) thaleri* est reconnue dans une seule localité marocaine (Mebrouk, 2011). Enfin, *Peckichara atlasensis* reste restreinte au domaine de l'Atlas Saharien algérien (fig. 29) (Mennad *et al.*, soumis). Ces flores sont variées et communes aux deux domaines. Un phénomène de dispersion par fluctuation eustatique du niveau marin, qui a réuni les îles au continent, ne peut être exclu.

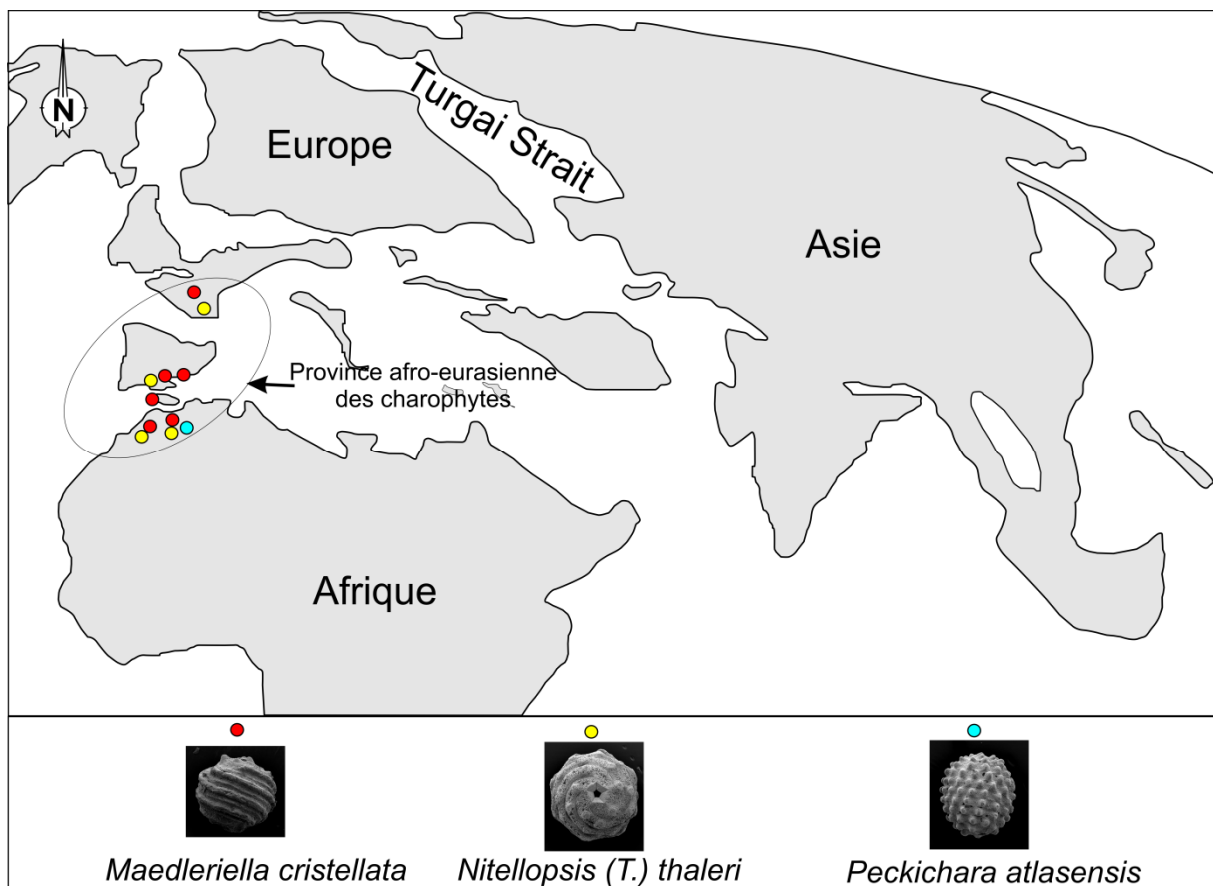


Figure 29 : Distribution paléogéographique des charophytes dans les dépôts paléogènes de l'Europe du Sud et l'Afrique du Nord.

7. Conclusion

Ce chapitre débouche sur de nouvelles données et précisions paléontologiques, stratigraphiques, paléoécologiques et paléobiogéographiques des terrains créacés et paléogènes des Monts des Ksour. Plusieurs niveaux ont livré des restes fossiles de vertébrés (chondrichthyens, actinoptérygiens) et d'invertébrés (ostracodes, bivalves et gastéropodes), parfois associés à des gyrogonites de charophytes variées.

Hassi Djeifa, dans le secteur de Forthassa, est représenté par une série céno-manoturonienne où deux formations superposées ont été identifiées. La Formation de Mdaouer est représentée par les sélaciens (chondrichthyens) *Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*. Ces espèces suggèrent un âge céno-manien inférieur pour cette Formation. Cependant, une incertitude persiste car cette formation n'affleure que partiellement à Hassi Djeifa ; un âge céno-manien inférieur à moyen ne peut être exclu. Sur la base de corrélation lithologique, la Formation sus-jacente (Rhoundjaïa) est d'âge céno-manien supérieur-turonien inférieur. Sur le plan paléoécologique, les genres d'ostracodes (*Damonella*, *Ilyocypris*, *Paracyprina* et *Cypridea*) recueillis dans la Formation de Mdaouer sont caractéristiques d'un milieu dulçaquicole à mésohaline où la salinité est variée de 0 à 18 ‰. Les échanges de batomorphes (*Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*), pendant le Céno-manien, sur la marge sud téthysienne semblent favorisés par un climat chaud.

Oued Retem, dans le secteur de Forthassa, l'ensemble grés-argileux a livré des charophytes en mauvaise état de conservation. Il pourrait être rattaché à l'intervalle Campanien-Maastrichtien. Cet âge a été considéré à partir de la ressemblance de faciès sédimentaire et de la proximité géographique à des niveaux bien datés situés à l'Ouest de Forthassa au Maroc (Haddoumi *et al.*, 2015 ; Andreu *et al.*, 2016).

À Oued Tafarahit, dans le secteur de Rhelida-Tismert, des récoltes de charophytes, d'ostracodes et d'actinoptérygiens permettent, pour la première fois, de mettre en évidence l'Yprésien inférieur, décrit autrefois comme cénozoïque sans preuve paléontologique. Parmi cette assemblée, des charophytes d'eau douce ou d'eau saumâtre. Les actinoptérygiens sont strictement dulçaquicole, et les ostracodes sont de type dulçaquicole à euhalin où la salinité est comprise entre 0 et 35 ‰.

À Oued El Kherouaa, dans le secteur de Rhelida-Tismert, la succession lithologique correspond à une série détritico-grossière légèrement plissée qui n'a pas livré de fossiles. Cartographiée comme Cénozoïque (Tertiaire) continental sans précision stratigraphique. Elle

pourrait être attribuée à l'Éocène inférieur-moyen. Cet âge semble conforme à l'évènement de compression atlasique.

Du point de vu paléobiogéographique, les flores de charophytes recensées dans l'Yprésien de la Formation détritiques de l'Oued Tafarahit témoignent à la faveur de nettes ressemblances avec celles connues dans les bassins voisins et ceux de l'Europe du Sud. Dans ce contexte, trois espèces *Maedleriella cristellata* et *Nitellopsis (Tectochara) thaleri* sont fréquentes dans les formations paléogènes africaines et européennes, à l'exception de « *Peckichara atlasensis* » qui est restreinte uniquement dans l'Atlas Saharien algérien. La présence de deux espèces de Téléostéens (*Alestini* sp. et *Heterotis* sp.) a permis de considérer des connexions hydrographiques reliant les bassins paléogènes à travers la plaque arabo-africaine.

Chapitre 4

Sédimentologie de faciès et paléoenvironnement

1. Introduction

Les séries carbonatées cénomano-turonienne de la région de Forthassa constituent un ensemble sédimentaire réduit en épaisseur mais montrent une diversité faciologique importante avec de calcaires, de marnes et de rares intercalations gréseuses; l'ensemble est organisé dans des structures anticlinales de faible amplitude, recouvertes par des assises détritiques horizontales post-turonienne (Campanien-Maastrichtien) qui affleurent bien au Nord-Ouest de Forthassa le long de l'Oued Retem.

Au Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental, dans le secteur de Rhelida-Tismert, les terrains paléogènes étudiés sont constitués de dépôts grés-argilo-conglomératiques.

Depuis les travaux de cartographie réalisés par Galmier (1970), les terrains crétacés et paléogènes des secteurs de Forthassa et de Rhelida-Tismeert restent pauvres en document sédimentologique et paléo-environnemental.

L'objet de ce chapitre est de décrire l'ensemble des figures et des structures sédimentaires pour déterminer les différents faciès et milieux de dépôt.

Rappelons que le terme « faciès » a été proposé, pour la première fois, par le géologue Suisse Gressly (1838), pour définir et décrire l'ensemble des caractères et motifs lithologiques, paléontologiques et minéralogiques, que ce soit macroscopique ou microscopique, d'une roche sédimentaire, ayant une signification paléo-environnementale (Gressly, 1838 ; Cramez, 1990 ; Boggs, 1995 ; Cross et Homewood, 1997).

En réalité, un seul faciès sédimentaire et le processus qui lui est associé ne peuvent pas à eux seuls déterminer le milieu de sédimentation. Il est nécessaire de regrouper plusieurs faciès en assemblage définissant les différents dépôts associés à un milieu de sédimentation.

Après avoir évoqué des sites de sédimentation actuels sur les continents et sur les plate-formes marines, nous décrirons les différents faciès sédimentaires répertoriés dans chacune des séries sédimentaires étudiées, puis donnerons leur signification paléo-environnementale. Ces séries seront étudiées selon leur succession chronologique qui s'étend du Céno-manien à l'Éocène.

2. Généralités sur les milieux de sédimentation marine et continentale

Dans la mer comme sur le continent, certains endroits offrent des pièges pour accumuler les sédiments par leurs caractéristiques morphologiques et topographiques. Les sédiments déposés ont fréquemment conservé des structures diagénétiques, biogéniques, hydrauliques et géométriques qui dépendent des caractères de la zone où la sédimentation a été mise en place. La reconnaissance de ces structures est un outil primordial qui permet aux prospecteurs de définir le paléoenvironnement. Cette approche est prépondérante dans le présent chapitre.

2.1. Les systèmes fluviaux

Sur le continent, la morphologie du système fluvial crée des zones bien adaptées pour l'accumulation des sédiments. Cela dépend essentiellement de la pente et de l'hydrodynamisme. L'érosion des chaînes de montagnes est la principale source de matériaux qui sont transportés vers des zones d'accumulation (fig. 30). La morphologie d'une rivière évolue progressivement depuis sa source dans la partie amont jusqu'à son embouchure dans la partie aval. Elle renferme une mosaïque de différents chenaux et de zones d'accumulation sédimentaire (fig. 31). Ce type de dépôt de chenaux est contrôlé par des processus tectoniques, climatiques et eustatiques (Miall, 2013).

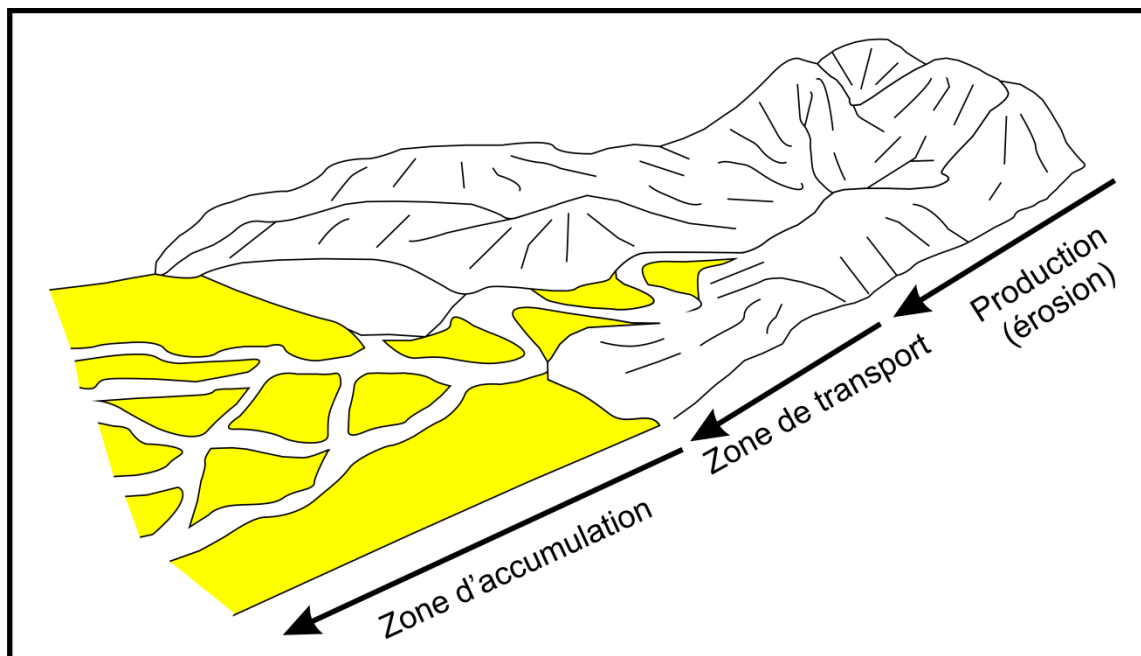


Figure 30 : Zones du système fluvial.

D'après le coefficient de sinuosité (c'est-à-dire, un indice exprimé par le rapport de la distance entre deux points parcourue (traversée) au fond du chenal sur celle parcourue en ligne droite), le système fluvial peut classer en quatre styles (fig. 31) :

Chenal linéaire : C'est la forme de chenaux le plus rare dans la nature. Il n'existe que sur de courte distance, et sur sa longueur, la sinuosité est peu ou pas marquée.

Chenal à méandre : On le trouve dans les zones de plaine, la pente topographique est très faible et l'indice de sinuosité est de 1.58 (Leopold et Wolman, 1957). Au niveau du méandre, le chenal est marqué par la présence de deux rives distincts ; rive convexe où les sédiments se déposent et rive concave où les sédiments de substrat sont érodés. Le couple érosion-dépôt (accumulation sédimentaire) entraîne une migration latérale du méandre causant alors un élargissement du cours d'eau. Les cours d'eau ont une trajectoire hélicoïdale (Einstein, 1953 ; Schumm *et al.*, 1967). Les sédiments déposés sont caractérisés par des stratifications obliques (litage oblique). Ce type de chenal est localisé dans la partie aval d'une rivière où l'hydrodynamisme diminue en vitesse, ce qui favorise le dépôt des sédiments fins. Les lits sont principalement constitués de gravier et de sable. La sédimentologie des chenaux à méandre est étudiée dans quelques affleurements en Amérique du Nord, dans les dépôts Crétacés (Albien) de la formation de Dakota (au sud de Montana) ; dans l'Éocène du Sahara Nord-occidental de l'Algérie (Adaci *et al.*, 2016 ; Adaci, 2012) ; en Amérique du Sud (Chili), dans le Miocène de la formation de Santa Cruz (Ugalde *et al.*, 2015) ; en Europe (Espagne), on trouve l'exemple du Pliocène supérieur du bassin Guadix (Soria *et al.*, 1999 ; Visevas *et al.*, 2006) ; en Angleterre, au Miocène moyen de Dorset (Plint, 1983).

Chenal en tresse : Le type de morphologie fluviale est largement représenté par des multi-chenaux. Il se développe dans la partie amont de rivière sur une faible pente avec des courants hydrauliques torrentiels. La sédimentation dans les chenaux en tresse diffère largement de celle de méandre. Différents modèles de sédimentation dans le système fluvial en tresse ont été discutés dans la littérature : dans le Jurassique inférieur du bassin Sibérien (Le Heron *et al.*, 2008) ; dans des rivières récentes qui présentent les mêmes caractères sédimentologiques, rivière de Jumuna en Bangladesh ; dans la rivière de Rhin en Suisse (Huggenberger et Regli, 2006) ; dans la rivière de Jarama en Espagne (Wolf et Faust, 2016) ; dans la rivière de Donjek au Canada (Williams et Rust, 1969) ; au Mexique, dans le Mio-Pliocène de la formation de Punta Coyote (Clarens, 2006).

Chenal anastomosé : Ce type de chenaux représente une exagération de chenaux en tresse avec des chenaux qui se divisent et se réunissent très fréquemment dans la plaine alluviale. Il est caractéristique par exemple des dépôts détritiques du Campanien-Maastrichtien de la formation du Tigri au Maroc oriental (Haddoumi *et al*, 2015) ; des dépôts crétacés de la formation de Dakota (Kirschbaum et Mc Cabe, 1992) ; du Jurassique supérieur de la formation de Morrison (Cooley et Schmitt, 1998).

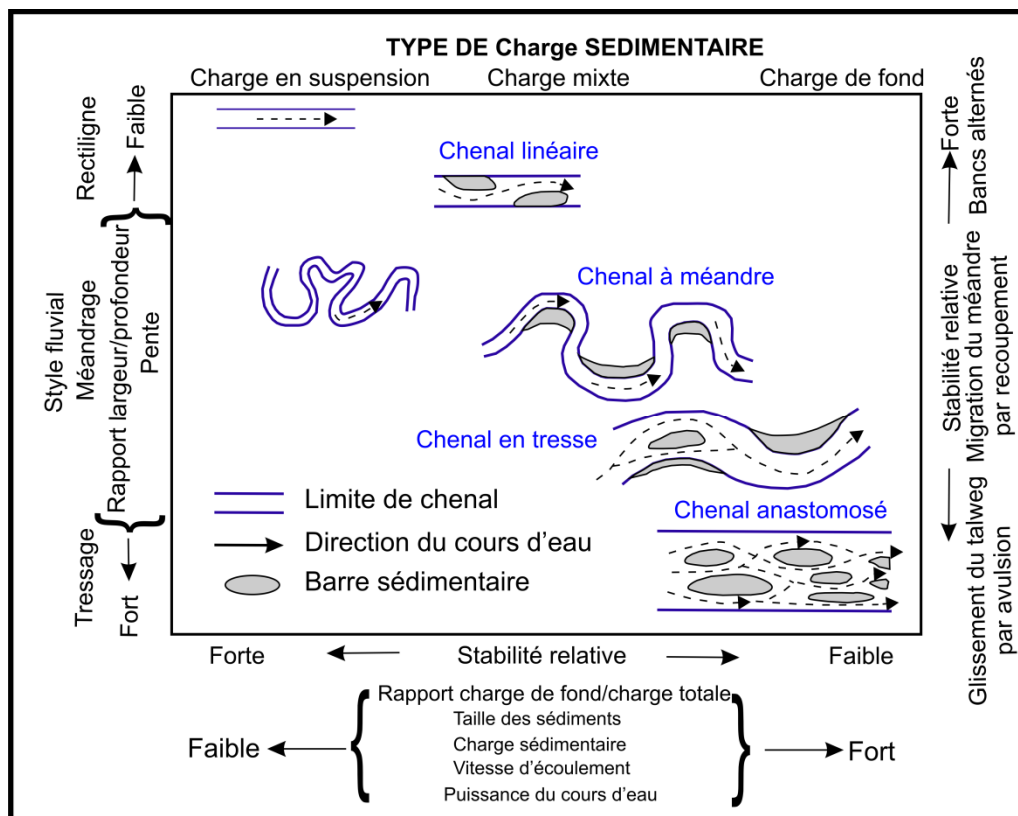


Figure 31 : Différents styles des chenaux fluviaux en fonction de la charge sédimentaire et de la pente (Gregory et Chichester, 1983).

Le système fluvial constitue une zone d'accumulation et de sédimentation des matériaux détritiques issue de l'érosion des roches préexistantes. Ce système de drainage par rivières se termine à l'embouchure soit dans un milieu lacustre, soit dans la mer pour former un système deltaïque si la décharge et la dominance continentale sont plus fortes ou un système estuarien si la dominance marine est la plus importante.

2.2. Les Plateformes proximales

« La plateforme carbonatée » est un terme général. Il s'utilise en géologie pour désigner des séquences de carbonates sous-marins développées sur la plate-forme continentale

(0-200m) dans un contexte géotectonique (See Tucker, 1990). En fonction de la morphologie du fond marin, on distingue plusieurs types de plateformes carbonatées (fig. 32).

Plateforme type-rampe (terme proposé pour la première fois par Ahr, 1973), la rampe est une plateforme faiblement inclinée (pente inférieure à 1°) qui s'étend du littoral jusqu'au bassin sans rupture apparente, avec augmentation progressive de la bathymétrie. Elle est fréquente dans les régions climatiques à eaux chaudes. Les faciès sont dominés par des sables carbonatés sur la ligne de côte rivage (pratiquement sans récif), et des sables argileux et boues d'eau profonde dans la base de la rampe. Dans les eaux froides, par manque de constructions récifales, la sédimentation est fortement influencée par les vagues de tempêtes et des marées. La rampe carbonatée peut être divisée en trois environnements distincts : rampe intérieure, rampe médiane et rampe extérieure. Ce type de plateforme est connu dans tous les périodes géologiques (Ahr, 1973).

Plateforme isolée : Elle occupe les atolls, avec des sédiments plus argileux au centre du lagon. Les côtés de ces constructions récifales sont exposés aux mers ouvertes. La distribution des faciès sur une plateforme isolée est contrôlée par le vent dominant. Les faciès récifaux les plus développés se trouvent du côté exposé au vent. Des cordons sableux carbonatés peuvent également occuper une partie au bord de la plateforme. Une plateforme isolée peut atteindre 100 Km de large.

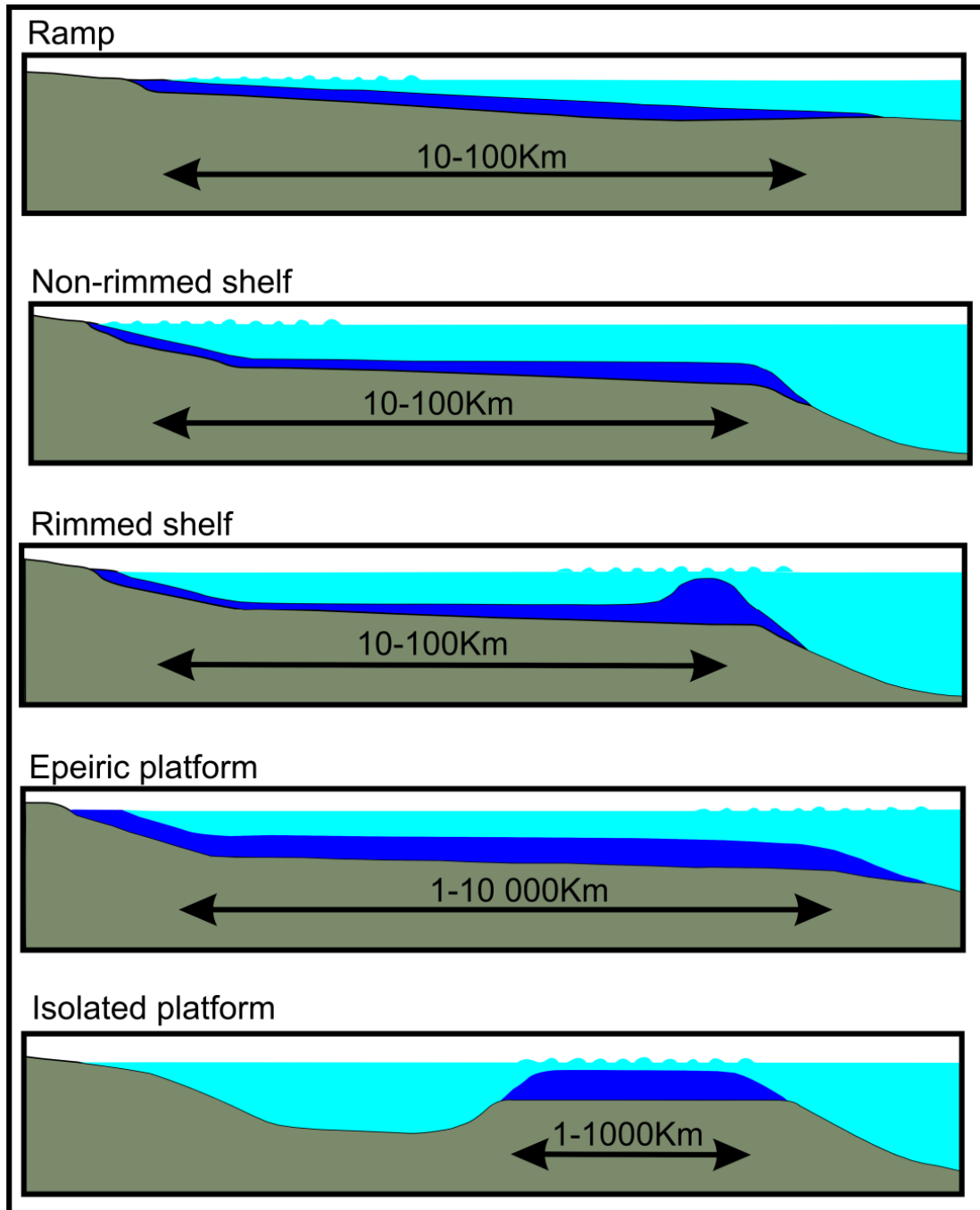


Figure 32 : Différents types de plateformes carbonatées (Nichols, 2009).

Plateforme récifale : Entité géomorphologique caractéristique peu profond. Les conditions nécessaires de développement des récifs coralliens sont : les eaux chaudes tropicales et subtropicales, la luminosité, la clareté des eaux avec de faibles éléments nutritifs ; faible énergie hydrodynamique. Cette entité est édiflée par des organismes constructeurs (coraux) qui vivent en symbioses avec des micro-algues.

3. Faciès sédimentaires et interprétation des paléoenvironnements

3.1. Le Crétacé supérieur du secteur de Forthassa

3.1.1. Série de Hassi Djeifa

a. Inventaire et interprétation des faciès

La série cénomano-turonienne qui affleure dans le secteur de Hassi Djeifa est caractérisée par quatre faciès sédimentaires (FS) : faciès calcaireux (FS1), faciès marneux (FS2), faciès gréseux (FS3), faciès calcaréo-dolomitique (FS4).

FS1. Faciès calcaireux

Ce faciès occupe la partie supérieure de la Formation de Mdaouer qui affleure dans la coupe de Hassi Djeifa. Il est représenté par des bancs calcaires rosâtres, grisâtres à jaunâtres, d'épaisseur décimétrique et en bonne continuité latérale. Selon les caractéristiques texturales et paléontologiques, ces calcaires peuvent être divisés en quatre sous-faciès :

FS1a. Calcaire micritique (fig. 33 ; A, B, C et D)

Ce sous-faciès s'alterne avec des couches marneuses rougeâtres ou verdâtres. L'examen microscopique montre qu'il s'agit de calcaires micritiques de texture mudstone-wackstone à grains de quartz détritiques, fragments de bivalves et d'ostracodes, et des traces d'oxydation ferrifère (fig. 33B-C).

Ces calcaires sont interprétés comme des sédiments de plate-forme carbonatée proximale à influence détritique.

FS1b. Calcaires stromatolithiques (fig. 34 ; A-E)

Ce sous-faciès est représenté par des bancs calcaires finement stratifié à alternances infra-millimétriques de lamines lumineuses à grains de quartz détritiques avec des lamines foncées formées de voiles microbiens ondulés. Les grains de quartz sont jointifs ou non et sont généralement orientés avec leur long axe parallèle au plan de stratification. Ils flottent aussi à l'intérieur des lamines algaires plissé où ils sont orientés avec leur long axe parallèle au plan de stratification.

Ces calcaires stromatolithiques sont interprétés comme des sédiments de plateforme interne, qui se sont produits sur la zone intertidale, dans un domaine temporairement riche en apport détritique quartzueux.

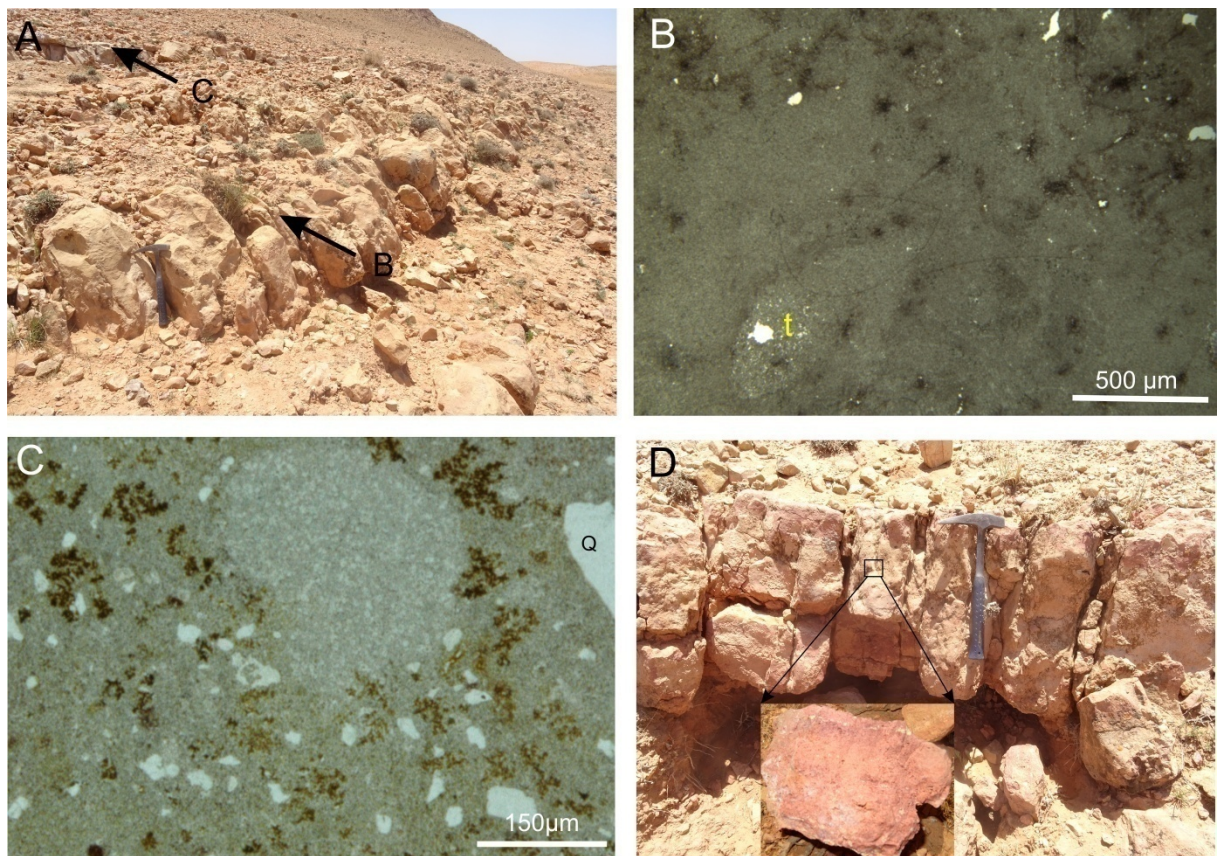


Figure 33 : Illustration photographique des calcaires micritiques. A. Deux bancs de calcaires massifs successifs (B, C) intercalés par des marnes. B. Observation microscopique du banc B, montrant une micrite à quartz détritiques et un terrier rempli de silt (t). C. Microfaciès du banc calcaire (B) montrant une micrite à grains de quartz subanguleux et traces d'oxydes de fer. D. Calcaires micritiques rosâtres.

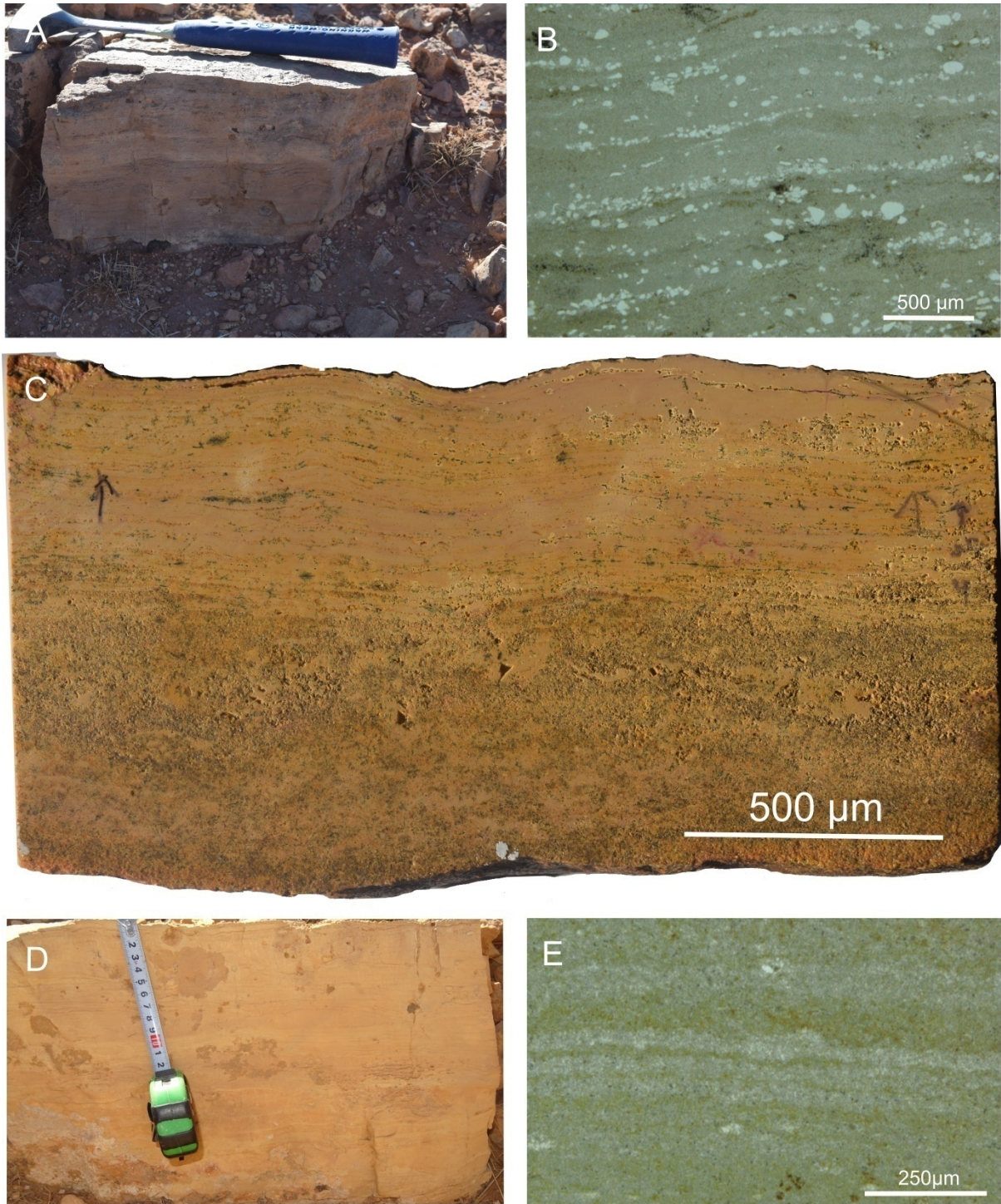


Figure 34 : Illustration photographique des calcaires à lamines stromatolithiques (FS1b). A. Banc de calcaire stromatolithique tabulaire. B. Observation microscopique du banc de calcaire précédent, avec de larges lamines micritiques séparées par de fines lamines quartzueuses discontinues. C. Photographie d'une section polie montrant le détail de la structure sédimentologique, avec une partie supérieure ondulée par des rides de courants, D. Banc de calcaire jaunâtre finement laminé. E. Photographie de lame mince montrant des lamines algaires gris verdâtre et des lamines blanchâtres de quartz microcristallins.

FS1c. Calcaires bioclastiques (fig. 35 ; A et B)

Ce sous-faciès domine la partie supérieure de la Formation de Mdaouer. Il se présente sous forme de bancs calcaires bioclastiques riches en bivalves et gastéropodes (wackestone-packstone), intercalés dans des marnes verdâtres. La faune présente parfois un granoclassement positif, parfois répétitif. Ces calcaires sont considérés comme le résultat de remaniement synsédimentaire par des courants de marées et par les tempêtes ou à un phénomène de « mort en masse » associé à un changement brutal du chimisme de l'environnement (Haddoumi *et al.*, 2019 ; Mennad *et al.*, 2020).

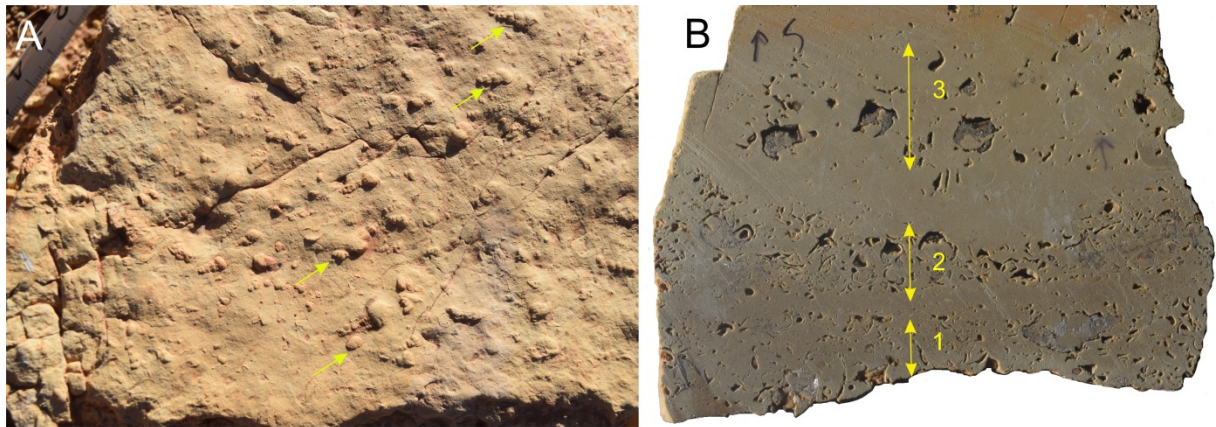


Figure 35 : Illustration photographique du sous-faciès FS1c. A. Surface supérieure d'un banc calcaire bioclastique à gastéropodes et bivalves monospécifiques. B. Section-polie du même banc calcaire montrant la succession de trois passées bioclastiques.

FS1d. Calcaires bréchiques (fig. 36)

Il s'agit de niveaux calcaires à éléments anguleux qui se trouvent intercalés dans les calcaires à lamines stromatolithique. Ces brèches sont le résultat d'une émergence prolongée de la boue carbonatée dans la zone supratidale.

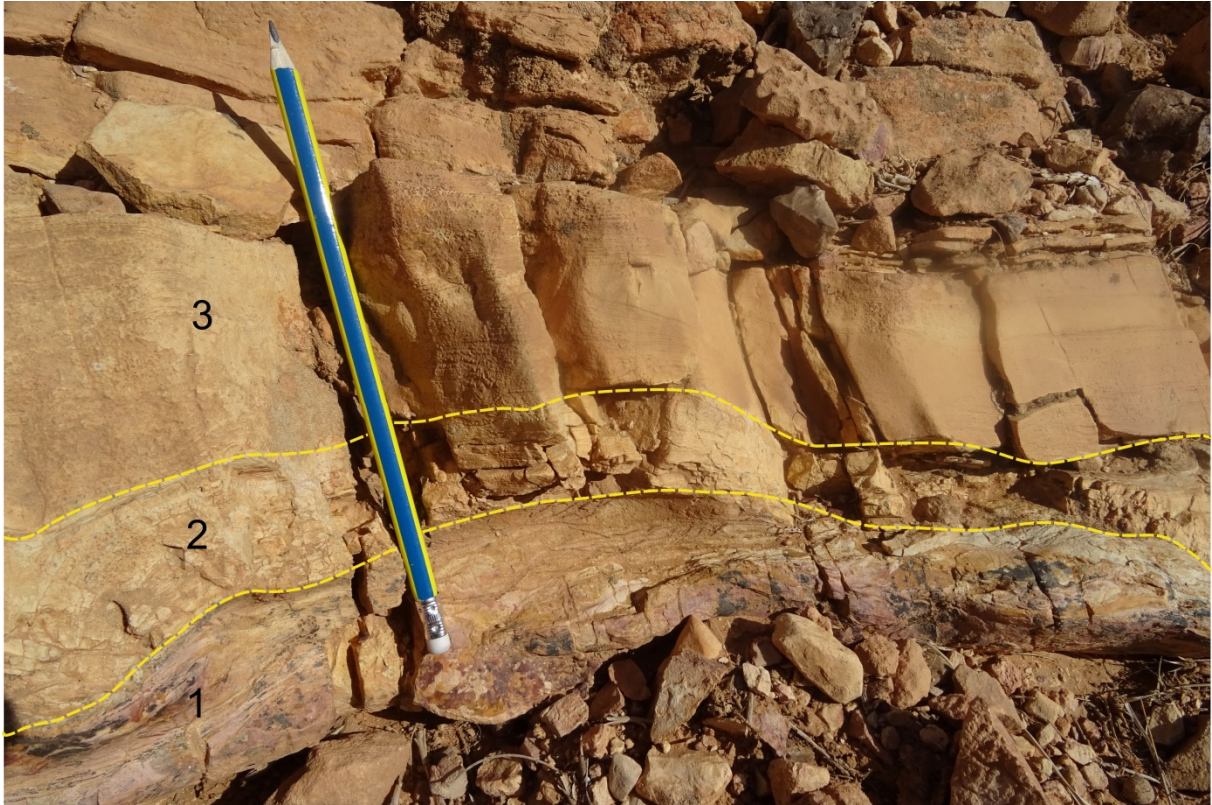


Figure 36 : Illustration photographique montrant l'intercalation de calcaires bréchiques (2) dans des calcaires finement laminés (1 et 3).

FS2. Faciès marneux

Ce faciès est représenté par des couches marneuses (de 1 à 6 m d'épaisseur) verdâtres ou rougeâtres, intercalées entre les autres faciès (fig. 37 A-B). Le contenu micropaléontologique est dominé par des restes de vertébrés de poissons rajiformes (*Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*) et pycnodontiformes, de squamates (des lézards pleurodotes), des ostracodes lisses dulçaquicoles, des moules internes de gastéropodes et de bivalves hétérodontes. Ces marnes renferment également une riche flore de charophytes. La présence de fossiles de différents biotopes atteste d'un milieu de sédimentation mixte à influences continentale et marine.

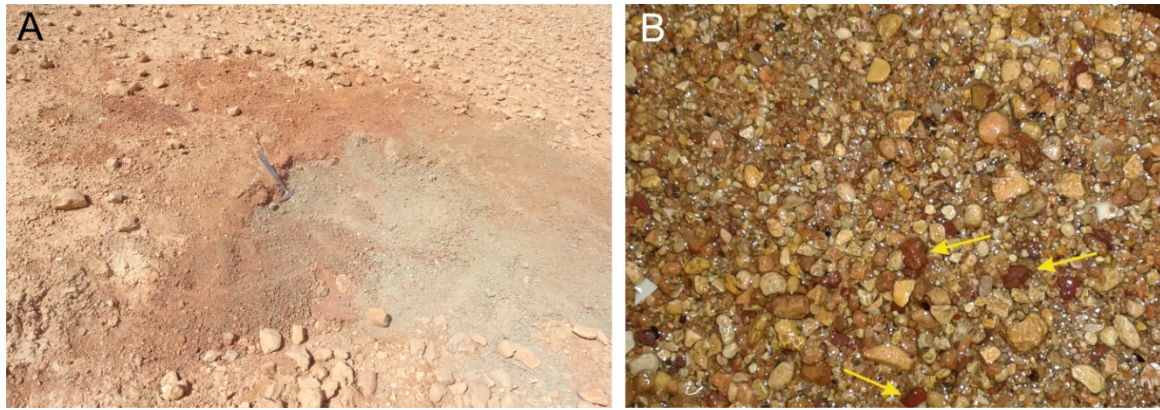


Figure 37 : Illustration photographique de faciès marneux (FS2). A. Marnes rougeâtres et verdâtres à vertébrés, ostracodes et charophytes. B. Résidus de lavages montrant des éléments de nature pétrographique variée (galets remaniés souligné en flèches jaunes).

FS3. Faciès gréseux

Ce faciès est composé de chenaux gréseux à grain fin (fig. 38 A-B), d'épaisseur centimétrique, dépourvus de structures sédimentaires et intercalés dans les marnes fossilifères rougeâtres ou verdâtres.

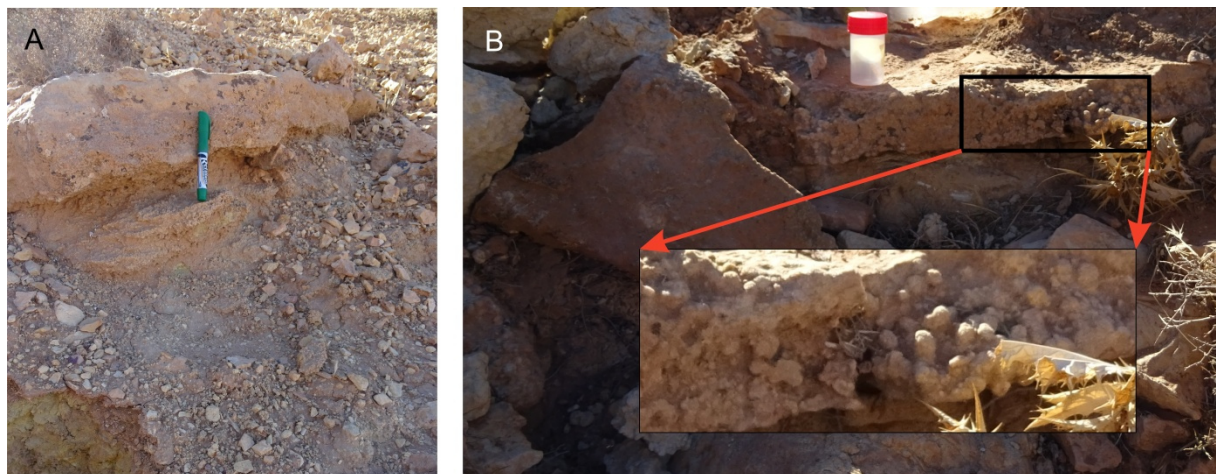


Figure 38 : Illustration photographiques des faciès gréseux chenalisés. A. Chenaux gréseux discontinu. B. Grès à mini-kerkoubs.

FS4. Faciès calcaire dolomitique

Il occupe la partie inférieure de la Formation de Rhoundjaïa dans la partie nord-ouest des Monts des Ksour (fig. 39 ; A-C). Il correspond à des bancs calcaires totalement dolomitisés, renfermant des silex en rognons ou en lits centimétriques régulièrement étalés.

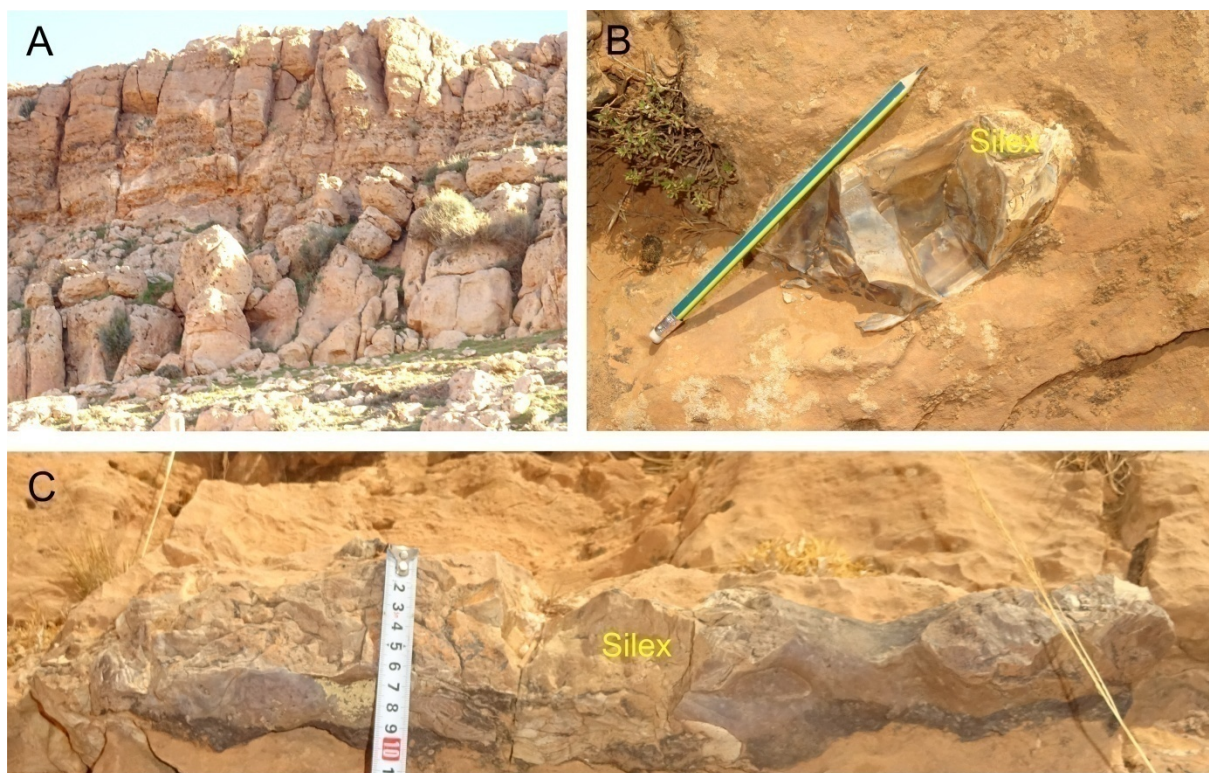


Figure 39 : Illustration photographique montrant des calcaires dolomitiques à silex de la Formation de Rhoundjaïa. A. Muraille calcaréo-dolomitique dans la partie sommitale de la série de Hassi Djeifa. B. Rognon de silex zoné. C. Lit de silex stratifié relique dans les calcaires.

b. Interprétation de l'environnement sédimentaire

Des niveaux carbonatés (FS1) massifs ou à lamines d'origine bactérienne, intercalés dans les marnes, caractérisés par une épaisseur constante et une régularité de faciès, n'ont pu se former que dans un milieu de dépôt quasi-plat ; des tapis microbiens stratifiés avec des intercalations silico-clastiques d'échelle millimétrique à centimétrique (« *tidal bedding* » ou « *microbially-induced sedimentary structures* »), ont été déposés dans des conditions intertidales de faible énergie (Noffke *et al.*, 2001 ; Noffke *et al.*, 2003 ; Noffke *et al.*, 2009). L'apport temporaire de sédiments clastiques quartzeux n'a pas oblitéré les colonies microbiennes, qui se développent en cycles élémentaires : succession d'une lamine sableuse pour le flot, une lamine de boue pour l'étal de marée haute, une lamine sableuse pour le jusant et à nouveau une lamine de boue pour la marée basse. Le dépôt des marnes (FS2) intercalées entre les bancs calcaires pourrait résulter de marées hautes dans un environnement de plaine côtière occupant le domaine supratidal à intertidal. Au sein des marnes verdâtres ou rougeâtres, il semble vraisemblable de considérer les minces intercalations gréseuses chenalisées et à grains fins (FS3), comme de faibles arrivées d'eaux continentales sableuses

provenant de progradation des apports détritiques terrigènes qui colmatent périodiquement les zones basses de la plaine côtière. Les sélaciens (*Mafdetia tibniensis* et *Baharipristis bastetiae*) sont connus dans l'Oasis de Bahariya dont les dépôts ont livré de nombreuses autres espèces de sélaciens représentant une association de taxons estuariens et marins côtiers. Ces dépôts représentent des faciès variés attribués à un environnement de dépôt estuarien complexe avec de fortes influences tidales ou lagunaires (Werner, 1989). La présence de ces deux sélaciens et l'absence d'autres présents en Egypte est en accord avec l'interprétation de plaine côtière (fig. 40) faite ici pour la Formation de Mdaouer. Les intercalations de calcaires bioclastiques à bivalves et gastéropodes (FS1c) sont considérées comme le résultat de remaniement synsédimentaire par des courants de marées et par les tempêtes ou à un phénomène de « mort en masse » associé à un changement brutal du chimisme de l'environnement (Haddoumi *et al.*, 2019 ; Mennad *et al.*, 2020). Le faciès de calcaire dolomitique (FS4) de la Formation de Rhoundjaïa correspond à un milieu marin peu profond, associé à des conditions physico-chimiques conduisant à la formation de silex par l'intermédiaire d'une phase de silicification primaire d'origine marine. Le silex piégé dans les calcaires de la Formation de Rhoundjaïa semble le résultat d'un processus chimique qui se produit dans un milieu marin peu profond, et sursaturé en silice, généralement sous l'influence du climat tropical. Par conséquent, les associations lithofaciologiques sont caractéristiques d'une plateforme interne néritique et de la plaine côtière associée.

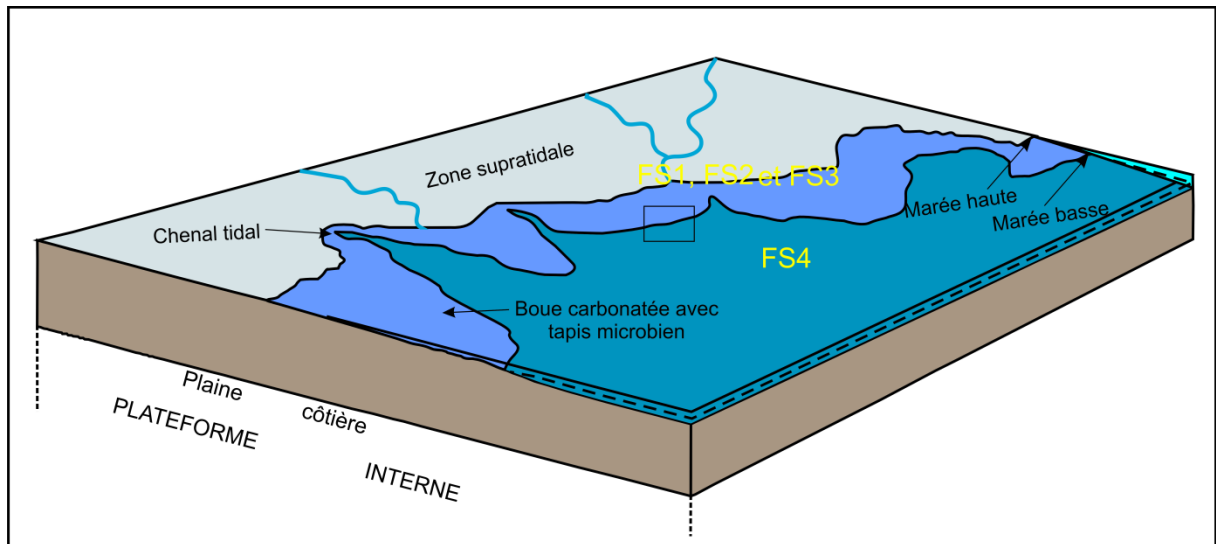


Figure 40 : Répartition des associations lithofaciologiques représentatives de milieu sédimentaire de Hassi Djeifa ; sur la plateforme interne sous une action permanente de courants de marées.

3.1.2. Série de l'Oued Retem

a. Inventaire et interprétation des faciès

Deux faciès sédimentaires peuvent être distingués dans la série détritique, d'âge Campano-Maastrichtien, qui affleure le long de l'Oued Retem :

FS1. Faciès gréseux

En fonction de structures, on a distingué trois sous-faciès différents : grès à structures en plaquettes ; grès à litages obliques ; grès à structures slumpées.

FS1a. Grès à structures en plaquettes (fig. 41 ; A, B et C)

Ce faciès a été observé dans les parties inférieure et sommitale de la série de l'Oued Retem. Il s'agit de niveaux gréseux à grains fins, à débit en plaquettes minces ou en lamines. Ce faciès indique un environnement de dépôt à courant faible et unidirectionnelle.

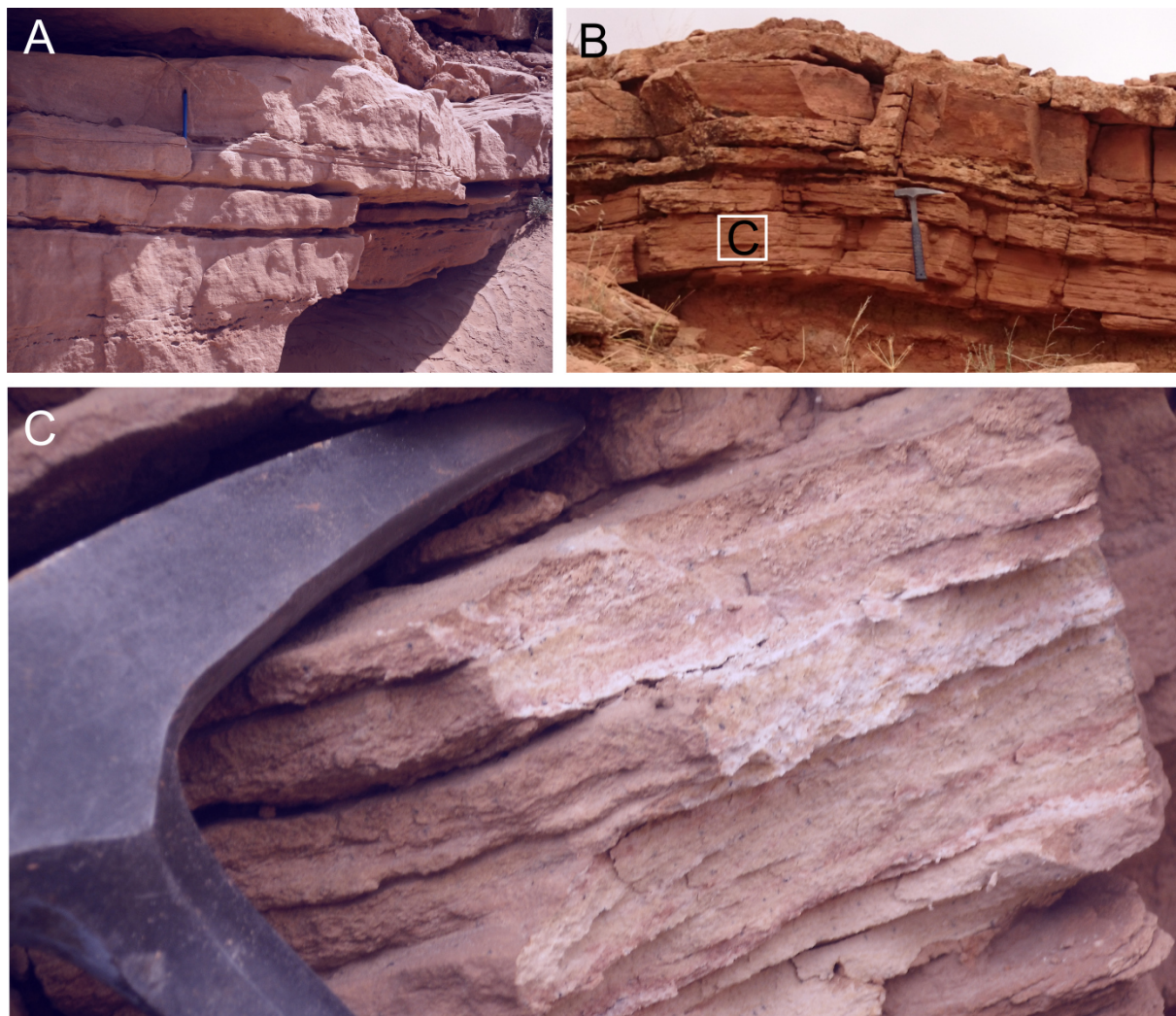


Figure 41 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux en plaquettes. A. Grès massifs en plaquettes soulignés par des joints non remplis à l'Oued Retem. B. Grès en plaquettes surmonté d'un banc massif à Oued Retem. C. Détail du banc précédent montrant des grès débités en minces plaquettes.

FS1b. Grès à litages obliques (fig. 42 ; A, B et C)

Ce sous faciès correspond à des bancs gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à grain fin ou moyen. L'interface des bancs présente des litages obliques angulaires ou tangentiels. La surface basale des bancs est le plus souvent irrégulière (surface d'érosion). L'orientation du front de taille et l'inclinaison des strates gréseuses apparents du litage oblique tendraient à indiquer un sens de direction du courant du Sud au Nord. Le dépôt de ce faciès peut s'effectuer sous un régime fluvial non montagneux.

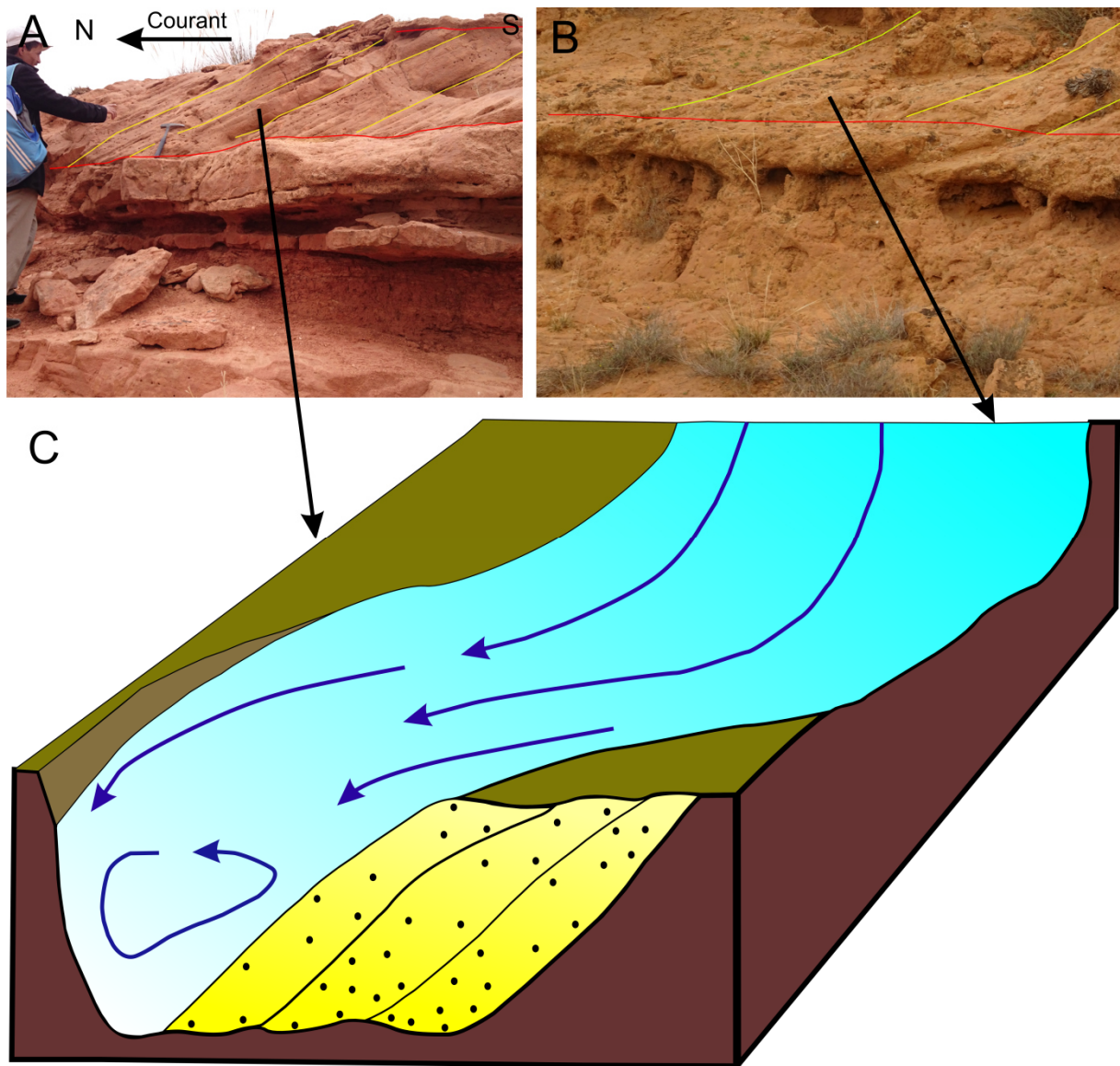


Figure 42 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux à litages obliques (FS1b). A. Grès à litage oblique de “lobe de méandre” compris entre deux surfaces d’érosion (flèches rouges, Oued Retem). B. Grès à litage oblique de “lobe de méandre” compris entre deux surfaces d’érosion (flèches rouges, Oued Retem). B. Grès à litage oblique de “lobe de méandre” érodé. C. Bloc diagramme montrant la circulation de courants fluviatile au lobe de méandre.

FS1c. Grès à structures slumpées (fig. 43 A-C)

Les roches de ce sous faciès ont été révélées dans les parties médiane et sommitale de la série détritique de l’Oued Retem. Ils sont représentés par des bancs gréseux massifs d’épaisseur décimétrique et affectés de structures de contournement de glissements syn-sédimentaires de type « slump ». Ces structures sédimentaires ont permis d’évaluer que des masses de sédiment ont glissé, sous l’action de la gravité, le long de surfaces de cisaillement en préservant en partie leur structure interne. La genèse des slumps est à rechercher dans des

instabilités (pente forte, chocs sismiques) affectant des sédiments déposés rapidement, à forte pression hydrostatique interparticulaire.

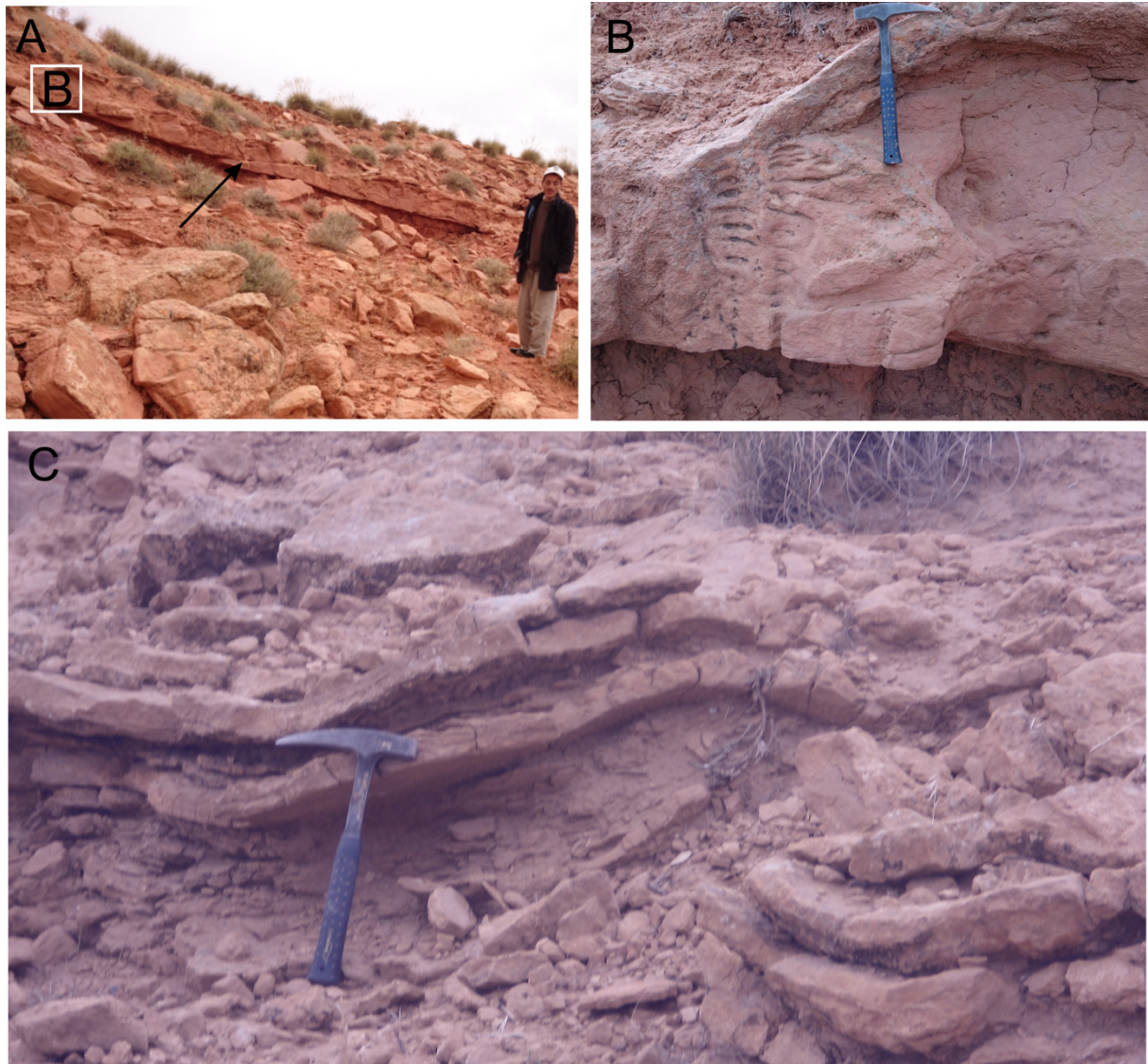


Figure 43 : Illustration photographique des grès slumpés (FS à glissement et biseau sédimentaire). A : Amincissement progressif d'un banc de grès jusqu'à sa disparition. B. Structure biogénique de type *Skolithos linearis*. C. Détail des bancs gréseux slumpés.

FS2. Faciès argileux

Ce faciès est le plus répandu dans la succession étudiée (fig. 44 ; A, B, C et D). Il se présente sous forme de couches d'épaisseur décimétrique à métrique, intercalés entre les barres gréseuses d'extension métrique. Les résidus de lavages (de deux échantillons distants environ trois kilomètres) révèlent la présence de quelques gyrogonites de charophytes très mals conservés et de déterminations délicates. Ce faciès se produit par décantation de particules fines en suspension dans la colonne d'eau et indique un milieu de sédimentation continental (présence de charophytes) à énergie faible.

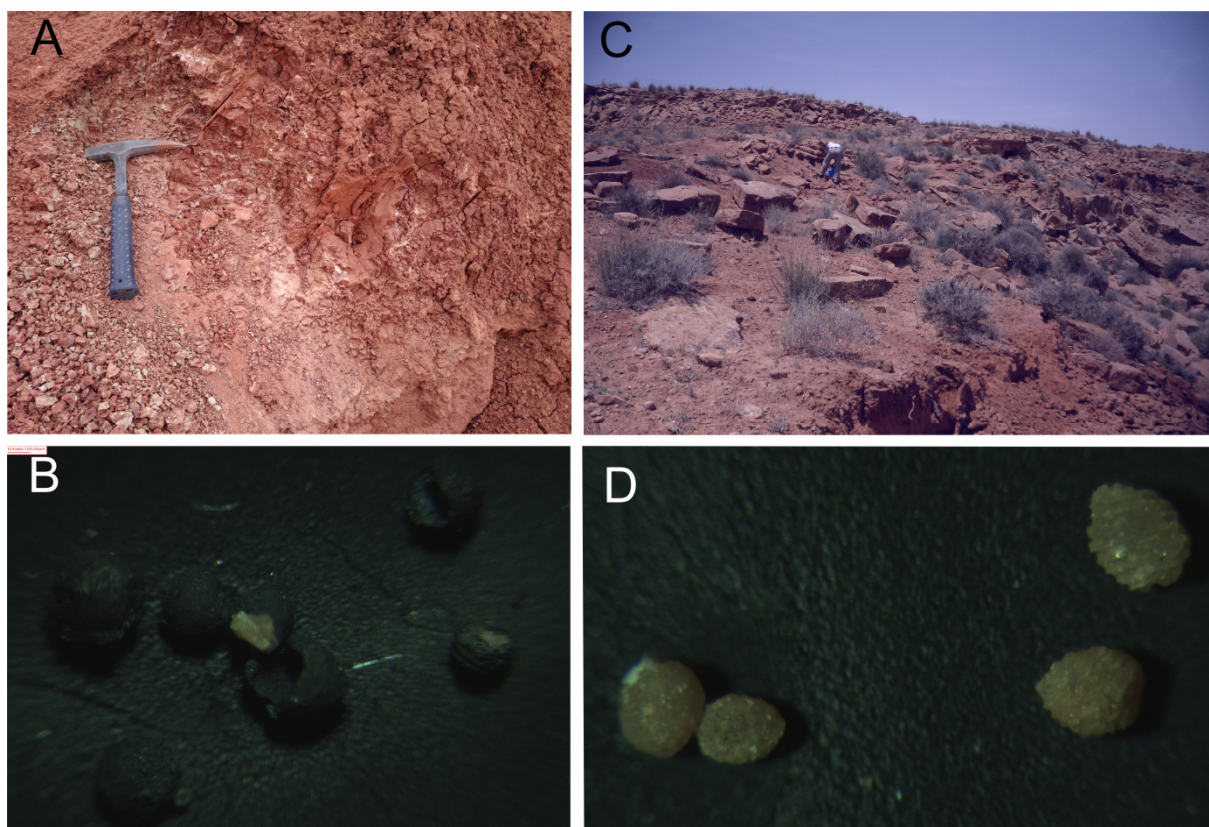


Figure 44 : Illustration photographique des faciès argileux à charophytes (FS2). A. Faciès argileux rougeâtres tâcheté de vert. B. Gyrogonites de charophytes noirâtres mais conservés trouvés dans le niveau précédent. C. Faciès argileux rougeâtre. D. Gyrogonites de charophytes recristallisés, très mal conservés récoltés dans le niveau argileux précédent.

b. Interprétation de l'environnement sédimentaire

Le secteur de l'Oued Retem offre une série sédimentaire d'âge Campanien-Maastrichtien. Il est dominé par des faciès gréseux (FS1) rougeâtres à stratifications planes et parallèles ou obliques, ainsi que de fréquentes structures chenalisées. Entre les bancs gréseux s'intercalent des argiles (FS2) à gyrogonites de charophytes. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts d'un milieu fluviatile (fig. 45). Les structures de types « slumps » indiquent une masse de sédiments encore gorgée d'eau repris en glissements synsédimentaires sous l'action d'une surcharge par arrivée brutale de matériel, ou de chocs violents d'origine *sismique*.

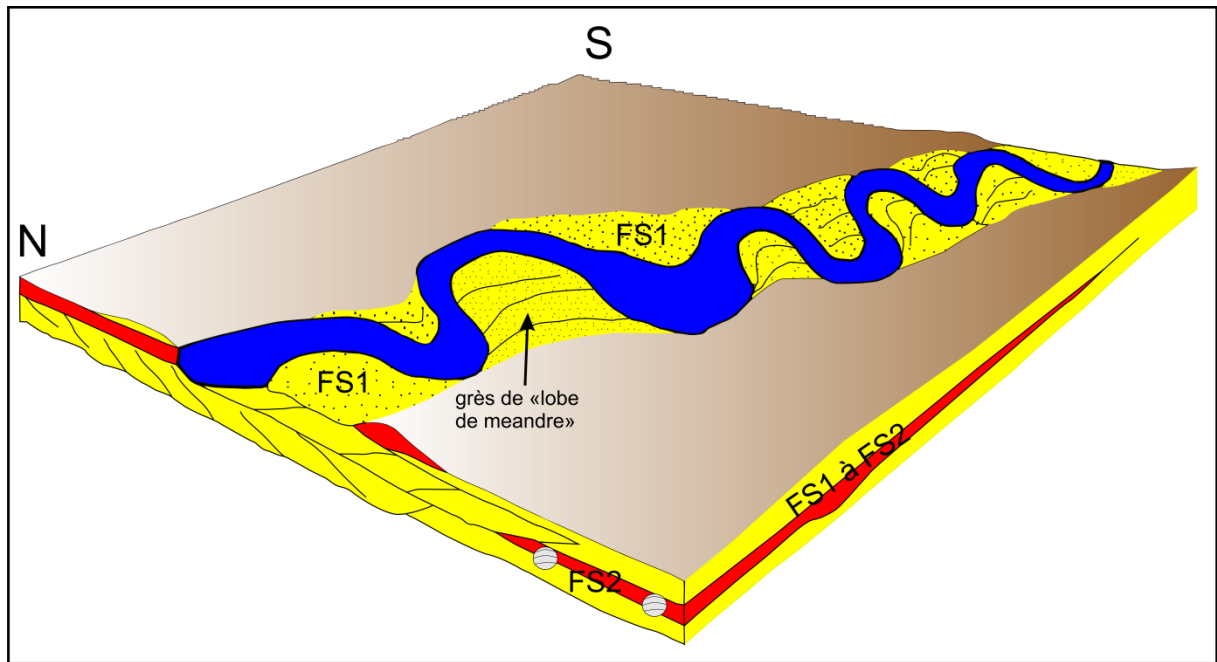


Figure 45 : Répartition de lithofaciès dans les différentes parties d'un chenal à méandres dans la partie nord-ouest de l'Atlas saharien occidental (série de l'Oued Retem).

3.2. Le Paléogène du secteur de Rhelida-Tismert

3.2.1. Série de l'Oued Tafarahit

a. Inventaire et interprétation des faciès

La série détritique d'âge Yprésien inférieur de l'Oued Tafarahit peut être divisée en trois faciès sédimentaires : micro-conglomérats (FS1), grès (FS2) et argiles (FS3).

FS1. Faciès microconglomératique

Ce faciès apparaît dans les parties inférieure et médiane de la coupe de l'Oued Tafarahit. Il s'agit de chenaux microconglomérats (fig. 46 ; A et B) d'épaisseur centimétrique à décimétrique, à base érosive. Ils sont formés de galets calcaires sub-arrondis, de taille inférieure à 2 cm, mais grano-décroissants. Ces galets sont mêlés dans une matrice gréseuse. Ces micro-conglomérats sont déposés dans un milieu aquatique d'énergie hydrodynamique moyenne à élevée.

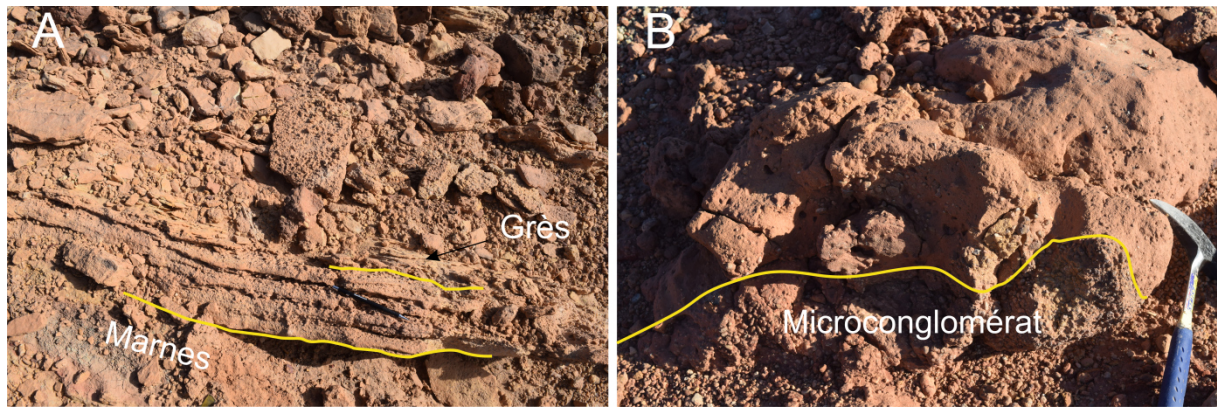


Figure 46 : Illustration photographique de faciès microconglomératiques de l'Oued Tafarahit. A. Banc microconglomératique grano-décroissant, intercalé entre des faciès marneux et gréseux. B. Banc grés-microconglomératique.

FS2. Faciès gréseux

En fonction des structures et des éléments architecturaux, on peut les regrouper en trois sous-faciès :

FS2a. Grès à SSDS (*Soft-sediment deformation structures*) (fig. 47 ; A, B et C)

Ce sous-faciès est observé dans la partie médiane de la Formation de l'Oued Tafarahit. Il correspond à des bancs gréseux à grains fins, présentant des figures de charges (load-cast), des structures de type « slumps » et des laminations convolutées.

Ces structures de déformation de sédiments meubles sont liées aux variations latérales de la distribution de charge sédimentaire lorsque le substrat sous-jacent est mou et perd sa capacité à supporter les sédiments sus-jacents (Owen, 2003). Elles pourraient résulter aussi d'influences sismiques (Allen, 1984 ; Weaver, 1976 ; Sánchez *et al.*, 2013). Ce type de structure se trouve parfois en association avec d'autres structures telles : slumps, laminations convolutées, pseudonodules, structures de piliers. Il constitue des structures de déformation des sédiments mous ou meubles. Dans le contexte de la région d'étude, la présence de ces structures est peut être liée aux événements tectonique syn-sédimentaires qui ou plutôt coïncide avec la phase orogénique atlasique (Ritter, 1902 ; Mahboubi, 1983 ; Mahboubi, 1995 ; Bassoullet, 1973). Ces structures de réarrangement hydrostatiques ne sont pas restreintes à un environnement particulier.

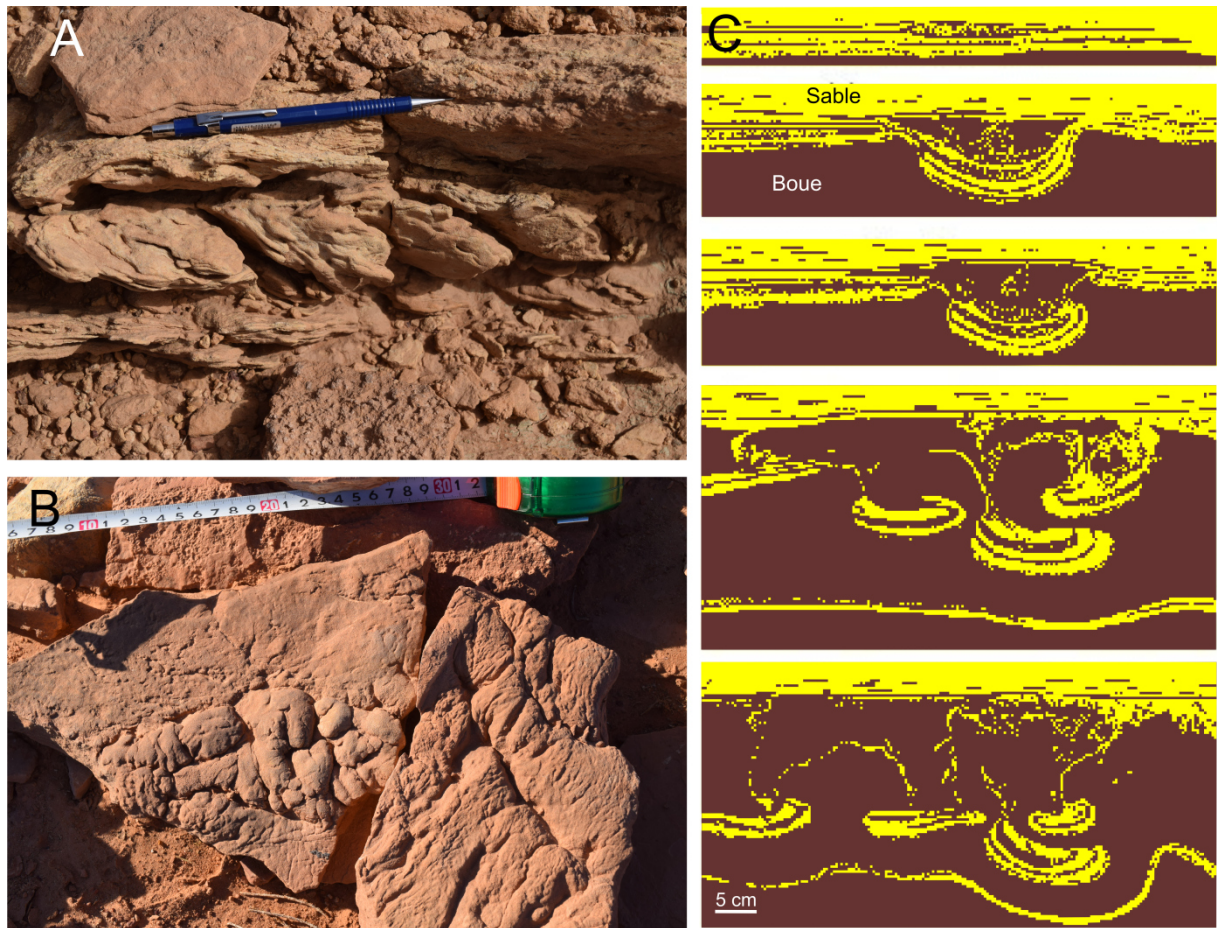


Figure 47 : Illustration photographique des grès à SSDS (FS2a). A. Banc de grès rougeâtres montrant des figures types séismites. B. Figures de charges en forme de miches centimétriques à la partie inférieure d'un banc de grès. C. Détail expérimentaux montrant les processus sédimentaires de développement des figures de charges (d'après Keunen, 1965).

FS2b. Grès à structures de bioturbation (fig. 48 ; A, B et C)

Ce sous-faciès caractérise la partie sommitale de la formation étudiée. Il est composé de bancs gréseux à grains fins, de couleur brun-rouge foncée, d'épaisseur centimétrique à décimétrique ; leur surface est le plus souvent modelée par des rides d'oscillation asymétriques moulant des traces fossiles de locomotion attribuées aux ichnogènes *Sphaerapus*, *Dendroidichnites*, *Kouphichnium* et *Selenichnites*.

Ces ichnofossiles sont élaborés par des arthropodes vivant dans les eaux douces ou sur leurs limites (Robert *et al.*, 2007 ; Lucas *et al.*, 2013 ; Spencer *et al.*, 2013).

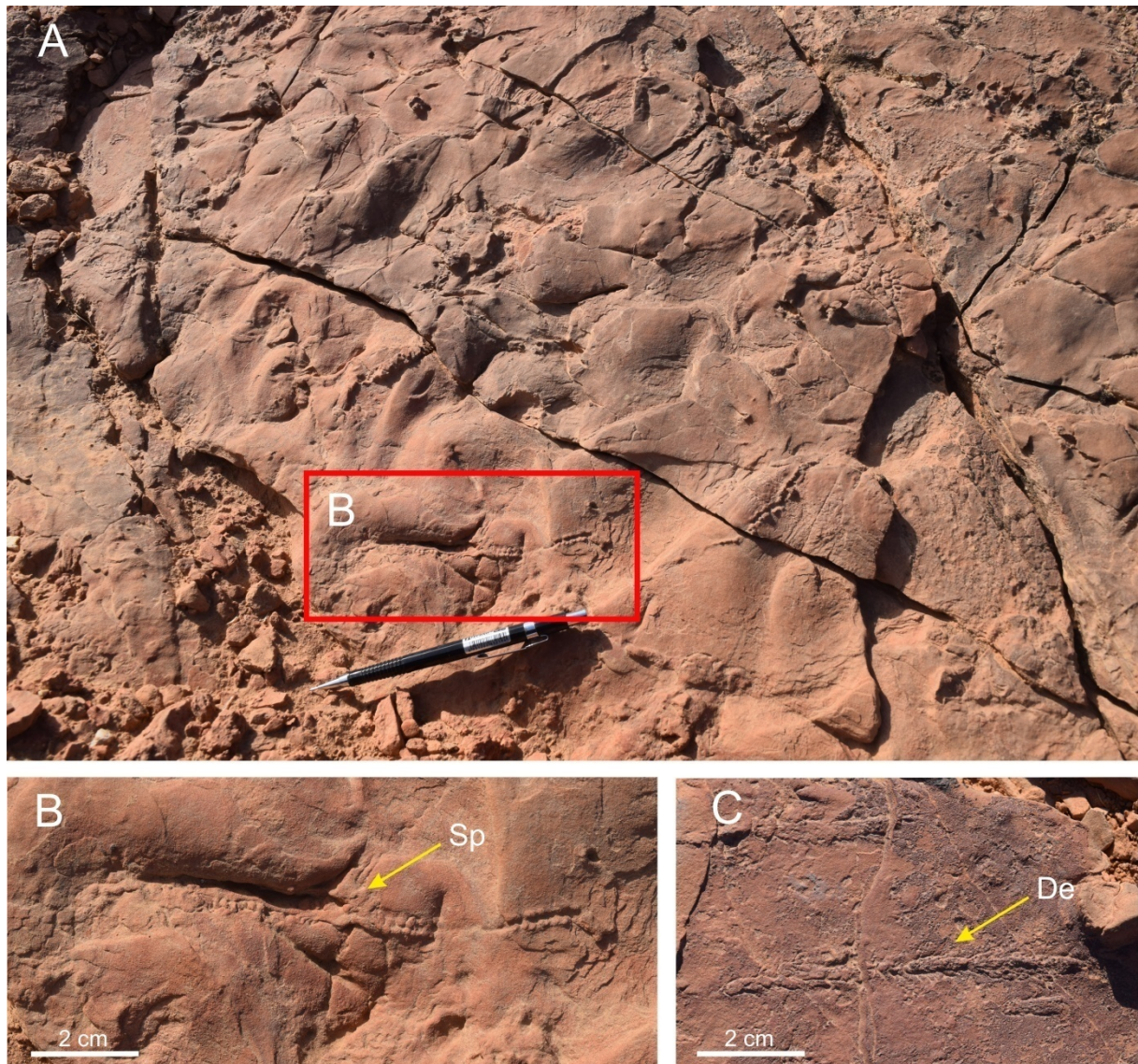


Figure 48 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux à structures biosédimentaires (FS2b). A. Surface d'un banc gréseux (à grand échelle) montrant des rides de courants asymétrique associés à de terriers de type *Sphaerapus*. B. Surface du banc précédent montrant le détail de l'ichnogenre *Sphaerapus* Hitchcock 1858. C. Surface d'un banc gréseux rougeâtre montrant des traces de locomotions attribuable à l'ichnogenre *Dendroidichnites* Demathieu 1992.

FS2c.Grès à laminations parallèles (fig. 49 ; A et B)

Ce faciès est représenté par des bancs gréseux d'épaisseur décimétrique (0.60-1 m), à grain fin, de couleur rougeâtre ou grisâtre et à laminations planes et parallèles. Il s'agit d'un dépôt par courants tractifs unidirectionnels et de faible énergie hydrodynamique (Miall, 2006).

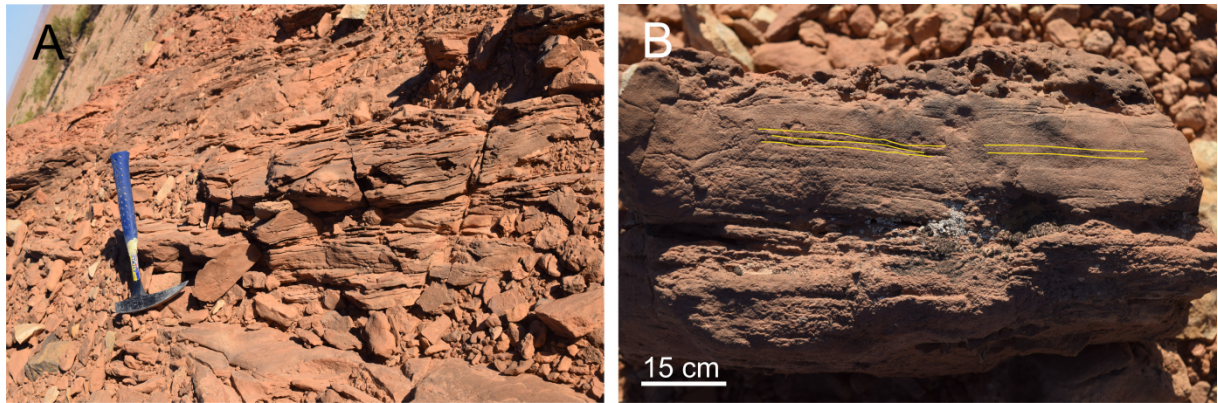


Figure 49 : Illustration photographique de grès à laminations parallèles. A. Grès rougeâtre à laminations parallèles. B. Grès grisâtre laminés.

FS3.Faciès argileux

Ce faciès est très répandu dans la série détritique de l'Oued Tafarahit. Il est représenté par des couches d'argiles rouges ou verdâtres (fig. 50 ; A et B) qui se chargent parfois de silt jaunâtre ou de gypse. Le tri des résidus de lavage a montré la présence de riche flore de charophytes (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis*, *Nitellopsis (Tectochara) thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara sp.*), d'ostracodes (*Neocyprideis meguerchiensis*, *Herpetocypris sp.*, et *Cyprinotus ? sp.*), de characiformes (*Alestini sp.*) et d'osteoglossiformes (*Heterotis sp.*).

Les cristaux gypseux dans les marnes, pourrait indiquer un environnement relativement aride, avec des conditions favorables à la précipitation des ions de sodium dans un milieu saumâtre (Warren, 2006 et 2010). Cette interprétation est concordante avec les données de charophytes, en particulier avec le genre *Lamprothamnium* qui atteste une eau à salinité varie.

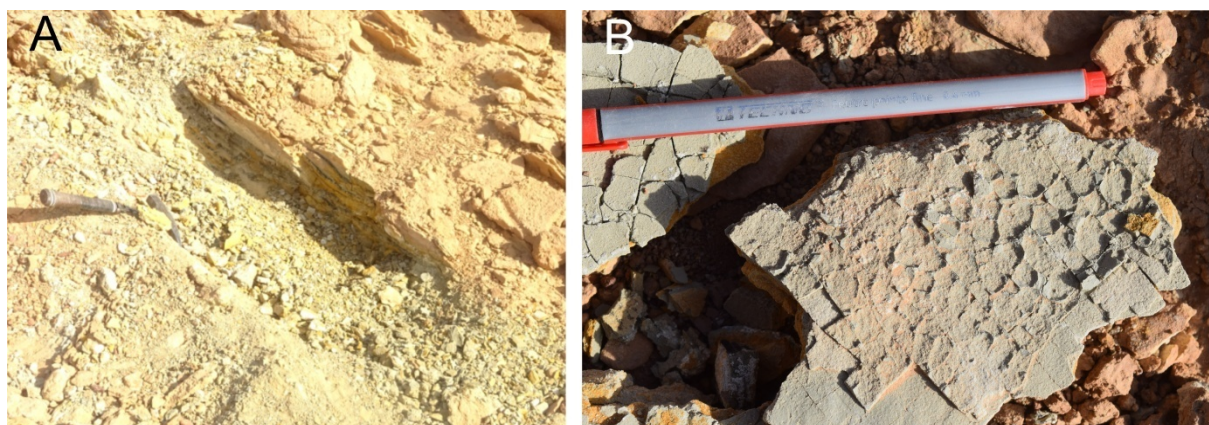


Figure 50 : Illustration photographique de faciès argileux fossilifères de l'Oued Tafarahit. A. Argiles verdâtres et jaunâtres. B. Mini-polygones de dessiccations rencontrés dans les argiles.

b. Interprétation de l'environnement sédimentaire

La tendance granulométrique décroissante, les laminations parallèles et obliques, la présence des traces fossiles d'origine continentale démontrent que la série étudiée s'est déposée dans un milieu fluvio-lacustre (fig. 51) soumis à des périodes de crues et d'assèchement. Les passées microconglomératiques et l'absence de bioturbation dans le faciès gréseux à passées grossières sont dues au niveau hydrodynamique élevé probablement en relation avec des périodes de crues. Les passées microconglomératiques (fig. 46) et l'absence de bioturbation dans le faciès gréseux à passées grossières sont dues au niveau hydrodynamique élevé probablement en relation avec des périodes de crues. Les fentes de dessiccation et les passées évaporitiques traduisent des périodes d'assèchement. Les espèces de charophytes mentionnées dans la région d'étude, faciès argileux (fig. 50) sont reconnues dans des faciès saumâtre et limnique. Ces faciès sont caractéristiques d'un milieu lacustre, fluvio-lacustre ou d'un complexe laguno-lacustre (Anadón et Feist, 1981 ; Soulié-Märsche *et al.*, 1991 ; Ullastre et Masriera, 1998 ; Mebrouk *et al.*, 2013). Le changement marqué est sans doute lié à des apports d'eau douce sporadiques, potentiellement saisonniers (Carbonnel *et al.*, 1988a-b). Effectivement, la barre sommitale de grès rougeâtre Ot-24 montre la présence de quatre ichnogenres (fig. 24 et fig. 48): *Sphaerapus*, *Dendroidichnites*, *Selenichnites* et *Kouphichnium* interprétés comme des terriers de faciès non marin, formé sur la bordure d'un lac (Lucas *et al.*, 2013 ; Fillmore *et al.*, 2017 ; travaux en cours). Ils correspondent au creusement horizontal par terrassement et sont attribués à des arthropodes généralement hexapodes ou myriapodes (Romano et Whyte, 1987 ; Buatois *et al.*, 2016 ; travaux en cours).

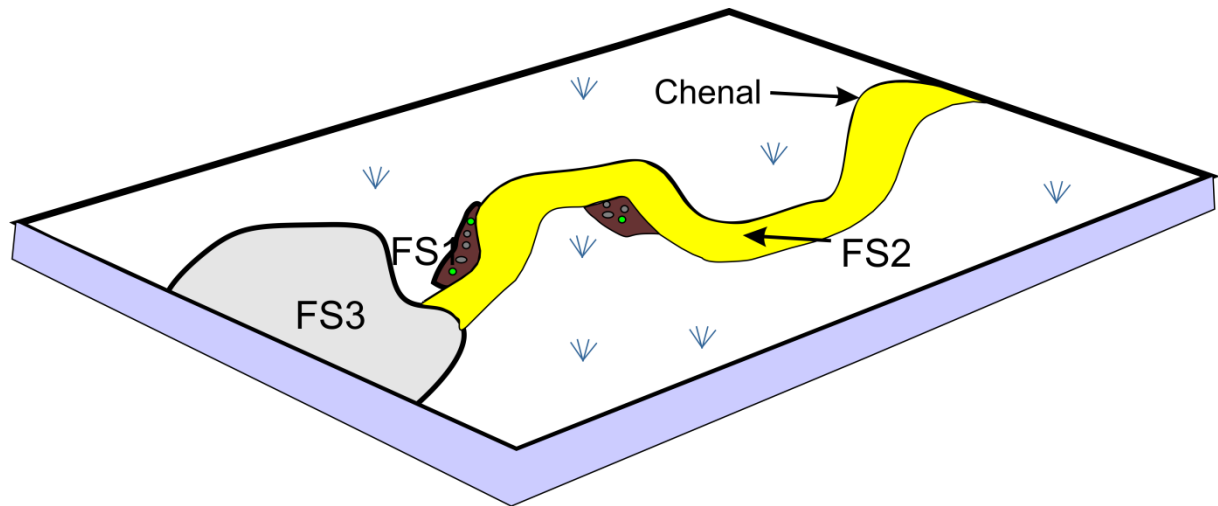


Figure 51 : Distribution de faciès sédimentaire dans l'aire de l'Oued Tafarahit ; FS1. Faciès microconglomératique, FS2. Faciès gréseux, FS3. Faciès marneux fossilifères.

3.2.2. Série de Kherouaa

a. Inventaire et interprétation des faciès

Trois faciès détritiques (FS1 à FS3) ont été identifiés et décrits dans la série éocène de l'Oued El Kherouaa :

FS1. Faciès conglomératique

Ce faciès domine la série étudiée. Il se présente sous forme de chenaux conglomératiques à bases érosives, d'épaisseur variable (fig. 52 ; A, B et C). Ces conglomérats sont constitués d'une matrice gréseuse remaniant des galets gréseux et calcaires d'âge Jurassique ou Crétacé, hétérométriques (millimétriques à décimétriques), bien arrondis et à grano-classement positif.

Ce faciès est le résultat d'arrachement des éléments rocheux depuis un substrat mésozoïque sous l'action de forts courants hydrodynamiques.

FS2. Faciès gréseux

En fonction des éléments constitutifs, et des structures sédimentaires, le faciès gréseux de l'Éocène de Kherouaa peut être subdivisé en quatre sous-faciès.

FS2a. Grès bioturbé (fig. 53 ; A et B)

Il correspond à des bancs gréseux à grains fins ou moyens, à terriers verticaux de longueur centimétrique à décimétrique correspondant à des *Skolithos linearis* (Haldeman, 1840).

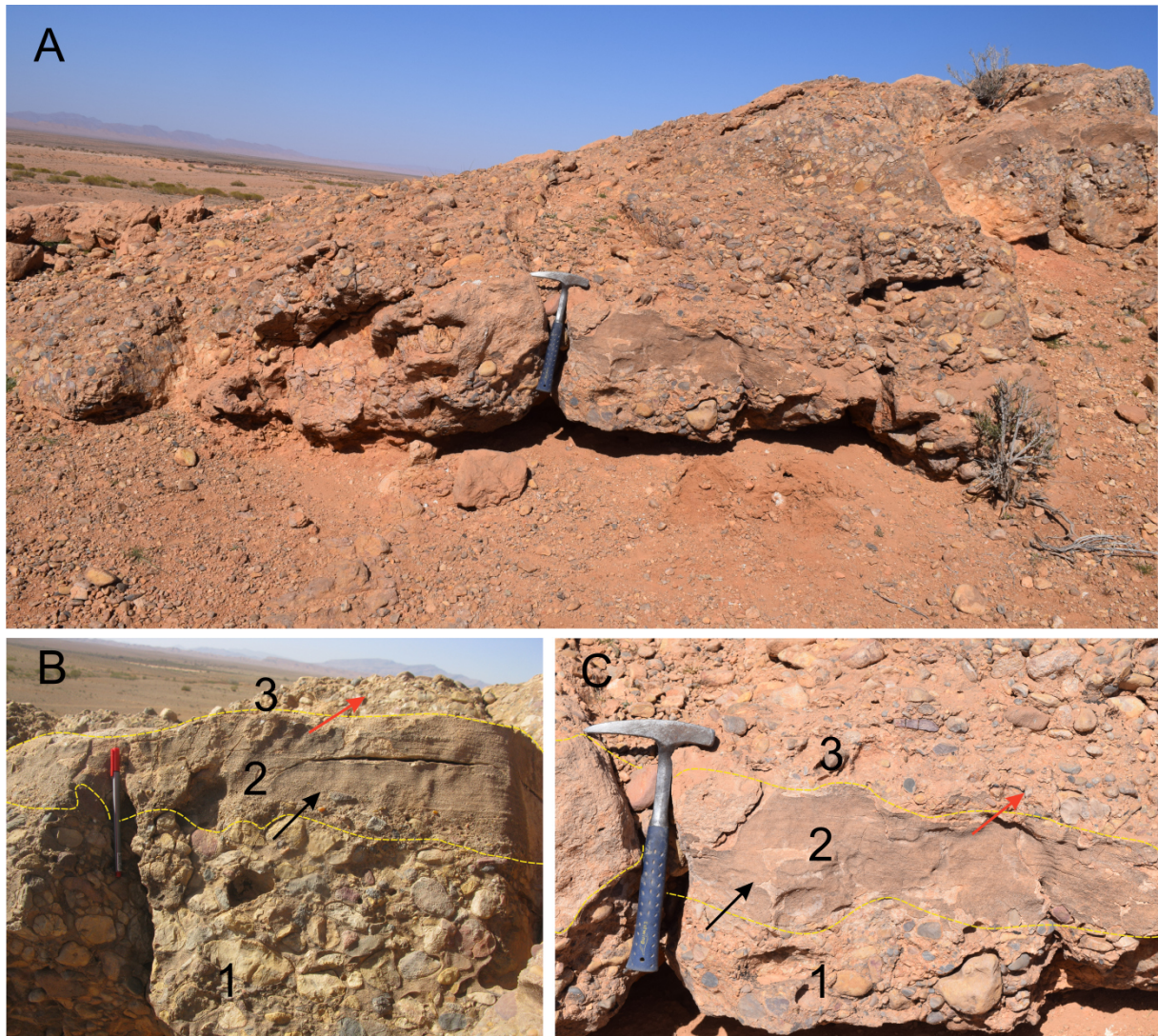


Figure 52 : Illustration photographique des faciès conglomératiques (FS1). A. Barre conglomératique longitudinale à granulométries grano-décroissants. B et C. Détail de la barre précédente montrant la succession de trois termes (a, b et c). Un passage progressif (flèche noir) de a à b et un passage plus brutal (flèche rouge) de b à c. Cette succession indiquant la fluctuation des conditions hydrodynamiques.

Les Skolithos sont considérés traditionnellement comme des terriers élaborés par des organismes vermiformes filtrant dans des lithofaciès à haute énergie et en eau peu profonde. La plupart des occurrences de *Skolithos* dans les enregistrements géologiques peuvent être interprétées comme telles en toute sécurité, mais certains exemples manifestement terrestres construits par d'autres organismes, ont été récemment découverts (Martin, 2006 ; Baucon *et al.*, 2014).

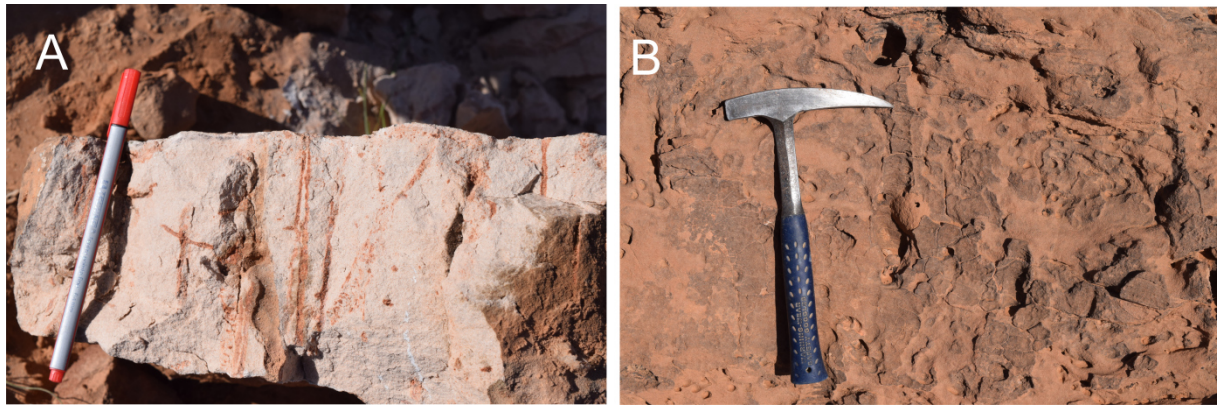


Figure 53 : Illustration photographique des faciès gréseux (Oued El Kherouaa de Tismert, secteur de Rhelida-Tismert, partie Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental). A : grès à terriers remplis d'argiles rouges. B : Grès bioturbés (*Skolithos linearis*).

FS2b. Grès slumpés (fig. 54)

Ce sous-faciès se présente sous forme de bancs gréseux en plaquettes ondulés (slumps). Cette ondulation résulte d'un matériau déformable hydratée (sédiments sous aquatiques) qui a subi d'un glissement syn-sédimentaire sous l'action d'un effet gravitaire ou pourrait être encore lié aux effets de la tectonique. Le phénomène de slumping se produit au cours de la sédimentation ou au sein d'un dépôt tout juste formé, meuble ou encore gorgé d'eau.



Figure 54 : Illustration photographique des grès slumpés (FS2b).

FS2c. Grès à stratifications obliques et entrecroisées (fig. 55 ; A et B)

Ce type de faciès occupe la partie médiane et supérieure de la Formation détritique de Tismert (Oued Kherouaa). Il s'organise en bancs chenalisants à stratifications obliques angulaires ou tangentielles et entrecroisées, marquant des périodes d'écoulements fluviatiles mono-directionnels.

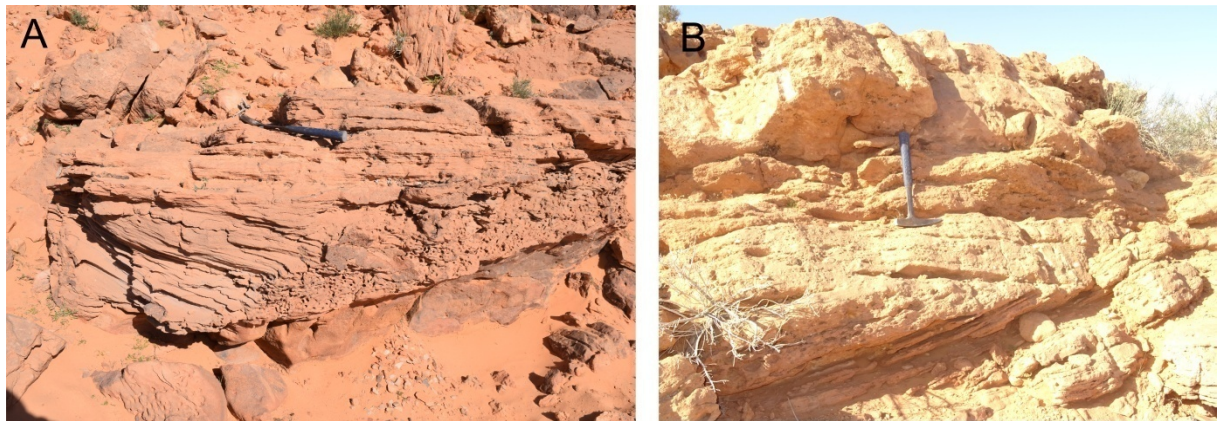


Figure 55 : Présentation photographique des faciès gréseux à stratifications obliques. A. Grès à stratifications obliques inclinées recouvertes de stratifications tabulaires. B. Faisceaux de grès chenalisés obliques ou tangentielles.

FS2d. Grès à stratification en auge (fig. 56 ; A, B et C)

Il correspond à des bancs gréseux à grains moyens ou grossiers présentant des stratifications en auge.

La structure en auge peut être le résultat de courants hydrauliques en relation avec la migration latérale (aggradation) des sédiments dans le chenal (Leclair et al, 1997 ; Mack et leeder, 1999). Ces structures sont très fréquentes dans les dépôts fluviatiles multi-chenal de type tresse (Fraziez et Osanik, 1961 ; Harms *et al*, 1963 ; Dott, 1970 ; Williams, 1973 ; Jackson, 1980 ; Paul Le Heron *et al*, 2008).

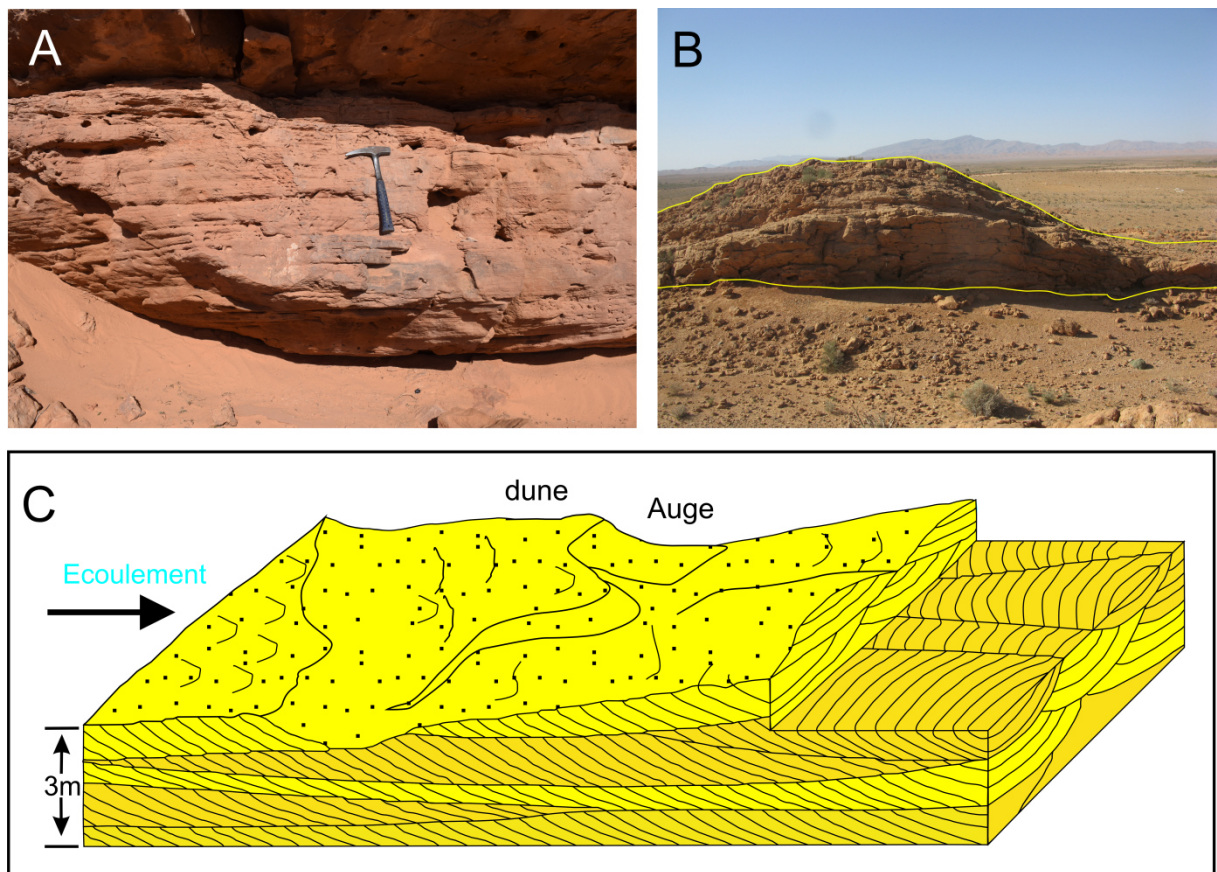


Figure 56 : Présentation des faciès gréseux à stratifications en auges (FS2d). A. Grès à stratification en auge soulignés par des lamines planes parallèles. B. Barre gréseuse longitudinale. C. Bloc diagramme montrant le processus de formation des stratifications en auges (Harms *et al.*, 1975).

FS3. Faciès argileux

Ce faciès se trouve intercalé entre les faciès précédents. Il est composé de couches d'argiles de couleur rouge tâcheté du vert, renfermant des grumeaux de petite taille (fig. 57 ; A, B et C).

Ce faciès argileux a été déposé par processus de décantation. Ces variétés de faciès et couleurs montrent une évolution sédimentaire dans une plaine alluviale.

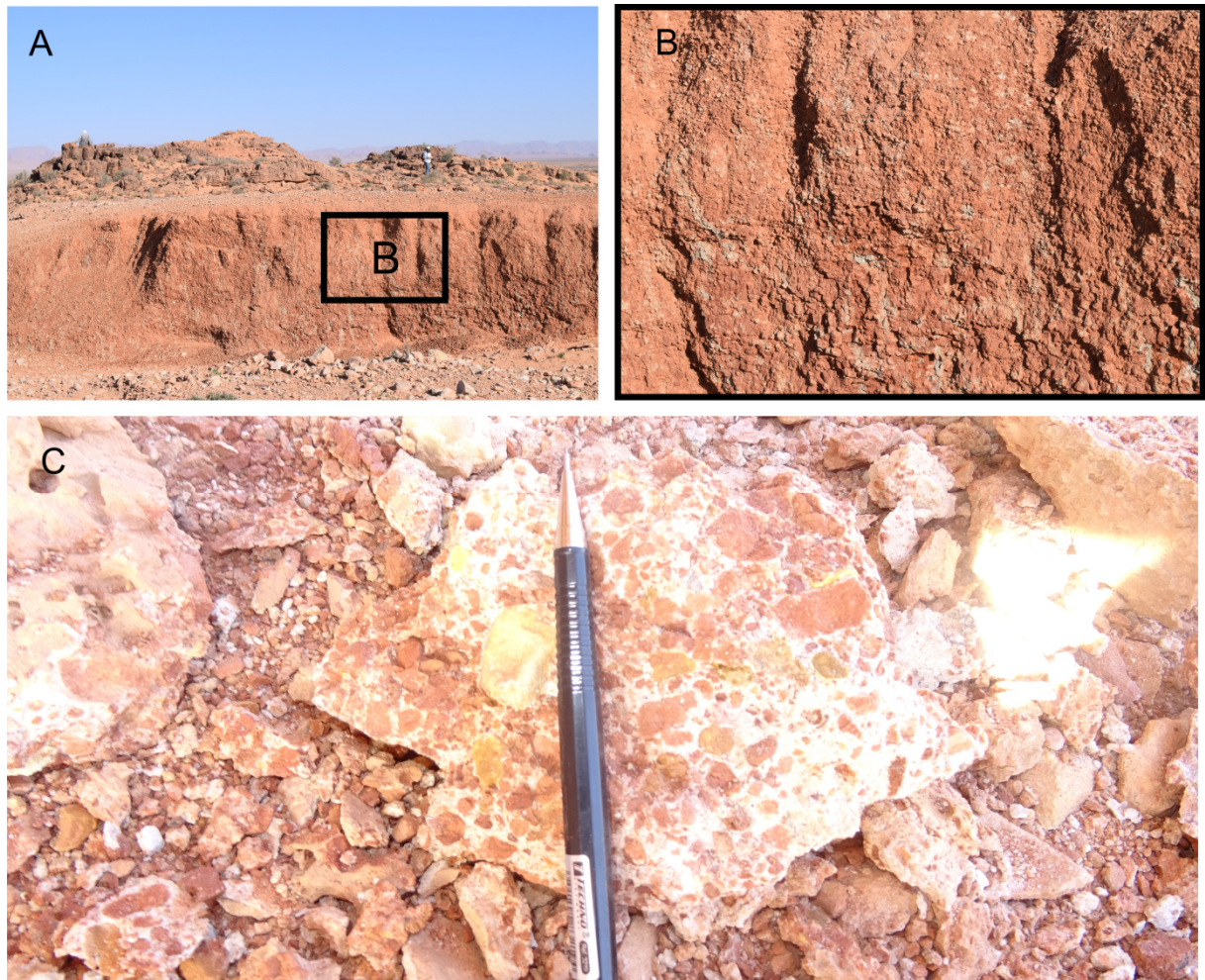


Figure 57 : Présentations photographique des faciès argileux (FS3). A. Argiles rougeâtre à grumeaux. B. Argiles à grumeaux montrant des tâches verdâtres. C. Argiles versicolores à galets mous.

b. Interprétation de l'environnement sédimentaire

La série détritique Éocène de Tismert (Oued El Kherouaa), affleurant sur le rebord septentrional de Djebel Tismert, offre à l'observation une grande variété lithofaciologique. Elle est dominée par des faciès grossiers de forte énergie hydrodynamique. Ces faciès sont mentionnés par des éléments sédimentaires d'origine hydraulique, biogénique et gravitaire. Cependant, ils s'en regroupent en trois principaux types de faciès à granulométrie variée :

Faciès conglomératiques (FS1, fig. 52) montrant l'alternance des lits à granulométrie grossières (galets arrondis de type poudingues) et des lits à granulométrie moyenne à fine (sable à grains luisants). La succession des strates de granulométrie variable ; des alternances de lits à granulométries grossières, et de lits à granulométries fines, pourrait s'interpréter par des fluctuations de régimes d'écoulements fluvial (étiages et crues).

Le faciès gréseux (FS2, fig. 53-56) est dominé par des structures particulières : comme les auges, les dragées de quartz arrachés depuis des terrains secondaire substratum (Jurassique ou Crétacé). Il est fréquent dans les environnements fluviaux de type en tresse.

Le faciès argileux (FS3, fig. 57) est versicolore et à grumeaux. Il est de faible extension latéral et vertical par rapport aux faciès conglomératique et gréseux.

Les faciès seraient caractéristiques de dépôt de cours d'eau à régime particulièrement irréguliers (on a des alternances des épisodes forts apportant des graviers et épisodes faibles apportant des sables), ce qui suggère des périodes à précipitations épisodiques, parfois agressifs, sous un climat tropical à sub-tropical. Elle correspond probablement à des dépôts du fond de chenal.

Enfin, les sédiments analysés au niveau du secteur de Tismert (flanc méridional du synclinal Rhelida-Tismert) sont caractérisés d'une part par l'absence des fossiles et des dépôts de « crevasse splay » typiques de chenaux méandriiforme, d'autre part par la dominance des faciès grossiers (surtout conglomératiques) et d'une association lithofaciologique comprenant des grès à stratifications en auges, des grès à stratifications oblique et tangentielle, des grès à stratifications en auges. Cette association est caractéristique d'un environnement fluvial à réseau en tresse (fig. 58), plutôt dans la partie amont d'un dispositif fluvial.

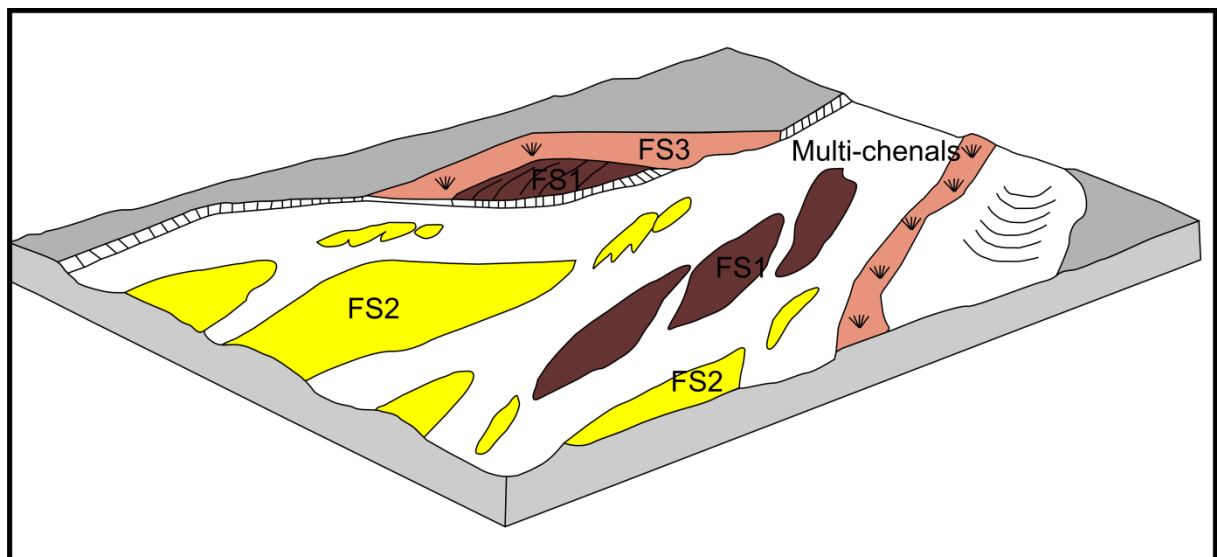


Figure 58 : Modèle montrant le processus de sédimentation dans un système fluvial en tresse de Tismert, et la distribution longitudinale de faciès (Oued El Kherouaa, synclinal de Rhelida-Tismert, partie Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental).

4. Conclusion

L'analyse sédimentologique des terrains crétacés et paléogènes des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental) a montré la présence des faciès de nature lithologique variée. Ces faciès révèlent des structures et des figures d'origine hydrodynamiques, biogéniques, fossilifères ou non fossilifères. Il nous a permis de déterminer quatre environnements de dépôts.

L'enchaînement des sédiments carbonatés et détritiques de Hassi Djeifa est regroupé en quatre faciès : faciès calcaireux, faciès marneux, faciès gréseux et faciès calcaire dolomitique. Cette association lithofaciologique aboutit à définir une plateforme interne néritique et de la plaine côtière associée.

À Oued Retem, les assises détritiques renferment deux faciès : faciès gréseux et faciès argileux, parfois fossilifère à gyrogonites de charophytes. Il s'agit d'alternance de grès et d'argiles, dépourvue en éléments grossiers. Cette association lithologique pourrait correspondre à un milieu fluviatile, caractéristique de la partie aval d'un dispositif fluvial.

Les données sédimentologiques sont regroupées en trois faciès : faciès microconglomératique, faciès gréseux et faciès argileux. La tendance granulométrique décroissante, les laminations parallèles et obliques, la présence des traces fossiles d'origine continentale démontrent que la série yprésienne de l'Oued Tafarahit s'est déposée dans un milieu fluvio-lacustre soumis à des périodes de crues et d'assèchement (Mennad *et al.*, soumis).

La série de l'Oued El Kherouaa renfermant une décharge détritique grossière. Regroupé en trois faciès : faciès conglomératique, faciès gréseux et faciès argileux. Ces faciès correspondent la partie amont (en tresse) d'un appareil fluviatile.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale et perspectives

Le Crétacé et le Paléogène constituent de vastes étendues et d'épaisses séries formant la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque des Monts des Ksour. Cette couverture est représentée par une variété de faciès marins, margino-littoraux et continentaux. Elle a été fortement tectonisée par les phases compressives d'âge éocène (orogénèse atlasique) ayant touchées les domaines atlasique, tello-rifain et pyrénéo-provençal. Ces terrains affleurent largement dans des anticlinaux et/ou dans des synclinaux à grands rayons de courbures orientés Nord-Est/ Sud-Ouest.

Les prospections géologiques et paléontologiques effectuées, dans le cadre de cette étude, sur les deux secteurs Forthassa et Rhelida-Tismert, situés sur les bordures nord-ouest et sud-est de l'Atlas Saharien occidental, nous ont permis d'obtenir de nouvelles données lithostratigraphiques, paléontologiques, paléoenvironnementales et paléobiogéographiques.

- **Dans le secteur de Forthassa**, les affleurements de Hassi Djeifa et de l'Oued Retem nous ont livrés les résultats lithostratigraphiques et paléontologiques suivants:

La coupe de Hassi Djeifa montre une série sédimentaire constituée de deux formations lithostratigraphiques :

- (1) la Formation de Mdaouer est représentée seulement par l'unité supérieure. Il s'agit d'une alternance marno-calcaire admettant des intercalations silicoclastiques chenalisés. Huit niveaux marneux rougeâtres à verdâtres ont révélé la présence d'une faunule de vertébrés composée de dents isolées de deux batomorphes (*Baharipristis bastetiae* et *Mafdetia tibniensis*), de pycnodontiformes et de squamates (lézards pleurodotes) associés avec une microfaune benthique d'ostracodes (*Damonella* sp. 1, *Damonella* sp.3, *Paracypria* ? sp., *Ilyocypris* ? sp., *Cypridea*), de gastéropodes (e.g. *gyroides*) et de bivalves hétérodotes indéterminables. Les niveaux marneux inférieurs ont livré aussi une microflore fossile représentée par des gyrogonites de charophytes très mal conservés.

- (2) la Formation de Rhoundjaïa est représentée par une barre de calcaires dolomitiques à silex. Les silex sont mis en reliefs sous forme des rognons ou de lits continus. Ces bancs n'ont pas fourni de fossiles.

La série de l'Oued Retem est composée de deux unités informelles :

- (1) unité argilo-gréseuse : elle est constituée d'une alternance d'argiles de couleurs rouges et de grès. Les niveaux argileux ont livré des gyrogonites de charophytes indéterminables. Les grès, intercalés de niveaux argileux et de structure tabulaire, montrent des stratifications parallèles et des litages obliques, des slumps et des terriers biogéniques dominés par des formes cylindriques de type Skolithos.

- (2) unité argilo-gréso-carbonatée ; il s'agit d'une alternance gréso-argileuses coiffée par une carapace calcaire.

- **Dans le secteur de Rhelida-Tismert**, les terrains détritiques étudiés dans les affleurements de l'Oued Tafarahit et ceux de l'Oued Kherouaa montrent que :

- la coupe de l'Oued Tafarahit est constituée de deux membres détritiques : un membre gréso-argilo-microconglomératique surmonté par un membre gréso-argileux.

- (1) le membre gréso-argileux à passée microconglomératique, montrent des niveaux chenalisés et plus ou moins continus latéralement. Les sédiments fins traités par lavage-tamissage n'ont pas donné de fossiles.

- (2) le membre gréso-argileux est formé de bancs gréseux rougeâtre en alternance avec des argiles verdâtres. Les bancs gréseux montrent des rides de courants et des ichnofossiles variées : *Sphaerapus* isp., *Dendroidichnites* isp., *Kouphichnium* isp. et *Selenichnites* isp. Les argiles verdâtres ont livré une microfaune d'ostracodes (*Neocyprideis meguerchiensis*, *Herpetocypris* ?sp., et *Cyprinotus* sp.), d'actinoptérygien (*Heterotis* sp. et *Alestini* sp.), associées à des gyrogonites de charophytes : *Maedleriella cristellata*, *Lamprothamnium papulosum*, *Peckichara atlasensis* et *Nitellopsis (Tectochara) thaleri* et *Grovesichara*.

- Dans la coupe de l'Oued El Kherouaa, la série montre à l'affleurement deux unités détritiques : unité détritique inférieure et unité détritique supérieure.

- (1) unité détritique inférieure est constituée de sédiments gréso-argileux dépourvue de fossiles, interstratifiés par d'épaisseurs niveaux chenalisés de conglomérats grossiers hétérométriques et hétérogéniques.

- (2) unité détritique supérieure correspond à une succession d'argiles, de grès et de conglomérats. Les grès sont caractérisés par la présence de structures diagénétiques.

Sur le plan biostratigraphique, les attributions stratigraphiques sont discutées à partir des nouvelles données paléontologiques et des observations obtenues sur le terrain.

- À Hassi Djeifa, la Formation de Mdaouer était datée autrefois uniquement par encadrement lithologique. Les micro-restes de vertébrés (batomorphes) et les ostracodes récoltés récemment (Mennad *et al.* 2020) lui attribuent un âge Cénomaniens inférieur (ou moyen) pour sa partie supérieure. La Formation de Rhoundjaïa n'a pas livré de fossiles. Cependant, elle est représentée par des faciès carbonatés similaire à ceux connus dans la partie Est des Monts des Ksour (e.g. Djebel El Rhelida), et est attribuée grâce à des ammonites et à des ostracodes au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (Mebarki *et al.* 2016, Benyoucef *et al.*, 2017).

- À Oued Retem, les niveaux argileux nous ont livré des gyrogonites de charophytes indéterminables. Ces niveaux peuvent être datés du Campanien-Maastrichtien en raison de leurs ressemblances et à leur proximité géographique à des affleurements bien datés situés sur les Hauts plateaux méridionaux marocain (Chassagne *et al.*, 2013 ; Haddoumi *et al.*, 2015).

Dans le secteur de Rhelida-Tismert, les dépôts étudiés sont cartographiés comme Cénozoïque continental sans précision stratigraphique.

- À Oued Tafarahit, les niveaux argileux traités nous ont livré, pour la première fois, une association de gyrogonites de charophytes en très bon état de conservation. Cette association est constituée de quatre espèces *Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis*, *Nitellopsis Tectochara thaleri* et *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara* associées à une espèce d'ostracode *Neocyprideis meguerchiensis*. Cet assemblage a permis d'assigner un âge yprésien inférieur au membre supérieur de la Formation détritique de l'Oued Tafarahit.

- À Oued Kherouaa, sur le pied septentrional du Djebel Tismert, la série sédimentaire étudiée est représentée par des décharges conglomératiques grossières intercalées dans une succession de grès et d'argiles. Les fouilles paléontologiques ainsi que les échantillons traités n'ont pas fourni de fossiles. Par ailleurs, ces niveaux sont légèrement inclinés vers le Nord (suivant le pendage des marno-calcaires d'âge Cénomano-Turonien), ce qui pourrait correspondre aux événements tectoniques intra-éocène attribués aux différentes phases de

l'orogénèse atlasique ayant affecté l'Atlas Saharien (Bensalah *et al.*, 1988, Bensalah (1989) et les Nementcha par Coiffait *et al.* (1984) et Mahboubi (1995) à la base de l'Éocène supérieur.

Sur le plan paléoécologique, les ostracodes du Cénomaniens de Hassi Djeifa sont caractéristiques d'un milieu oscillant entre les eaux dulçaquicoles, oligohaline, mésohaline à caractères mixte dont la salinité fluctue au gré des marées (Maddocks *et al.*, 1993).

Les ostracodes yprésiens de l'Oued Tafarahit sont caractéristiques d'un milieu oscillant entre les eaux dulçaquicoles à euhalin, dont la salinité change entre 0 et 35 ‰. En revanche, les actinoptérygiens (*Alestini* et *Heterotis*) sont strictement dulçaquicole voir archéolimnique.

Sur le plan paléoenvironnemental, quatre environnements de dépôts ont été distingués.

Le Cénomaniens inférieur de la Formation de Mdaouer composée par des faciès carbonatés et détritiques est caractérisée par une épaisseur constante. Il s'agit de dépôts de plaine côtière, épisodiquement envahi par des courants de marées et de tempêtes. Cependant, la barre carbonatée (épaisse) de la Formation de Rhoundjaïa pourrait correspondre à un milieu marin très peu profond, favorisé par des conditions de formation de silex.

Le Campanien-Maastrichtien de la série de l'Oued Retem est souligné par des faciès détritiques fins de grès et d'argiles, parfois à bar de méandre. Ces dépôts témoignent de l'installation des conditions fluviales méandriformes.

L'Yprésien inférieur de la Formation de l'Oued Tafarahit est entièrement détritique correspond à une séquence fluviale composée de micro-conglomérats, de grès à ichnofossiles, et d'argiles. Elle pourrait correspondre la partie avale d'un dispositif fluvial où l'hydrodynamisme est communément faible.

L'Éocène moyen de la Formation de l'Oued El Kherouaa correspond à des sédiments détritiques grossiers et chenalisés. Ceux-ci plaident en faveur d'un milieu fluviale en tresse, installé vraisemblablement dans la partie amont où l'énergie hydrodynamique est très forte.

Sur le plan paléobiogéographique, les deux batomorphes recueillis dans les marnes cénomaniennes de Hassi Djeifa ont confirmé nettement une affinité téthysienne, et un échange faunistique sur la marge méridionale de la téthys. Aussi, la répartition biogéographique des charophytes nous a permis de préciser une relation biostratigraphique entre les bassins Maghrébins et ceux de l'Europe du Sud pendant l'Éocène inférieur. Cette affinité pourrait induire une homogénéité des conditions climatique et paléoécologique. Enfin, les

actinoptérygiens (*Heterotis* et *Alestini*) ont permis de rétablir une affinité paléogéographique (par l'intermédiaire d'une connexion hydrographique), pendant le Paléogène, à travers la plaque arabo-africaine.

Les résultats obtenus dans ce travail offrent de nouvelles perspectives pour combler les lacunes de données constatés dans le Crétacé et dans le Paléogène des Monts des Ksour (Atlas Saharien occidental). Les perspectives envisageables pour les recherches à venir concernant notamment la stratigraphie, la palynologie, la géochimie, la paléogéographie.

- En terme de la stratigraphie, il serait intéressant de continuer les prospections géologiques et les fouilles paléontologiques dans les affleurements du Crétacé et du Cénozoïque des Monts de Ksour pour compléter l'inventaire fossile et apporter de nouvelles précisions stratigraphiques.

- En terme de géochimie, dans le même sens, une étude géochimique basée sur l'utilisation des techniques spécifiques (analyses des isotopes d'Oxygènes et des éléments traces), paraît utile pour identifier les différents événements géochimiques et climatiques caractérisant l'Yprésien et le Cénomaniens des Monts des Ksour.

- En matière de palynologie, l'étude des niveaux détritiques rougeâtres fluviaux de Kherouaa et l'analyse palynologique seraient intéressantes pour reconstruire le paysage, le climat et les changements climatiques.

- Entamer une étude ichnologique approfondie sur le Paléogène continental du bassin des Ksour et des bassins voisins.

- En terme de paléogéographie, la réalisation de cartes paléogéographiques sera indispensable pour comprendre l'évolution paléogéographique des Monts des Ksour au Crétacé et au Paléogène.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

A

- Adaci, M., 2001. Les Hammadas paléogènes à l'Ouest de Béchar (Hammada de Oum Es Sebâa et de Méridja). Biostratigraphie, sédimentologie et corrélation. Magister, *Université d'Oran*(Algérie), 104p., 15fig., 11pl.
- Adaci, M., 2012., Le Paléogène continental du Sud Ouest Algérien (Lithostratigraphie, paléontologie et sédimentologie). Thèse de Doctorat, *Université de Tlemcen*, 38fig., 19tab., 20pl.
- Adaci, M., Bensalah, M., Mahboubi, M., Kazi-Tani, O. 2005. Découpage lithostratigraphique des hammadas tertiaires de la région de Béchar et de Beni Abbès (Sud-Ouest algerien). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, Vol. 18, N°. 3-4, 2006, pp. 145-149.
- Adaci, M., Tabuce, R., Mebrouk, F., Bensalah, M., Fabre, P.-H., Hautier, L., Jaeger, J.-J., Lazzari, V., Mahboubi, M., Marivaux, L., Otero, O., Peigne, S., Tong, H., 2007. Nouveaux sites à vertébrés Paléogènes dans la région des Gour Lazib (Sahara nord-occidental, Algérie). *Compte Rendu de paleovol6*, 535-544.
- Adaci, M., Bensalah, M., Rodolphe, T., Mebrouk, F., Marivaux, L., Otero, O., Zaoui, D., Benyoucef, M., Mahboubi, M., 2016. L'Éocène continental du complexe de Gour Lazib (Sahara Nord-occidental, Algérie). *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie* 19, 63-89.
- Agassiz, L. 1833.-1844. *Recherches sur les poissons fossiles* 3. Imprimerie de petitpierres Neuchâtel, 1420p.
- Ahr, W.M., 1973. The carbonate ramp-an alternative to the shelf model. *Trans., Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 23 : 221-225.
- Aït-Ouali, R., 1991. Le rifting des Monts des Ksour au Lias. Organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées. Place dans les ouvertures mésozoïques du Maghreb. *Thèse de doctorat ès sciences, Université d'Alger*, 297p., 147fig., 16tab., 6pl.
- Allen, J. R.L., 1962. Feston bedding. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.*, 3, 1-20.
- Allen, J. R. L., 1984. Sedimentary structures, developpement in sedimentology 30. *Elsevier, Amsterdam*, 593-663.

- Alm eras, Y., Elmi, S., Mekahli, L., Ouali-Mehadji, A., Sadki, D., Tlili, M., 1994. Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc, Alg erie). *Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale* 5, 219-241.
- Al-Ramadan, K., Franks, S-G., Al-Shammari, S., Rees, A., Koeshidayatullah, A., Abu-Khamsin, S. 2017. Depositional and diagenetic Barriers, Baffles and conduits : permian-carboniferous Unayzah reservoir, Nuayim field, central Saudi Arabia. *Journal of petroleum geology* 40, 85-103.
- Anadón, P., Feist, M., 1981. Charophytes et biostratigraphie du Paléogène inférieur du bassin de l'Ebres oriental. *Palaeontographica* 178, 143-168, 4pl.
- Anderson, F.W., 1966. Some British Jurassic and Cretaceous ostracodain : New genera of Purbeck and Wealden ostracoda. *Bulletin of the British Museum Natural History* 9,433-487.
- Andreu, B., Haddoumi, H., Charrière, A., 2016. Ostracodes non marins du Crétacé supérieur des Hauts Plateaux méridionaux, Maroc oriental. *Carnets Geol.* 16, 569-590.
- Apostolescu, V., 1956. Contribution à l'étude des ostracodes de l' oc ne inférieur (s. 1) du bassin de paris. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 11, 1327-1352.
- Argyriou, T., Cook, T.D., Muftah, A.M., Pavlakis, P., Boaz, N.T., Murray, A.M., Pavlakis, P., Boaz, N.T., Murray, A.M., 2015. A fish assemblage from an early Miocene horizon from an early Miocene from Jabal Zaltan, Libya. *Journal of African Earth Sciences* 102, 86-101.
- Azil, A, Ait Ouali, R., 2017. Lithostratigraphy and geodynamic evolution of Lower Cretaceous sedimentary depocenter infilling, in Western Saharan Atlas (Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 283, 2-13.

B

- Babinot, J.F., Colin, J.P., Tambareau, Y., 1996. Late Cretaceous non-marine ostracods from Europe : biostratigraphy, paleobiogeography and taxonomy. *Cretaceous Research* 17, 151-167.

- Baird, W., 1845. Arrangement of British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the club. *History of the Berwickshire Naturalists Clu*, 2, 145-158.
- Baird, W., 1850. The Natural History of the British Entomostraca. *Ray Society, London*, 364pp, pls. 1-36.
- Bassiouni, M., M.A.A., 2002. Middle Cretaceous (Aptian-Early Turonian) ostracoda from Sinai, Egypt. *Neue paläontologische Abhandlungen*, Dresden, Band 5, 123p.
- Bassoullet, J.-P., Iliou, J., 1967. Découverte de dinosaures associés à des crocodiliens et des poissons dans le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien (Algérie). *Comptes-rendus sommaires des séances de la Société géologique de France* 7, 294–295.
- Bassoullet J.P. & Damotte R. 1969. Quelques ostracodes nouveaux du Cénomaniens-Turonien de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie* 12, 130-144.
- Bassoullet, J.-P., 1973. Contribution à l'étude stratigraphique du mésozoïque de l'Atlas Saharien Occidental (Algérie). Thèse de Doctorat d'Etat, Sciences Naturelles, *université de paris VI*, 497 pp., 50 fig., 32 pl.
- Battistini, R., Bourrouilh, F., Chevalier, J-P., Coudray, J., Denizot, M., Faure, G., Fisher, J-C., Guilcher, A., Harmelin-Vivien, M., Jaubert, J., Laborel, J., Masse, J-P., Masse, J-P., Mauge, L-A., Monttaggioni, L., Peyrot-Clausade, M., Pichon, M., Plante, R., Plaziat, J-C., Plessis, Y-B., Richard, G., Salvat, B., Thomassin, B-A., Vasseur, P., Weydert, P. 1975. Éléments de terminologie récifale Indo-Pacifique. *Tethys*, 7, 1, I-III, 111p.
- Baucon, A., Ronchi, A., Felletti, F., Neto de Carvalho, C., 2014. Evolution of Crustaceans at the edge of the end-Permian crisis : Ichnonetwork analysis of the fluvial succession of Nurra (Permian-Triassic, Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410, 74-103.
- Bensalah, M., 1989. L'Éocène continental d'Algérie : importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation. *Diplôme Doctorat, Lyon*, 149p.
- Bensalah, M., Benest, M., Truc, G. 1988. Relation entre phase d'émergence et tectonique compressive au Lutétien sur la bordure sud du bassin Tellien (Algérie). *Compte Rendue de l'Académie des Sciences* 307, 785-788.

- Benyoucef, M., 2012. Le Bassin Crétacé du Guir (Sud-Ouest Algérien) : Caractérisation litho-biostratigraphiques, sédimentologiques et paléogéographiques. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, 220p, 58fig, 12pl.
- Benyoucef, M., Meister, C., Bensalah, M., Malti, F.Z., 2012. La plateforme préafricaine (Cénomanién supérieur-Turonien inférieur) dans la région de Béchar (Algérie), stratigraphie, paléoenvironnement et paléobiogéographie. *Revue de Paléobiologie* 31, 205-218.
- Benyoucef, M., Läng, É., Cavin, L., Mebarki, K., Adaci, M., Bensalah, M., 2015. Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma. *Cretaceous Research* 55, 44-55.
- Benyoucef, M., Mebarki K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, F., Ifrim, C., Malti, F.-Z., 2017. Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research* 78, 34-55.
- Benyoucef, M., Mebarki K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Frau, F., Ifrim, C., Malti, F.-Z., 2017. Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research* 78, 34-55.
- Benyoucef, M., Meister, C., Mébarki, K., Läng, É., Adaci, M., Cavin, L., Malti, F.Z., Zaoui, D., Cherif, A., Bensalah, M., 2016. Evolution lithostratigraphique, paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomanién-Turonien inférieur dans la région du Guir (Ouest Algérien). *Carnets de Géologie* 16 (9), 271-295.
- Berg, L.S., 1937. A classification of fish-like vertebrate. *Bulletin de l'Académie des Sciences de l'URSS*, 1277-1280.
- Berg, L.S., 1940. Classification of Fiches Both Recent and Fossil. *Reprint Edition with English Translation* (1965) *Thai National Documentation Center*, Bangkok, 85-517pp.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Le pichon, X., 1977. From the Tethys ocean to the mediterranean seas ; a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *International Symposium of the structural History of the Mediterranean Bassin*. Split (Yougoslavia) october 1976. Technip, Paris, 143-162.

- Bold, W. A. Van Den., 1963. Upper Miocene and Pliocene ostracoda of Trinidad. *Micropaleontology* 9, 4, pp. 361-424, pl. 1-12.
- Bonaparte, C.L., 1838. Synopsis vertebratorumsystematis. *NuoviAnnali delle ScienzeNaturali (Bologna)* series12, 105-133.
- Bonde, N., 1996. Osteoglossids (Teleostei: Osteoglossomorpha) of the Mesozoic Comments on their interrelationships. In: Arratia, G., Viohl, G. (Eds.), *Mesozoic Fishes-Systematics and Palaeoecology*, Verlag D.F. Pfeil, Munchen, pp. 273-284.
- Bosquet, J., 1852. Description des entomostracés fossiles des terrains tertiaires de la France et de la Belgique. *Mémoires Descr. Carte Géologique Néerlande* 2, 53-126.
- Brady, G.S., 1886. Notes on Entomostraca collected by A. Haly in Ceylon. *J. Linnean Soc* 19, 293-317.
- Brady, G.S., Norman, D., 1889. A monograph of the marine and freshwater Ostracoda of the North Atlantic and of northwestern Europe. I. Podocopa. *Science Proceeding of Royal Dublin Society* 4(2), 63–270.
- Brigaud, B., Durllet, C., Deconinck, J.F., Vincent, B., Pucéat, E., Thierry, J., Trouiller, A., 2009. Facies and climate/environmental changes recorded on a carbonate ramp : a sedimentological and geochemical approach on Middle Jurassic carbonates (Paris bassin, France). *Sedimentology geology* 222, 181-206.
- Bronshtein, Z.S., 1947. Fauna SSSR Rakoobraznye, Tom II, Vypusk 1 ostracoda presnyh vod. 370pp. Academy of Sciences of the HSSR publishers, Moscow. (English Translation 1988 : Freshwater ostracoda-Fauna of the USSR : Crustaceans, vol. II, No. 1. USSPP. AA *Balkema, Rotterdam*).
- Buckup, P.A., 1991. The characidiidae : A phylogenetic study of the south American darters and their relationships with other characiform fishes. *Ph. D, the University of Michigan, Ann Arbor, USA*.
- Busson, G., Cornée, A., 1996. L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur terminal, une revue et une interprétation hypothétique nouvelle. *Publication de la Société Géologique du Nord* 23, 143p.

C

- Cabane, N., 2004. Sols traités à la chaux et aux liants hydrauliques : contribution à l'identification et à l'analyse des éléments perturbateurs de la stabilisation. *Diplôme de Doctorat, Université Jean Monnet-Saint-Etienne*, 190p., 114fig.
- Cai, Y.X., 1988. New data on the Late Cretaceous strata of the Hetao Basin of Nei Mongol, (Inner Mongolia). [In Chinese with English Summary] *Journal of Stratigraphy (Acta Stratigraphica Sinica)* 12, 173-280.
- Cailliet, G.M., Musick, J.A., Simpfendorfer, C.A., Stevens, J.D., 2005. Ecology and life history characteristics of chondrichthyans fish. Chapter 3, P.12-18, in : Fowler, S.L., Cavanagh, R.D., Camhi, M., Burgess, G.H., Cailliet, G., Fordham, S.V., Simpfendorfer, C.A., Musick, J.A (compiler and éditeurs), 2005. Sharks, ray and chimaeras : The status of the chondrichthyan fishes, *States Survey. IUCN/Shark Specialist Group*. IUCN, Gland, Switzerland and Cambridge, UK. X+ 461p.
- Calinavo, L., Dhorn, P., Motalenti, G., Puri, H.S., 1961. The Venice system for the classification of brackish-waters according to salinity. *Pub. Staz. Zool. Napoli*, 33, 611-612.
- Cappetta, H., 1980. Les sélaciens du Crétacé supérieur du Liban. II :Batoïdes.- *Palaeontographica*, Stuttgart., Abt. A, 168 (5-6) : 149-229.
- Cappetta, H., 1987b. Chondrichthyes II-Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchii. In : H.-P. Schultze (Ed.), *Handbook of paleoichthyology* 3B, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, New York : 193pp.
- Cappetta, H., 2012. Chondrichthyes. Mesozoicand Cenozoic Elasmobranchii: Teeth. 513 p., H. P. Schulze (ed.) *Handbook of Palaeoichthyology*, Vol.3E, Verlag Dr Friedrich Pfeil, München.
- Carbonnel, P., Colin, J.P., Danielelopol, D., Löffler, H., Neustrueva, I., 1988b. The paleoecology of limnic ostracodes, a review of some major topics. *Palaeogeography, palaeoecology, palaeoclimatology*, Amsterdam, special issue 62, n°. 1-4, 413-461.
- Carbonnel, P., Mourguiart, P., Peypouquet, J.P., 1988a. Le polymorphisme induit par l'environnement : rôle du rythme saisonnier. *Strata* 4, 1-12.

- Carnicelli, S., Ferrari, G.A., Magaldi, D., Billwiller, G., Dinocera, S., Palmentola, G., Pennetta, G., Zamparelli, V., 1989. Les accumulations carbonatées de type « calcrete » dans les sols et formations superficielles d'Italie méridionale. *Méditerranée*, 51-59.
- Castel, M., Grambast, L., 1969. Charophytes de l'Éocène des Corbières. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 936-943.
- Cavin, L., 2018. Les poissons d'eau douce, 250 millions d'années d'histoire évolutive. *Série de paléobiologie des vertébrés et paléoenvironnements*, 2^{er} édition, p. 205.
- Cavin, L., Tong, H., Boudad, L., Meister, C., Piuze, A., Tabouelle, J., Aarab, M., Amiot, R., Buffetaut, E., Dyke, G., Hua, S., Le Loeuff, J., 2010. Vertebrate assemblages from the early Late Cretaceous of southeastern Morocco: An overview. *Journal of African Earth Sciences.*, 57, 391-412.
- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. *Springer-Verlag*, 623pp.
- Charrière, A., Haddoumi, H., Mojon, P.O., Ferrière, J., Cuche, D., Zili, L., 2009. Mise en évidence par charophytes et ostracodes de l'âge Paléocène des dépôts discordants sur les rides anticlinales de la région d'Imilchil (Haut Atlas, Maroc) : conséquences paléogéographiques et structurales. *Comptes Rendus Palevol.* 8, 9, 9-19.
- Chikhi-Aouimeur, F., 1998. Les rudistes du Crétacé supérieur de l'Algérie. Étude paléontologique. Données paléoécologique, biostratigraphique et paléogéographique. *Thèse ès Sciences, USTHB, Alger*, 198p.
- Clarens, C. 2006. Processus et contrôles de la sédimentation Miocène à actuelle dans un Bassin en extension : cas de la formation Comondu et du bassin Alfonso-El Carrizal (basse Californie du Sud, Mexique). *Université de Bordeaux* 1, 345p.
- Clark, G.R., Ratcliffe, B.C. 1989. Observations on the tunnel morphology of *Heterocerus brunneus* Melsheimer (Coleoptera: Heteroceridae) and its paleoecological significance. *Journal of Paleontology* 63, 228-232.
- Coiffait, P.E., Coiffait, B., Jaeger, J.J., Mahboubi, M., 1984. Un nouveau gisement à mammifères fossiles d'âge Éocène supérieur sur le versant Sud des Némentcha (Algérie orientale) : Découverte des plus anciens rongeurs d'Afrique. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 13, 893-892.

- Colin, J.P., Lehman, R.A., Morgan, B.E., 1981. Cretaceous and Late Jurassic biostratigraphy of the North Celtic Sea Basin offshore southern Ireland (in : Microfossils from Recent and fossil shelf Sea. *British Micropalaeontological Society Series*, 122-155.
- Cooley, J.T., Schmitt, J-G. 1998. An anastomosed fluvial system in the Morrison Formation (Upper Jurassic) of southwest Montana : *Modern Geology*, V. 22, 171-208p.
- Cope, E.D., 1887. Zittel's manual of palaeontology. *American Naturalist* 21, 1014-1019.
- Cornet, A., 1952. Monographies régionales de l'Atlas Saharien Sud-Oranais. XIX^{ème} Congrès Géologique International, 1^{re} Série : Algérie- N° 12.
- Cuny, G., Tabouelle, J., 2014. First mention of the family Pseudonotidanidae (Chondrichthyes, Neoselachii) in the Jurassic of Normandy. *Bulletin Sciences et Géologie Normandes* 7, 21-28.

D

- David, J.S., Derek, E.G.B., Derek, J.S., Mark, D-S. 2010. An exceptionally preserved myodocopid ostracod from the Silurian of Herefordshire, UK. *Proc Bio Sci*, 22, 1539-1544.
- Davis, J.W. 1887. The fossil fishes of the chalk Mount Lebanon, in Syria. *Scientific Transactions of the Royal Dublin Society* 2, 457-636.
- Davis, R.B., Minter, N.J., Brady., S.J., 2007. The neoichnology of the terrestrial arthropods. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 10. 1016/J. Palaeo. 2007. 07. 013.
- Delsate, D., 1992. Chondrichthyens mésozoïques du Luxembourg. Note préliminaire. *Société des Naturalistes luxembourgeois* 93, 181-193.
- Delsate, D., Felten, R., 2015. Chondrichthyen et actinoptérygiens Bajocien inférieur du grand Duché de Luxembourg et des régions frontalières. *Ferrantia* 71, 114p.
- Demathieu, G., Grand, G., Toutin-Morin, N., 1992. La palichnofaune des bassins permien provençaux. *Geobios* 25, 19-54.

- Do Carmo, D.A., Coimbra, J.C., Whatley, R.C., Antonietto, L.S., De Paiva Citon, R.T. 2013. Taxonomy of limnicostracoda (Custacea) from the Alagamar formation, Middle-Upper Aptien, PotiguarBassin, Northeastern Brazil. *Journal of Paleontology* 87 (1), 91-104.
- Dott, R.H., 1970. Limitation in paleocurrent analysis of trough cross-stratification. *Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54, 844-845.
- Douhasni, M., 1976. Étude géologique de la région d'AïnOuarka-Boussemghoun (partie centrale des Monts des Ksour). Stratigraphie et analyse structurale. Thèse 3^{ème} cycle, *Université d'Oran*, 2t., 272p., 52fig., 4pl. (inédit).
- Draganits, E., Braddy, S.J., Briggs, D.E.G., 2001. A Gondwanan coastal arthropod ichnofauna from the Muth Formation (Lower Devonian, northern India): paleoenvironment and tracemaker behavior. *Palaios* 16, 126-147.
- Dubourdiou, G., 1956. Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Thèse Sci. Paris, *Service de la Carte Géologique de l'Algérie*. Bulletin n°10, 659p.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham, W. E. Classification of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*. 1, 108-121.
- Dutheil, D.B., 2000. Les Cladistia du Cénomaniens continental du Sud-est marocain et les ichthyofaunes associées : Implications biostratigraphiques, taphonomiques, paléocéologiques et paléobiogéographiques. Mémoire pour l'obtention du diplôme de *l'Ecole Pratique des Hautes Etudes* 146 p.

E

- Elmi, S., 1977. La sédimentation carbonatée en bordure du horst de RhareRoubane (Algérie occidentale) pendant le Carixien. *Bulletin de la Société Géologique de France* 19, 355-265.
- El Qot, G.M.E., Fürsich, F.T., Abdelgawad, G.I., Ayoub-Hanna, S., 2009. Taxonomy and palaeoecology of Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) echinoids from eastern Sinai, Egypt. *Beringeria* 40, 55-98.

F

- Faid, N. 1999. Ostracodes de l'éocène inférieur-moyen de l'Atlas saharien (Algérie) : Interprétation environnementale et paléogéographique. *Géobios* 32, 459-481.
- Feist, M., Feist, R., Mawson, R., Talent, J.A. 2000. First fossil charophytes from Australia : a sycidiale from the Frasnian (Late Devonian) Mytton Formation of northeastern Australia. *Records of the western Australian Museum Supplement*, 58, 249-253.
- Feist, M., Grambast-Fessard, N. 2005. Charophyta. In : Kaesles, R. I (Ed.), Treatise on invertebrate paleontology. Part B Protocista, 1. *The geological society of America, Boulder et the university of Kansas, Lawrence*.
- Fischer, W.A., 1978. The habitat of the early vertebrates: trace and body fossil evidence from the Harding Formation (Middle Ordovician), *Colorado. Mt. Geol.* 15, 1-26.
- Flamand, G.B.M., 1911. Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranais et sur le Sahara (Algérie et Territoire du sud). *Thèse ès Sciences, Lyon*, 1001p, 157fig., 6 carte et dpt, 16 pt.
- Flamand, G.B.M., 1911. Recherches géologiques et géographiques sur le Haut pays de l'Oranais et sur le Sahara (Algérie et Territoire du Sud). *Thèse ès Sciences, Lyon* (1001p.).
- Fowler, H.W., 1941. Contribution to the biology of the Philippine archipelago and adjacent regions. The fishes of the groups Elasmobranchii, Holocephali, Isopoddyli, and Ostariophysi obtained by the United States Fisheries Steamer "Albatross" in 1907 to 1910, Chiefly in the Phillipine islands and adjacent Seas. *Bulletin of the United States National Museum*, 100 :i-x, 1-879.
- Frazier, D.E., Osanik, A., 1961. Point-bar deposits, old River Locksite, Louisiana : Trans. Gulf Coast, Assoc. Geol, Soc, 11, 121-137.
- Frizon De Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracene, R., Mercier, E., 2001. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the West Mediterranean. *Tectonics* 19, 740-761.
- Frizone de Lamotte, D., Michard, A., Saddiqi, O., 2006. Quelques développements récents sur la géodynamique du Magreb. *Comptes Rendu Geosciences* 338, 1-10.

G

- Gaillard, C., 2011. A giant limulid trackway (*Kouphichnium lithographicum*) from the Lithographic Limestones of Cerin (late Kimmeridgian, France): ethological and environmental implications. *Swiss Journal of Geosciences* 104, 57-72.
- Galmier, D., 1970. Carte géologique de l'Algérie-Forthassa el Rharbia. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie (nouvelle série)* n°42, feuille E-13.
- Galmier, D., 1951. Sur l'existence d'un accident tectonique Nord atlasique dans la région de Forthassa. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris* 232, 999-1001.
- García, A., Chivas, A.-R., 2004. Quaternary and extant euryhaline *Lamprothamnium* Goves (charales) from Australia : gyrogonite morphology and paleolimnological significance. *Journal of Limnology* 31, 321-341.
- Géry, J., 1977. Characoids of the world. T.F.U. Publication Neptune City, NJ, 1-672.
- Gevin, P., Lavocat, R., Mongereau, N., Sudre, J., 1975. Découverte de mammifères dans la moitié inférieure de l'Éocène continental du Nord Ouest du Sahara. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, 967-996.
- Chenim, A.F., Benyoucef, M., El Qot, G., Adaci, M., Bensalah, M., 2019. Upper Cenomanian bivalves from the Guir Basin (southwestern Algeria) : Order Veneroidea. *Annales de Paléontologie* 105, 21-38.
- Grambast, L., 1956. Le genre Gyrogonia Lmk (Characeae). *Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France* 14, 278-280.
- Grambast, L., 1957. Ornementation de la gyrogonite et systématique chez les charophytes fossiles. *Revue générale de Botanique* 64, 339-362, pl. V-VIII.
- Grambast, L., 1977. Étude sur les charophytes tertiaires d'Europe occidentale. II. Espèces nouvelles de l'Éocène inférieur. *Paléobiologie Continentale* 8, 1-27.
- Grambast, L., Grambast, N., 1954. Sur la position systématique de quelques charophytes tertiaires. *Revue Générale de Botanique* 61, 665-671.

- Grambast, L., Soulié-Märsche, I., 1972a. Sur l'ancienneté et la diversification des *Nitellopsis* (charophytes). *Paléobiologie Continentale*, III (3), 1-14.
- Greenwood, P.H., Rosen, D.E., Weitzman, S.H., Myers, G.S., 1966. Phyletic studies of teleostean fishes, with a provisional classification of living forms. *Bull. Am. Museum. Nat. Hist* 131, 339-455.
- Gregory K.J, Chichester, 1983. Background to palaeohydrology. 213-235p.
- Grékoff N. 1968. Sur la valeur stratigraphique et les relations paléogéographiques de quelques Ostracodes du Crétacé, du Paléocène et de l'Éocène inférieur d'Algérie orientale. *Proceedings of the 3rd African Micropaleontology Colloquium* : 227-248.
- Grékoff, N. 1960. Aperçu sur les ostracodes fossiles. *Société des Editions Techn.*, Paris.
- Grosheny, D., Chikhi-Aouimeur., F., Serry, S., Jati, M., Herkat, M., François, A., Redjmi, W., Kechid-Benkherouf, F., 2007. Le Cénomanién-Turonien de l'Atlas saharien (Algérie). *Carnet de Géologie*, 02/09.
- Groves, J., 1916. On the name *Lamprothamnus* Braun. *Journal of Botany* 54, 336-337.
- Guee, G., Kazi-Tani, N., 1982. Cinématique des plaques et tectoniques : exemple des chaînes intracontinentales d'Afrique du Nord. 9^{ème} R. A. S. Terre, 214-215.
- Guerlesquin., M., 1992. Systématique et biogéographie du genre *Lamprothamnium* (characées) caractéristique des biotopes aquatiques saumâtres. *Revue des Sciences de l'Eau*5, 415-430.

H

- Haddoumi, H., Mebrouk, F., Andreu, B., Tabuce, R., Vianey-Liaud, M., Cappetta, H., Bensaad, K., Charrière, A. 2015. Nouvelles données sédimentologiques et paléontologiques (charophytes, ostracodes, coquilles d'œuf de dinosaure) sur la formation du Tigri (Sénonien des hauts plateaux méridionaux, Maroc oriental) ; paléoenvironnements et évolution paléogéographique. *Revue de paléobiologie*, Genève, 34 (1) : 85-111.
- Haddoumi, H., Charrière, A., Feist, M., Baïdier, J., Karim, M., Ettachfini, E.M., Mamoun, S.M., Chennouf, R., Rachdi, A., Adardor, S., 2019. A Barremian-? Aptian Tethyan precursor of the Cretaceous marine flooding of Morocco : Evidence from the red-bed

- series within the “Marginal Fold” of the eastern High Atlas. *Cretaceous Research* 95, 37-60.
- Haldeman, S.S., 1840. Supplement to number one of a Monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America, containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa. *Philadelphia, Privately Printed*, 3p.
- Hammouda, S-A., Murray, A-M., Julien, D-D., Mebrouk, F., Adaci, M., Bensalah, M., 2016a. Earliest occurrence of Hydrocynus (characiformes, Alestidae) from Eocene continental deposits of Méridja Hamada, northwestern Sahara Algeria. *Canadian Journal of Earth Sciences* 53, 1042-1052.
- Hammouda, S-A., Mebrouk, F., Adaci, M., Bensalah, M., Mahboubi, M., 2016b. Discovery of a charophyte locality and biostratigraphy of the continental Eocene deposits of Oued Méridja (Southwestern Algeria). *Revue de Micropaleontology* 59, 445-456.
- Hammouda, S-A., Sames, B., Adaci, Mohammed., Bensalah, M., 2018. First record of non-marine ostracods from the paleogene “hamadian deposits” of Méridja area, west of Bechar (Southwestern Algeria). *Annales de paléontologie* 104, 27-44.
- Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problematica. In: Teichert, C. (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea. Geological Society of America and University of Kansas Press, Boulder, Colorado*, pp. W1-W269.
- Hardy, P.G., 1970. New xiphosurid trails from the Upper Carboniferous of northern England. *Palaeontology* 13, 188-190.
- Harms, J.C., Mackenzie, D.-B. ? McCubbin, D.-S., 1963. Stratification in modern sands of the Red River, Louisiana. *Jour. Geology* 71, 566-580.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.-R., Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course*, no. 2, 161p.
- Hartmann, G., 1981. Die ostracoden der ordnungspodocopida G.W. Müller, 1894 der subtropisch-tropischen ostküste Australiens. Teil 7 : Zwischen Eden im Süden und Hero-Island im Norden. *Mitteilungen aus dem Hamburgischem Zoologischen Museum und Institut* 78, 97-149.

- Hartmann, G., Puri, H.S., 1974. Summary of neological and paleontological classification of ostracoda. *Mitteilungen aus den Hamburgischen Zoologischen Museum und Institut* 70, 7-73.
- Hay, 1902. Spinedsharks and relatives see Infraclas. in Compagno, L. J. V., 1999. Chapter 1. Systematics and Body Form. In W. C. Hamlett (ed), sharks, skates, and Rays : The Biology of Elasmobranch Fiches. *Johns Hopkins University press, Beltimore*, 1-42.
- Herkat, M., 1999. La sédimentation du Haut Niveau Marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique. *Thèse ès sciences, USTHB, Alger*, 802p.
- Herkat, M., Delfaud, J., 2000. Genèses des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences*, 330, 11, 785-792.
- Hitchcock, E., 1858. Ichnology of New England. A Report on the Sandstone of the Connecticut Valley, Especially its Fossil Footmarks. *William White, Boston*, 220 p.
- Hoedeman, J.J., 1951. Studies on African characid fishes I. the tribe Alestidi Beaufortia 3, 1-8.
- Horn af Rantzien, H., 1959. Morphological types and organ-genera of Tertiary charophytes charophyte fructifications. *Stockholm Contributions in Geology* 4, 45-197.
- Hrbet, T., Crossa, M., Farias, I.P., 2007. Conservation strategies for *Arapaimagigas* (Schinz, 1822) and the Amazonian Várzej ecosystem. *Brazilian Journal of Biology* 47, 909-917.
- Huxley, T.H., 1850. On the application of the laws of evolution to the arrangement of the vertebrata and more particularly of the mammalia. *Proceeding of the zoological society of London*, 649-662.

I

- Irène, K.F.K., Tiéhoua, K., Yaya, S., Konan., Mamadou, O., 2016. Reproduction de *Heterotis Niloticus* (Cuvier, 1829) de la rivière Agneby (Côte d'Ivoire). *European Scientific Journal Februry* 12, 83-96.

J

- Jackson, 1980. Sedimentology of the Vermilion river and its significance for lithofacies models of meandering alluvial stream, in Fraser, G. S., ed., sediments of the modern meander Belt of the vermilion river near Eugene, Indiana : Soc. Eco. Paleontologist Mineralogists Great Lakes section TenthAnn. Mtg. Guidebook. Danville, Illionois, 17-43.
- Janz, H., 1992. Die miozanen Süßwasser ostrakoden des steinheimer Beckens (Schwäbische Alb, Süddeutschland). *Stuttgater Beitr. Naturk., Ser. B. Nr. 183, Stuttgart*, 117.

K

- Kacemi, A., 2005. Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djera-Rhoundjaïa) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Diplôme de Magister, Université d'Oran*, 194p., 47fig., 15pl.
- Kacemi, A., 2013. Evolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique : Géodynamique, typologie du bassin et Télédétection. Mémoire de Doctorat, *Université de Tlemcen*, 249p., 88fig., 18pl.
- Karatajute-Talimaa, V., Novitskaya, L.T., Rozman, C.-S., Sodov, J., 1990. Mongolepis-nov yj nod elamobranhij iz nijnego silura Mongolii (Mongolepis-un nouveau genre d'élasmobranche du Silurien inférieur de Mongolie). *Journal de paléontologie*, 1, 76-86.
- Kaufmann, A., 1900. Zuzsystematic der Cypriden. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern* 1900, 103-109.
- Kazi-Tani, N., 1986. Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doctorat d'Etat, pau*, 2 t, 784 p., 361 fig.
- Kentri, T., Ben Fadhel, M., Benyoucef, M., Adaci, M., Piuz, A., Bensalah, M., Mahboubi, M., Gallala, N., 2018. Le passage Cénomaniens-Turonien dans le Nord-Ouest algérien (coupe de Douar Menkouchi, Ouarsenis) : biostratigraphie des radiolaires. *Annales de Paléontologie* 104, 81-99.

- Keunen, Ph.H., 1965. Value of experiments in geology. *Geol. Mijhbouw*44, 22-36.
- Khomsi, S., Bédir, M., Soussi, M., Benjemia, M.G., Bensmail-Lattrache, K., 2006. Mise en évidence en sub-surface d'événements compressifs Éocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel) : généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *Compte Rendu Geoscience* 338, 41-49.
- Kirschbaum, M.A, McCabe, P.J. 1992. Controls on the accumulation of coal and on the development of anastomosed fluvial systems in the Cretaceous Dakota Formation of southern Utah. *Sedimentology* 39, 551-598.
- Kriwet, J., Klug, C., Canudo, J.I., Cuenca-Bescós, G., 2008. A new Early Cretaceous lamniform shark (Chondrichthyes: Neoselachii). *Zoological Journal of the Linnean Society* 154, 278-290.

L

- Laffite, R., 1939. Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), 9, 135-139, 8fig., 1pl.
- Latreille, P.A., 1806. GeneraCrustaceorum et Insectorum Secundumordinem naturalem in familias disposita, iconibusexemplis que plurimisexplicata. *Parisiis et Argentorati, Koenig*, 1 : i-xviii, 1-320.
- Lavocat, R., 1954. Reconnaissance géologique dans les Hammadas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et mémoires. Édition du Service Géologique du Maroc*, 116, 142p.
- Le Heron, D.P., Buslow, M.M., Davies, C., Richards, K., Safonova, I. 2008. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Seberian Basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 208, 45-60.
- Leclair, S.F., Bridge, J.-S., Wang, F., 1997. Preservation of coarse-strata due to migration of subaqueous dunes over aggrading and non-aggrading beds : comparison of experimental data with theory. *Geoscience Canada*, 24 (1), 55-66.

- Leopold, L.B., Maddock, T., Jr. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications : U. S. Geol. Survey *Prof. Paper* 252, 57pp.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. 1957. River channel pattern : braided, meandering, and straight : U. S. Geological Survey, *Professional Paper* 282-B, 39-84.
- Li, G.H., Wilson, M.V.H, 1996. Phylogeny of osteoglossomorpha. In : Stiassny, M. L. J., Parenti, L. R., Johnson, G.D. (Eds), *Interrelationships of fish. Academic Press*, New York, PP. 163-174.
- Lindley, J., 1836. A natural system of botany. *Longman*, 2nd edition, 526p.
- Lucas, S.G., Voigt, S., Lener, A.J., Rainforth, E.C., 2013. Sphaerapus, a poorly known invertebrate trace fossil from non marine Permian and Jurassic strata of North America. *Ichno* 20, 142-152.
- Lull, R. S. 1915. Triassic life of the Connecticut Valley. *Connecticut State Geological and Natural History Survey Bulletin* 24, 285 p.
- Lyell, C., 1830. Principles of geology, being an attempt to explain the former changes of the Earth's surface, by reference to causes now in operation. *London, John Murray*. Volume 1.
- Lucas, S.G., Voigt, S., Lener, A.J., Rainforth, E.C., 2013. *Sphaerapus*, a poorly known invertebrate trace fossil from non marine Permian and Jurassic strata of North America. *Ichno*, 20 (3), 142-152.
- Lundberg, J.G., Chernoff, B., 1992. A miocene fossil of the amazonian fish *Arapaima* (Teleostei: Arapaimidae) from the Magdalena River region of Colombia: biogeographic and evolutionary implications. *Biotropica*, 24, 2-14.

M

- Maddocks, R.F., Iliffe, T.M., Sarbu, S., 1993. Anchialine podocopid ostracoda of new Caledonia. In : McKenzie K.G., Jones, P.J., (eds), *ostracoda in the earth and life sciences*. Balkema, A.A, Rotterdam, 439-450.

- Mahboubi, M., 1983. Étude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). Thèse de 3^{ème} cycle, *Université d'Oran*, 8pl, 26fig, 114p. (inédit).
- Mahboubi, M., 1995. Étude géologique et paléontologique des formations continentales paléocènes et éocènes d'Algérie. *Université d'Oran*, 169p. (inédit).
- Mahboubi, M., Tabuce, R., Mebrouk, F., Jaeger, J.J. (2001). L'Éocène continental de la bordure sud des Nementcha (Atlas saharien oriental, Algérie). Précisions stratigraphiques et implications paléobiogéographiques. *Bulletin de Service Géologique de l'Algérie*.
- Marchetti, L., Ronchi, A., Santi, G., Voigt, S., 2015. The Gerola valley site (orobio basin, Northern Italy) : A key for understanding late Early Permian tetrapod ichnofaunas. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology* 439, 97-116.
- Marck, G.H., Leeder, M.R., 1999. Climatic and tectonic controls on alluvial fan and axial-fluvial sedimentation in the Plio-Pleistocene Palomas half-graben, Southern Rio Grande rift. *Journal of Sedimentary Research* 69, 635-652.
- Martín-Closas, C., Schudack, M.E., 1991. Phylogenetic analysis and systematisation of post-paleozoic charophytes. *Revue de la Société Botanique de France* 138, 53-71.
- Massari, F., 1983. Tabular Cross-bedding in Messinian fluvial channel conglomerates. Southern Alps, Italy. In : J. D. Collinson and J. Lewin (Editors), *Modern and Ancient Fluvial Systems. Int. Assoc. Sediment. Spec. Pub.*, 6, 287-300.
- Massieux, M., Tambareau, Y., Villate, J., 1981a. Charophytes thanésiennes et Ilardiennes de la couverture occidentale du Massif de Mouthoumet (Aude). *Géologie Méditerranéenne* 8, 1-17.
- Massieux, M., Tambareau, Y., Villate, J., 1981b. Characées paléocènes et éocènes du versant Nord des Pyrénées. *Revue de Micropaléontologie* 24, 69-82.
- Mclay, C.L., 1978. The population biology of *Cyprinotus carolinensis* and *Herpetocypris replans* (Crustacea, Ostracoda). *Canadian Journal of Zoology* 56, 1170-1179.

- Mebarki, K., 2017. Stratigraphie et sédimentologie des formations céno-mano-turonniennes de l'Atlas saharien occidental et du bassin du Guir (Sud Ouest Algérien). Diplôme de Doctorat, *Université de Tlemcen*, 188p., 54fig., 12tab., 19pl.
- Mebarki, K., Sauvagnat, J., Benyoucef, M., Zaoui, D., Benachour, H.-B., Adaci, M., Mahboubi, M., Bensalah, M., 2016. Ostracodes céno-mano-turonniens dans l'Atlas saharien occidental et le bassin du Guir (sud-ouest de l'Algérie) : systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Revue de paléobiologie* 35 (1), 249-277.
- Mebrouk, F., 2011. Les charophytes du Maghreb, systématique, biostratigraphie et environnements Crétacés–Paléogènes. *Thèse de Doctorat, Université d'Oran*, 24fig, 64tab, 17p. (inédit).
- Mebrouk, F., Colin, J.P., Hennache., 2011. Un gisement d'ostracodes non marins dans l'Éocène inférieur du Djebel Amour, Atlas saharien central, Algérie : taxonomie, paléoécologie et paléobiogéographie. *Carnet de Géologie*, 83-97.
- Mebrouk, F., Hennache, F., Colin, J.-P., Mahboubi, M., Mansour, B., 2013. Charophytes et ostracodes de l'Éocène inférieur de l'Oued Meguerchi (Atlas saharien central, Algérie) : taxonomie, biostratigraphie et paléoécologie. *Revue de Paléobiologie* 32, 557-668.
- Medah, A., Bertran, H., Elmi, S., 2007. La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences* 339, 24-30.
- Mékahli, L., 1995. Hétangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat d'État, *Université d'Oran*, 358p., 67fig., 49pl. ht.
- Mennad, A., Tabuce, R., Guinot, G., Sarr, R., Benyoucef, M., Bensalah, M., Cappetta, H., Charrière, A., Adaci, M., 2020. Découverte d'une nouvelle faune d'âge céno-manien dans la région de Forthassa (Atlas Saharien occidentale, Algérie) : Implications biostratigraphiques et paléoenvironnementale. *Annales de Paléontologie* 106, 102355.
- Mennad, A., Adaci, M., Tabuce, R., Martín-Closas, C., Benyoucef, M., Bensalah, M. Otero, O., Sarr, R., Zaoui, D. Découverte de charophytes et ostracodes de l'Yprésien inférieur dans les Monts des Ksour (Algérie) : biostratigraphie et paléoécologie. *Annales de Paléontologie*, soumis, 2020.

- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment : Earth Sci. Revers., 13, 1-62.
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits : Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Springer-Verlag Ina., Berlin, 582pp.
- Miall, A.D., 2006. The geology of fluvial deposits, sedimentary facies. Basin Analysis, and petroleum geology, 4 th *corrected printiny*, *springer*.
- Miall, A.D., 2013. Fluvial depositional system. *Springer Sciences et Business Media*.
- Michard, A., 1976. Élément de géologie marocaine. *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc* 252, 1-420.
- Migula, M., 1897. Die characeen Deutschlands, österrichs und der Schweiz. In : Rabenhorst. X. (Ed) *Kryptogamic Flora*, E. Kummer, Leipzig, 5, 765p.
- Moreau, J., 1982. Exposé synoptique des données biologiques sur *Heterolis niloticus* (Cuvier, 1829). *Synopsis Fao sur les pêches*, no 131.
- Morizet, M., 1970. Contribution à l'étude géologique de la carte au 1/200 000 de Brézina (Algérie). Mémoire de D.E.A de géologie stratigraphique, *Faculté des Sciences de Paris*, 84p., 13pl.
- Morsi, A.M., Speijer, R.P., 2003. High-resolution ostracode records of the Paleocene/eocene transition in the South Eastern Desert of Egypt-Taxonomy, biostratigraphy, paleoecology and paleobiogeography. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 61-93.
- Mourguirt, Ph., Carbonnel, P., 1994. A quantitative method of palaeolake-level reconstruction using ostracod assemblages : an example from the Bolivian Altiplano. *Hydrobiologia* 188, 183-193.
- Mourguiart, P., Corrège, T., 1998. Écologie et paléocéologie des ostracodes actuels et holocènes de l'Altiplano bolivien. *Actes du 3^e Congrès Européen des ostracologiste*, *Bulletin du Centre de Recherche* 20, 103-115.
- Müller, G.W., 1894. Die ostracoden des Golfes von Neapel. Verlag von R. FriedländeretShn.

Müller, J.P., Troschel, F.H., 1846. Horae ichthyological. Beschreibung und abbildung neuer Feische. *Berlin, verlag von veit et comp.* 40pp. 11plates.

N

Nelson, G., 1969. Infraorbital bones and their bearing on the phylogeny and geography of osteoglossimorph fishes. *American Museum Novitates*, 2394, 1-37.

Nelson, J.S., 1994. *Fishes of the World*. New York, John and Sons, 624p

Neraudeau, D., Moreau, P., 1989. Paléoécologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomanién nord-aquitaine (Charentes-Maritime, France). *Geobios* 22, 2, 293-324.

Noffke, N., 2009. The criteria for the biogenicity of microbially induced sedimentary structures (MISS) in Archean and younger, sandy deposits: *Earth Science Reviews* 96, 193-180.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T., Krumbein, W.E., 2001. Microbially induced sedimentary structures - a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of sedimentary Research* 71 (64), 649-656.

Noffke, N., Hazen, R., Nhleko, N., 2003. Earth's earliest microbial mats in a siliciclastic marine environment (2.9 Ga Mozaan Group, South Africa). *Geology* 31, 673-676.

O

Opluštil, S., Martinek, K., Tasáryová, Z., 2005. Facies and architectural analysis of fluvial deposits of the Nýřany Member and the Týnec Formation (westphalian D-Barruelian) in the Kladno-Rakovník and pilsen bassins. *Bulletin of Geosciences* 80, 1, 45-66.

Otero, O., Gayet, M., 2001. Palaeoichthyofaunas from the Lower Oligocene and Miocene of the Arabian plate: Palaeoecological and palaeobiogeographical implications. *Palaeobiogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165, 141-169.

Otero, O., Valentin, X., Garcia, G., 2008. Cretaceous characiform fishes (Teleostei: Ostariophysi) from Northern Tethys: description of new materiel from the Maastrichtien of Provence (Southern France) and palaeobiogeographical implicatios. *Geological Society, London, Special Publication* 295, 155-164.

- Otero, O., Pinton, A., Cappetta, H., Adnet, S., Valentin, X., Salem, M., Jaeger, J.J., 2015. A fish assemblage from the middle Eocene from Libya (Dur At-Talah) and the earliest record of modern African fish genera. *Plos one*, 10 (12) : e0144358. doi : 10. 1371/ *Journal. Pone*. 0144358. PMID : 2667437.
- Ouali Mehadji, A., 1995. Brachiopodes des Monts des Ksour (Bajocien supérieur, Bathonien inférieur) (Atlas Saharien occidental, Algérie). *Mémoire de Magister, Université d'Oran*, 220p., 90fig., 3p.
- Oukassou, M., Lagnaoui, A., Charrière, A., Saber, H., Bel Haouz, W., Gierliński, G.D., Klein, H., Ibouh, H., 2019. New evidence of xiphosurids from the Middle Jurassic of Morocco : palaeoenvironmental, palaeoecological and palaeobiogeographical implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 516, 268-283.
- Owen, G., 2003. Load structures : gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *Geological Society Special Publication* 216, 21-34.

P

- Patterson, C., 1975. The distribution of Mesozoic freshwater fishes, Biogéographie et liaisons intercontinentales au cours du mésozoïque''. *Mémoire du Muséum d'histoire Naturelle, Paris no. spec. A, Zool*.
- Paul Le Heron, D., Buslov, M.M., Davies, C., Richards, K., Safonova, I., 2008. Evolution of Mesozoic fluvial system along the SE flank of the west Siberian Basin, Russia. *Sedimentary Geology* 208, 45-60.
- Peck, R.E., 1951. Non marine ostracodes-The subfamily Cyprideinae in the Rocky Mountain area. *Journal of Paleontology* 25, 307-320.
- Peck, R.E., Morales, G.A. 1966. The Devonian and Mississippian charophytes of North America. *Micropaleontology* 12, 303-324.
- Philip, J., 1978. Stratigraphie et paléocéologie des formations à Rudistes du Cénomanién : l'exemple de la Provence. *Géologie Méditerranéenne* 1, 155-168.
- Plint, A.G. 1983. Sandy fluvial point-bar sediments from the middle Eocene of Dorset. England. I : Collinson, J.D., Lewis, J. (Eds), Modern and Ancient fluvial systems. *International Association of sedimentologist Special publication* 6, 355-368.

Poyato-Ariza, F.J., Martín-Abad, H., 2013. History of two lineages: comparative analysis of the fossil record in Amiiformes and Pycnodontiformes (Osteichthyes, Actinopterygii): *Spanish Journal of Palaeontology* 28, 79-90.

R

Reevers, J., 2017. Ostracods as recorders of palaeoenvironmental change in estuaries. *Developments in Palaeoenvironmental Research* 20, 339-355.

Regan, C.T., 1911. The classification of the teleostean fishes of the order ostariphsyi.-1. cyprinidea. *Annals and Magazine of Natural History including Zoology, Botany, and Geology*, eighth serie 8, 13-32.

Riahi, S., Uchman, A., Stow, D., Soussi, M., Ben Ismail Lattrache, K., 2014. Deep-sea trace fossils of the Oligocene–Miocene Numidian Formation, northern Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 414, 155-177.

Ritter, E.A., 1902. Le Djebel Amour et les Monts des Ouled Naïl. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, (2), 3, 100p., 4pl.

Riveline, J., 1986. Les charophytes du Paléogène et du Miocène inférieur d'Europe occidentale. In: Cahiers de paléontologie. *Centre National de la Recherche Scientifique*, Paris, 227p., 38p.

Riveline, J., Berger, J.P., Feist, M., Martin-Closas, C., Schudack, M., Soulié-Märche, I., 1996. European Mesozoic-Cenozoic charophyte biozonation. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 453-468.

Robert, T.R. 1975. Geographical distribution of African freshwater fishes. *Zoological Journal of the Linnean Society* 57, 249-319.

Robert, B.D., Minter, N.J., Braddy, S.J., 2007. The neoichnology of terrestrial arthropods. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 04481, 0-24.

Romano, M., Whyte, M.A., 1987. A limulid trace fossil from the Scarborough Formation (Jurassic) of Yorkshire: its occurrence, taxonomy and interpretation. *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 46, 85-95.

- Romano, M., Whyte, M.A., 1990. Selenichnites, a new nam for the ichnogenus Selenichnus Romano et Whyte, 1987. *Proceedings Yorkshire Geological Society* 48, 221p.
- Romano, M., Whyte, M.A., 2013. A new record of the trace fossil Selenichnites from the Middle Jurassic Scabby Formation on the Cleveland Basin Yorkshire. *Proc. Yorks. Geol. Soc.* 59, 203-210.
- Romano, M., Whyte, M.A., 2015. A review of the trace fossil selenichnites. *Geological Society of London* 60, 275-288.
- Ruault-Djerrab, M., Ferré, B., Kechid-Benkherouf, F., 2012. Étude micropaléontologique du Cénomanién-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : Implications paléoenvironnementales et recherche de l’empreinte de l’OAE-2. *Revue Paléobiologie* 31, 127-144.
- Rüppel, W.P.E.S., 1828. Atlas zu der Reise im nördlichen Afrika. Fische des Rothen Meers. *Heinrich Ludwig Brönnner, Frankfurt am Main*, 26pp. [not seen].

S

- Sames, B., 2011. Early Cretaceous Cypridea Bosquet 1852 in North America and Europe. *Micropaleontology* 57, 345-431.
- Sánchez, M., Asurmendi, E., Armas, P., 2013. Subgrupo río colorado (Grupo Neuquén) : Registros de paleosismicidad en la cuenca de antepais andina, Cuenca Neuquina, provincias de Neuquén y Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70, 1, 96-114.
- Santi, G., 2005. Lower permian environmental changes proved by ichnofaunal evidence in the Colli Formation transition of the South Alpine region (North Italy). *Memoir of the Fukui prefectural Dinosaur Museum* 4, 21-33.
- Sars, G.O., 1910. Zoological results of the third Tanganika Expedition, conducted by Dr. W. A. Connington, F. Z. S., 1904-1905. Report on the ostracoda. *Proceedings of the Zoological Society of London* 48, 732-760.
- Sars, G.O., 1925. An Account of the Crustacea of Norway, Vol. IX, ostracoda, Bergen (in publication). Mentions, on p. 137, the collecting of pionocypris helvetica kaufm. at Ottawa, Ont., by F. Johansen.

- Schumm, S.A., Mosley, M.P., Weaver, W.E. 1987. Experimental fluvial geomorphology. *Wiley*, New York.
- Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. *Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York*, 226p.
- Sellier, Y., Elisabeth, L., 2015. Initiation à l'étude des characées. Critères d'identification.
- Silva, M.D., 1978. Ostracodes da Formação Santana (cretáceo inferior), grupo Araripe, Nordeste do Brasil. II- *Nova espécie do gênero cyrïdea*, congresso Brasileiro de Geologia 30, 1023-1027.
- Slami, R., 2014. Biostratigraphie et paléoenvironnement de la limite cénomano-turonienne de la région de Batna, à partir de l'étude de la faune et de la microfaune. *Diplôme de Magister, Université de Batna*, 241p.
- Smith, G.M., 1938. Charophyceae. In : Cryptogamie Botany, Algae and Fungi. *McGraw Hill, New York* 1, 127-135.
- Smith, T., Smith, R., 1995. Synthèse des données actuelles sur les vertébrés de la transition Paléocène-Éocène de Dormaal (Belgique). *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, T. 104 (1-2), 119-131.
- Soria, J.M., Fernández, J., Viseras, C., 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): Implication for an Atlantic-Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 255–266.
- Soulié-Märsche, I. 1991. Charophytes as lacustrine biomarkers during the Quaternary North Africa. *Journal of African Earth Sciences* 12, 341-351.
- Soulié-Märsche, I. 2002. Les charophytes comme biomarqueurs pour la reconstitution des paléoenvironnements lacustres. In : Miskovsky, J.-Cl. (Ed), *Géologie de la préhistoire*. Geopré, Paris, pp. 751-767.
- Soulié-Märsche, I., 2008. Charophytes, indicators for low salinity phases in North African Sebket. *Journal of African Earth Sciences* 51, 69-76.
- Soulié-Märsche, I., Benkaddour, A., El Khiati, N., Gemayel, P., Ramdani, M. 2008. Charophytes, indicateurs de paléobathymétrie du lac Tigalmamine (Moyen Atlas, Maroc). *Geobio* 41, 435-444.

Soulié-Marsche, I., Gemayel, P., Massieux, M., 1991. Étude de la variation populationnelle d'un charophyte de l'Éocène pyrénéen par analyses multidimensionnelles. *Geobios* 24, 537-548.

Sowerby, J.C. 1836. Descriptive notes respecting the shells figured in plates XI-XXIII Appendix A: 335-348. In :Fitton, W.H. Observations on some of the strata between the chalk and the oxford Oolithe in the south-east of England. *Transactions of the Geological Society of London ser.*, 2, 4, 103-189.

Stephenson, M.B., 1938. Miocene and Pliocene ostracoda of the genus Cytheridea. *Journal of Paleontology*, vol. 12, 2, pp. 127-148, pls. 23-24, fig. 1-20.

T

Tabuce, R., 2002. Mammifères du Paléogène ancien d'Afrique du Nord occidentale : systématique, paléobiogéographique et apport à la phylogénie des "ordres endémiques africains". Thèse de doctorat, *Université Montpellier II*, 323.

Taverne, L., 1975. Un nouveau genre de Mormyridae du Gabon : *Invidomyrus opdenboschi* gen. nov., sp. nov. *Revue de Zoologie Africaine* 89, 555-563.

Tomé, M.E.T.R., Filho, M.F.L., Neumann, V.H.M.L., 2014. Taxonomic studies of non marineostracods in the lower Cretaceous (Aptian-lower Albian) of post rift sequence from Jatobá and Araripebassins (Northeast Brazil): Stratigraphic implications. *Cretaceous Research* 48, 153-176.

Trapani, J., Yamamoto, Y., Stock, D.W., 2005. Ondogenetic transition from unicuspid to multicuspid oral dentition in a teleost fish : *Astyanax mexicanus*, the Mexican tetras (Ostariophysi : Characidae). *Zoological Journal of the Linnean Society* 145, 523-538.

Trewin, N.H., McNamara, K.J., 1995. Arthropods invade the land : trace fossils and palaeoenvironments of the Tumblagoda sandstone (? Late Silurian) of Kalbarri, Western Australia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 85, 177-210.

Taverne, L., 1977. Ostéologie, phylogénèse et systématique des téléostéens fossiles et actuels du super-ordre des Ostéoglossomorphes. Première partie. *Mémoire de l'Académie Royale de Belgique* 42, 1-235.

U

- Ugalde, R., Bostelmann, E., Buldrini, K.E., Oyarzun, J.L. 2015. Lithofacies, architecture, and depositional environments of the Santa Cruz Formation in Chilean Patagonia. *Conference paper*.
- Ullastre, J., Masrera, A., 1998. Nuevas aportaciones al conocimiento stratigráfico del paleoceno continental del pirineo Catalán (España). *Treballsdel Museu de Geologia de Bcelona* 7, 95-128.

V

- Viseras, C., Soria, J.M., Duran, J.J., Pla, S., Garrido, G., Garcia, F.G., Arribas, A. 2006. A large mammal site in a meandering fluvial context (Fonelas P-1, Late Pliocène, Guadix Basin, Spain) Sedimentological Keys forits paleoenvironmental reconstruction. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* 442, 139-168.
- Vivière J.L. 1985. Les Ostracodes du Crétacé Supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa (Algérie du Nord-Est. Stratigraphie, Paléoécologie, Systématique). Thèse de Doctorat de 3e Cycle, *Université Pierre et Marie Curie*, 261 pp.
- Von Leohardi, H. F., 1863. Über die böhmischen Characeen. *Lotos*, 13, 55-62.
- Vullo, R., Néraudeau, D., Allain, R., Cappetta, H., 2005. Un nouveau gisement à microrestes de vertébrés continentaux et littoraux dans le Cénomanién inférieur de Fouras (Charente-Maritime, Sud-Ouest de la France). *Comptes Rendus Palevol* 4, 95-107.

W

- Wallroth, F. G., 1833. Flora Cryptogamica Germaniae. Pars posterior, continens algas et fungos. In : Bluff, M.J. et Fingerhuth, C.A. (eds) Compendium Florae Germaniae : Sectio II. Plantae cryptogamicae s. cellulosa. Norimbergae, 923p.
- Wang, G., 1993. Xiphosurid trace fossils from the Westbury Formation (Rhaetian) of southwestern Britain. *Palaeontology* 36, 111-122.
- Warren, J.K., 2006. Evaporites : Sediments, Ressources and Hydrocarbons. *Springer, New York*, 1035p.

- Warren, J.K., 2010. Evaporites through time : Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science Reviews*, 98, 217-268.
- Weaver, J.D., 1976. Seismically-induced load structures in the basal coal Measures, South Wales. *Geological Magazine*, 113, 6, 535-543.
- Werner, C., 1989. Die Elasmobranchier-Fauna des Gebel Dist Member der Bahariya Formation (Obercenoman) der Oase Bahariya, Ägypten. *Palaeo Ichthyologica* 5, 1–112.
- Wignall, P.B., Ruffel, A.H., 1990. The influence of a Sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of Northwest Europe. *J. geol. Soc London*, 147, 365-371.
- Williams, P.F., Rust, B.R. 1969. The sedimentology of a braided river. *Journal of sedimentary petrology* 39, 649-679.
- Wolf, D., Faust, D. 2016. River braiding caused by rapid floodplain déformation Insights from Holocene dynamic of Jarama river in central Spain. *Quaternary International*, 407, 126-139.

Z

- Zaoui, D., Tchenar, S., Benyoucef, M., Meister, C., Adaci, M., Piuz, A., Mebarki, K., Bensalah, M., Gabani, A., Mahboubi, M. 2016. Le Cénomano-Turonien dans la Hamada du Tihert (Sahara, Algérie) : Résultats préliminaires. *Revue de paléobiologie*, Genève 35, 541-559.

Liste des figures

Liste des figures

Figure 1: Situation de l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour) dans la chaîne des Magrébides et Alpine occidentale (Elmi, 1977).....	3
Figure 2: Grands ensembles géographiques et géologiques du Nord de l'Algérie.....	3
Figure 3 : Lithologie, faune, flore, ichnofaune et toponymie des coupes étudiées.	16
Figure 4 : Cadre géographique et géologique des terrains étudiés A. Carte géographique du secteur de Forthassa. B. Carte géologique montrant des coupes étudiées (extrait de la feuille de Forthassa ; Galmier, 1970).....	17
Figure 5 : Coupe lithologique de Hassi Djeifa à Forthassa (Hd) et vue panoramique générale de la coupe étudiée.	19
Figure 6 : Coupe lithologique de l'Oued Retem et des Vues panoramiques de la partie inférieure et supérieure de cette coupe.	21
Figure 7 : Atlas saharien occidental. A. Carte géographique du secteur de Rhelida-Tismert. B. Carte géologique montrant les coupes étudiées (extrait de la feuille d'El Biodh Sidi Cheikh ; Galmier, 1970).	24
Figure 8 : Coupe lithologique de l'Oued Tafarahit et vue panoramique du terrain étudié.....	25
Figure 9 : Coupe lithologique de l'Oued El Kherouaa (A) et photos de terrain montrant l'unité inférieure (B) et supérieure (C) de cette coupe.....	27
Figure 10 : Morphologie et anatomie des dents de batomorphe (raies) (<i>Mafdetia</i>). a. vue latérale, b. linguale c. occlusale, d. labiale, e. basale (Werner, 1989).....	31
Figure 11 : Morphologie et anatomie des dents de poissons-scie (<i>Baharipristis</i>). A. dent orale, a. vue labiale, b. vue latérale, c. vue linguale, B. dent rostrale, a. vue dorsale, b. vue postérieur, c. vue antérieur (Werner, 1989).	32
Figure 12 : Anatomie de dents et de squamules d'actinoptérygiens étudiés. a. Dent multicuspidés de characiformes, vue labiale ; b, c et d. Squamule arrondi d'osteoglossiforme, b. vue extérieure, c. vue latérale, et d. vue intérieure.	34
Figure 13 : Milieux de vie de quelques genres d'ostracodes (Grékoff, 1963); 1. Lac d'eau douce, 2. Estuaire, eau douce et saumâtre, 3. Lagune et littoral marin à salinité diminuée, 4. Mer, fonds de 0 m à 20 m, 5. Mer, fonds de 20 m à 50 m, 6. Mer, fonds de 50 m à 100, 7. Mer, fonds de 100 m à 200 m, 8. Mer, fonds de 200 m et plus, 9. Faune pélagique.....	35
Figure 14 : Morphologie d'une valve d'ostracode (Reevers, 2017).....	36
Figure 15 : Flore de charophyte. A. Spécimen attribué à l'espèce <i>Characontraria</i> (d'après Sellier et Elisabeth, 2015). B. Nœud de charophyte portant des gamétanges mâle (anthéridie) et femelle (oogone) d'après Sellier et Elisabeth (2015).	37
Figure 16 : Paramètres morphométriques d'un gyrogonite de charophytes. l. largeur, L. longueur, Hsp. hauteur de spire, a. gyrogonite en vue latérale, b. apical, l = largeur, L = longueur, l (Soulié-Märsche et García, 2015).	39
Figure 17 : Sélaciens de Hassi Djeifa. A-D. Dents du Rajoidei incert. fam. <i>Mafdetia tibniensis</i> . A. Dent antérieure, A1 vue linguale, A2 vue basale. B. Dent postérieure, probablement de mâle. B1, vue linguale; B2, profil. C. Dent latérale, C1, vue basale. C2, vue apicale. D. dent latérale, D1, profil, D2, vue apicale. E-H. Dents de Sclerorhynchidae, <i>Baharipristis bastetiae</i> . E-G. dents orales, H, dent rostrale. E, dent antérieure, E1, vue labiale, E2, profil. F. Dent latérale, F1, vue labiale, F2, vue linguale. G. Dent latérale, G1, vue apicale, G2, vue basale. H. Dent rostrale, H1, vue supérieure (ou inférieure), H2, vue postérieure.....	43
Figure 18 : Actinoptérygien (dents de pycnodontiformes), A. vue occlusale, B. vue basale.....	44

Figure 19 : Lézards « pleurodotes » indéterminés de Hassi Djeifa. A. Forme 1, fragment de mandibule, A1. Vue labiale, A2. Vue linguale. B. Forme 2, fragment de mandibule, vue labiale.	46
Figure 20 : Ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer à Hassi Djeifa. A. <i>Damonella</i> sp. 1, A1. Carapace vue de gauche, A2. Carapace vue de gauche, B. <i>Damonella</i> sp. 3, B1. Carapace vue de gauche, B2. Carapace vue de droite. C. <i>Cypridea</i> sp., carapace vue de droite, D. <i>Ilyocypris</i> sp., carapace vue de droite. E. <i>Paracypris</i> ? sp., carapace vue de droite. F. Genre et espèce indéterminés, carapace vue de gauche.....	51
Figure 21 : Actinopterygii de la Formation de l'Oued Tafarahit. A-G. Characiformes <i>Alestini</i> indet., A-B. Dents tricuspidées, A. Vue latérale, B. Vue occlusale, C-G. Dents multicuspidées, C. Vue occlusale, D. Vue latérale, E. Vue occlusale, F. Vue latérale, G. Vue occlusale. H-Q. Osteoglossiformes Arapaimidae <i>Heterotis</i> sp., H-J. Squamules à gros tubercules, vues externes ; K. Vue interne, L-O. Squamules à petits tubercules, en vues externes ; P. Vue latérale à laminations horizontales, Q. Vue interne.....	54
Figure 22 : Ostracodes de la Formation de l'Oued Tafarahit (Sud-Est de l'Atlas saharien occidental). A-K. <i>Neocyprideis meguerchiensis</i> ; A. Valve droite mâle, réticulée-lisse en vue latérale. B. Valve gauche mâle réticulée-lisse en vue latérale, C. Carapace femelle tuberculée-réticulée en vue dorsale. D. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. E. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. F. Carapace femelle tuberculée en vue dorsale. G. Valve gauche femelle tuberculée-réticulée en vue latérale gauche. H. Valve gauche femelle tuberculée-réticulée en vue latérale. I. Valve gauche mâle tuberculée en vue latérale. J. Valve interne de valve droite femelle montrant la charnière (flèche noir) et la lamelle interne (flèche blanche). K. Carapace mâle réticulée-lisse en vue dorsale. L et M. <i>Cyprinotus</i> ? sp. ; L. Carapace mâle en vue latérale droite. M. Carapace femelle en vue dorsale.....	57
Figure 23 : Charophytes de l'Oued Tafarahit (Secteur de Rhelida-Tismert). A-C. <i>Peckichara atlasensis</i> , niveau Ot-11 ; A. Vue apicale, B. Vue latérale, C. Vue basale. D-G. <i>Maedleriella cristellata</i> , niveau Ot-20 ; D. Vue latérale montrant une fine crête mi-cellulaire, E. Vue latérale montrant une large crête mi-cellulaire, F. Vue basale, G. Vue apicale. H-J. <i>Nitellopsis</i> (<i>Tectochara</i>) <i>thaleri</i> , niveau Ot-9 ; H. Vue latérale, I. Vue apicale, J. Vue basale. K-M. <i>Grovesichara</i> sp., K. Vue latérale, L. Vue latérale, et M. Vue apicale (apex). N. <i>Lamprothamnium papulosum</i> , vue latérale.	64
Figure 24 : Ichnofossiles de la Formation détritique de l'Oued Tafarahit (niveau Ot-24). A et C. <i>Selenichnites</i> isp, avec Den, <i>Dendroidichnites</i> , et Kou, <i>Kouphichnium</i> . A et B. <i>Kouphichnium</i> isp. E. <i>Dendroidichnites</i> isp. F. <i>Sphaerapus</i> isp.....	69
Figure 25 : Représentation des colonnes lithostratigraphiques des terrains créacés du secteur de Forthassa. A. Répartition verticale des batomorphes dans la coupe de Hassi Djeifa. B. Coupe de l'Oued Retem.	72
Figure 26 : Représentation des colonnes lithostratigraphiques des terrains paléogènes du secteur de Rhelida-Tismert. A. Répartition verticale des charophytes et des ostracodes dateurs dans la coupe de l'Oued Tafarahit. B. Oued El Kherouaa.....	74
Figure 27 : Distribution paléogéographique des batomorphes (rajiformes) sur la marge méridionale de la Téthys pendant le Cénomanién (carte paléogéographique de Stampfil <i>et al.</i> , 2001).	81
Figure 28 : Distribution paléogéographique des actinoptérygiens (characiformes et osteoglossiformes) sur le bord nord de la plaque arabo-africaine (carte paléogéographique de Smith, 1994).	83
Figure 29 : Distribution paléogéographique des charophytes dans les dépôts paléogènes de l'Europe du Sud et l'Afrique du Nord.....	84
Figure 30 : Zones du système fluvial.	89
Figure 31 : Différents styles des chenaux fluviatiles en fonction de la charge sédimentaire et de la pente (Gregory et Chichester, 1983).	91
Figure 32 : Différents types de plateformes carbonatées (Nichols, 2009).	93

Figure 33 : Illustration photographique des calcaires micritiques. A. Deux bancs de calcaires massifs successifs (B, C) intercalés par des marnes. B. Observation microscopique du banc B, montrant une micrite à quartz détritiques et un terrier rempli de silt (t). C. Microfaciès du banc calcaire (B) montrant une micrite à grains de quartz subanguleux et traces d'oxydes de fer. D. Calcaires micritiques rosâtres.	95
Figure 34 : Illustration photographique des calcaires à lamines stromatolithiques (FS1b). A. Banc de calcaire stromatolithique tabulaire. B. Observation microscopique du banc de calcaire précédent, avec de larges lamines micritiques séparées par de fines lamines quartzieuses discontinues. C. Photographie d'une section polie montrant le détail de la structure sédimentologique, avec une partie supérieure ondulée par des rides de courants, D. Banc de calcaire jaunâtre finement laminé. E. Photographie de lame mince montrant des lamines algaires gris verdâtre et des lamines blanchâtres de quartz microcristallins.	96
Figure 35 : Illustration photographique du sous-faciès FS1c. A. Surface supérieure d'un banc calcaire bioclastique à gastéropodes et bivalves monospécifiques. B. Section-polie du même banc calcaire montrant la succession de trois passées bioclastiques.	97
Figure 36 : Illustration photographique montrant l'intercalation de calcaires bréchiés (2) dans des calcaires finement laminés (1 et 3).	98
Figure 37 : Illustration photographique de faciès marneux (FS2). A. Marnes rougeâtres et verdâtres à vertébrés, ostracodes et charophytes. B. Résidus de lavages montrant des éléments de nature pétrographique variée (galets remaniés souligné en flèches jaunes).	99
Figure 38 : Illustration photographiques des faciès gréseux chenalisés. A. Chenaux gréseux discontinu. B. Grès à mini-kerkoubs.	99
Figure 39 : Illustration photographique montrant des calcaires dolomitiques à silex de la Formation de Rhoundjaïa. A. Muraille calcaréo-dolomitique dans la partie sommitale de la série de Hassi Djeïfa. B. Rognon de silex zoné. C. Lit de silex stratifié relique dans les calcaires.	100
Figure 40 : Répartition des associations lithofaciologiques représentatives de milieu sédimentaire de Hassi Djeïfa ; sur la plateforme interne sous une action permanente de courants de marées.	102
Figure 41 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux en plaquettes. A. Grès massifs en plaquettes soulignés par des joints non remplis à l'Oued Retem. B. Grès en plaquettes surmonté d'un banc massif à Oued Retem. C. Détail du banc précédent montrant des grès débités en minces plaquettes.	103
Figure 42 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux à litages obliques (FS1b). A. Grès à litage oblique de "lobe de méandre" compris entre deux surfaces d'érosion (flèches rouges, Oued Retem). B. Grès à litage oblique de "lobe de méandre" compris entre deux surfaces d'érosion (flèches rouges, Oued Retem). B. Grès à litage oblique de "lobe de méandre" érodé. C. Bloc diagramme montrant la circulation de courants fluviaux au lobe de méandre.	104
Figure 43 : Illustration photographique des grès slumpés (FS à glissement et biseau sédimentaire. A : Amincissement progressif d'un banc de grès jusqu'à sa disparition. B. Structure biogénique de type <i>Skolithos linearis</i> . C. Détail des bancs gréseux slumpés.	105
Figure 44 : Illustration photographique des faciès argileux à charophytes (FS2). A. Faciès argileux rougeâtres tacheté de vert. B. Gyrogonites de charophytes noirâtres mal conservés trouvés dans le niveau précédent. C. Faciès argileux rougeâtre. D. Gyrogonites de charophytes recristallisés, très mal conservés récoltés dans le niveau argileux précédent.	106
Figure 45 : Répartition de lithofaciès dans les différentes parties d'un chenal à méandres dans la partie nord-ouest de l'Atlas saharien occidental (série de l'Oued Retem).	107

Figure 46 : Illustration photographique de faciès microconglomératiques de l'Oued Tafarahit. A. Banc microconglomératique grano-décroissant, intercalé entre des faciès marneux et gréseux. B. Banc gréso-microconglomératique.....	108
Figure 47 : Illustration photographique des grès à SSDS (FS2a). A. Banc de grès rougeâtres montrant des figures types séismites. B. Figures de charges en forme de miches centimétriques à la partie inférieure d'un banc de grès. C. Détail expérimentaux montrant les processus sédimentaires de développement des figures de charges (d'après Keunen, 1965).	109
Figure 48 : Illustration photographique montrant des faciès gréseux à structures biosédimentaires (FS2b). A. Surface d'un banc gréseux (à grand échelle) montrant des rides de courants asymétrique associés à de terriers de type <i>Sphaerapus</i> . B. Surface du banc précédent montrant le détail de l'ichnogène <i>Sphaerapus</i> Hitchcock 1858. C. Surface d'un banc gréseux rougeâtre montrant des traces de locomotions attribuable à l'ichnogène <i>Dendroidichnites</i> Demathieu 1992.....	110
Figure 49 : Illustration photographique de grès à laminations parallèles. A. Grès rougeâtre à laminations parallèles. B. Grès grisâtre laminés.	111
Figure 50 : Illustration photographique de faciès argileux fossilifères de l'Oued Tafarahit. A. Argiles verdâtres et jaunâtres. B. Mini-polygones de dessiccations rencontrés dans les argiles.	112
Figure 51 : Distribution de faciès sédimentaire dans l'aire de l'Oued Tafarahit ; FS1. Faciès microconglomératique, FS2. Faciès gréseux, FS3. Faciès marneux fossilifères.....	113
Figure 52 : Illustration photographique des faciès conglomératiques (FS1). A. Barre conglomératique longitudinale à granulométries grano-décroissants. B et C. Détail de la barre précédente montrant la succession de trois termes (a, b et c). Un passage progressif (flèche noir) de a à b et un passage plus brutal (flèche rouge) de b à c. Cette succession indiquant la fluctuation des conditions hydrodynamiques.	114
Figure 53 : Illustration photographique des faciès gréseux (Oued El Kherouaa de Tismert, secteur de Rhelida-Tismert, partie Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental). A : grès à terriers remplis d'argiles rouges. B : Grès bioturbés (<i>Skolithos linearis</i>).....	115
Figure 54 : Illustration photographique des grès slumpés (FS2b).....	115
Figure 55 : Présentation photographique des faciès gréseux à stratifications obliques. A. Grès à stratifications obliques inclinées recouvertes de stratifications tabulaires. B. Faisceaux de grès chenalés obliques ou tangentielles.....	116
Figure 56 : Présentation des faciès gréseux à stratifications en auges (FS2d). A. Grès à stratification en auge soulignés par des lamines planes parallèles. B. Barre gréseuse longitudinale. C. Bloc diagramme montrant le processus de formation des stratifications en auges (Harms <i>et al.</i> , 1975).....	117
Figure 57 : Présentations photographique des faciès argileux (FS3). A. Argiles rougeâtre à grumeaux. B. Argiles à grumeaux montrant des tâches verdâtres. C. Argiles versicolores à galets mous.	118
Figure 58 : Modèle montrant le processus de sédimentation dans un système fluviatile en tresse de Tismert, et la distribution longitudinale de faciès (Oued El Kherouaa, synclinal de Rhelida-Tismert, partie Sud-Est de l'Atlas Saharien occidental).....	119

Liste des tableaux

Liste des tableaux

Tableau 1 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population-type <i>Peckichara atlasensis</i> de l'Oued Meguerchi et celle de l'échantillon Ot-11 de l'Oued Tafarahit.	59
Tableau 2 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population-type de <i>Maedleriella cristellata</i> du bassin de Paris (France) et celle de l'Oued Tafarahit (Algérie).	61
Tableau 3 : Comparaison des paramètres morphométriques entre la population type <i>Nitellopsis (T.) thaleri</i> des Corbières (France) et celle de l'Oued Tafarahit.	62
Tableau 4 : Distribution verticale des charophytes dans le gisement de l'Oued Tafarahit.	71
Tableau 5 : Intervalle de salinité, suivant la classification des salinités de Venise (Calinano <i>et al.</i> , 1964, modifié), des quatre genres d'ostracodes de la Formation de Mdaouer (Hassi Djeifa, secteur de Forthassa).	77
Tableau 6 : Intervalle de salinité, suivant la classification des salinités de Venise (Calinano <i>et al.</i> , 1964, modifié), des quatre genres d'ostracodes de la Formation de l'Oued Tafarahit.....	79

ملخص: تتناول هذه الأطروحة الدراسة الطبقيّة، المستحاثيّة، الرسوبيّة والجغرافيا القديمة لعصر الطباشيري والبالوجين للأطلس الصحراوي الغربي (جبال القصور، الجزائر). تم رفع أربعة (04) مقاطع صخرية جديدة، موسومة بجمع عينات ودراسة ميدانية ومخبرية. المقاطع موزعة على منطقتين؛ منطقة فورطاسة قننا بمقطع حاسي جيفة (مناد وأخرون، 2020)، ومقطع وادي الرثم؛ كذلك في منطقة غليضة تيسمرت قننا بمقطع وادي تفرأحيت ومقطع وادي الغرواع. مع ذلك، المستويات مرئية للجزء العلوي من تشكيل مدور كشفت عن وجود بقايا فقاريات واللافقاريات: أسماك غضروفية (ورنكيات الشكل)، أسماك شعاعيات الزعانف (بيكنوزونتيغورخم)، السحالي، الأستركود، معديات الأرجل، صدفيات، متحده أحيانا مع عضيات من الكاروفيت. بالإضافة إلى ذلك، تحتوي أربعة مستويات طينية في الطرف العلوي من تكوين وادي تفرأحيت عليقيايا فقاريات واللافقاريات: أسماك شعاعيات الزعانف (عظميات اللسان وكراسين) أوستراكود، غالبا مترتبطة بعضيات من كاروفيت في حالة حفظ جيدة. الدراسة الطبقيّة لمقطع حاسي جيفة أكدت عمر سينوماني سفلي-أومتوسط) الموافق لتشكيل مدور وسينوماني علوي-تيروني سفلي للكلس دولوميتي سيليسي الموافق لتشكيل خونجاية؛ من خلال التشابه الصخري والقرب الجغرافي من طبقات مؤرخة جدا (المقصود هو الطرف العلوي من تشكيل تقري)، يمكن أن ينسب عصر كامبانيان-ماستريختيان إلى المجموعة الرسوبية لواد الرثم؛ سمحت المجموعة المستحاثيّة بتحديد عمر لأبريسيني سفلي لتشكيل وادي تفرأحيت؛ بالتوافق مع مرحلة بناء جبال الأطلس، يمكن للرواسب الحثائية لواد الخرواع أن توافق عمر الأيوسين أسفل-متوسط. في إطار الدراسة الرسوبية للمقاطع، تم وصف وتفسير ثلاثة عشر سحنة رسوبية. سمحوا لنا بتمييز أربعة (04) أوساط رسوبية المستحاثات سينوماني (الاسما لأستراكود) لحاسي جيفة من صنف المياه العذبة إلى متوسطة الملوحة أين الملوحة من 0 إلى 18 ‰. أيضا، مستحاثات لأبريسيني لواد تفرأحيت مميز للمنطقة البيئية من المياه العذبة إلى المياه المالحة أين الملوحة تتراوح بين 0 و 35 ‰. إن وصف المعطيات الرسوبية والمستحاثية للمقاطع المدروسة سمح لنا باستنتاج تطور الجغرافية القديمة خلال السينومانيان-تيرونيان، خصوصا بتحديد "خط شاطي" بحر السينومانيان، وبتمييز علاقة جغرافية على أساس الحفرات مابين محيط التيتش الشرقي والغربي. في الأبريسيني، جبال القصور دخلت في نطاق قاري (منطقة بارزة). ونتيجة لذلك، سمحت لنا أنواع الكاروفيت بتسليط الضوء على الأحواض على العلاقة الباليوجيوغرافية بين أحواض الأيوسين المجاورة وأحواض جنوب أوروبا. بينما تشهد أسماك شعاعيات الزعانف (عظميات اللسان والكراسين) على وجود صلة بين الأحواض الهيدروغرافية، خلال الباليوجين، عبر الصفيحة العربية-الإفريقية.

الكلمات المفتاحية: الجزائر؛ الأطلس الصحراوي الغربي؛ طباشيري؛ بالوجين؛ باليوبينة؛ بالوجغرافية؛ أسماك غضروفية؛ أسماك عظمية؛ أستراكود؛ كاروفيت.

Résumé : Cette thèse porte sur l'étude stratigraphique, paléontologique, sédimentologique et paléobiogéographique des terrains créacés et paléogènes de l'Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour, Algérie). Quatre coupes lithologiques ont été levées, appuyées par des prélèvements d'échantillons de roches meubles et dures. Les coupes sont réparties sur deux secteurs : les coupes de Hassi Djeifa et de l'Oued Retem dans le secteur de Forthassa, et celles de l'Oued Tafarahit et de l'Oued Kherouaa dans le secteur de Rhelida-Tismert. À Hassi Djeifa (secteur de Forthassa), la coupe levée est représentée par deux formations superposées : la Formation de Mdaouer puis la Formation de Rhoundjaïa. La Formation de Mdaouer comprend des marnes rougeâtres ou verdâtres, des calcaires et des grès chenalisés tandis que la Formation de Rhoundjaïa marquée par une dalle « muraille » de calcaire dolomitique à silice. Les niveaux marneux de la partie supérieure de la Formation de Mdaouer ont révélé la présence des restes de vertébrés et d'invertébrés : chondrichthyens (rajiformes), actinoptérygiens (pyncodontiformes), ostracodes, gastéropodes et bivalves, parfois associés à des gyrogonites de charophytes. La faune de chondrichthyens représentée par deux espèces biostratigraphiques : *Mafdetia tibiensis* et *Baharipristis bastetiae* permet d'attribuer un âge cenomanien inférieur pour la Formation de Mdaouer. Sur le plan paléocécologique, l'assemblage floristique et faunistique (notamment les ostracodes) sont caractéristiques d'un milieu dulçaquicole à mésosalin, la salinité fluctue au gré des marées (entre 0 et 18 ‰). L'étude sédimentologique a permis de distinguer quatre faciès, ils indiquent un environnement de plaine côtière sporadiquement influencé par des courants de marées. Les batomorphes (*Mafdetia tibiensis* et *Baharipristis bastetiae*) permettent de déterminer un échange faunistique Est-Ouest sur la marge méridionale de la Téthys. La Formation détritique de l'Oued Tafarahit est composée de microconglomérats, de grès et d'argiles. Les quatre termes argileux du membre supérieur de la Formation de l'Oued Tafarahit renferment des restes d'actinoptérygiens (osteoglossiformes et characiformes), d'ostracodes et de microgastéropodes, associés à des gyrogonites de charophytes en très bon état de conservation. Cette microflore (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis* et *Nitelopsis (Tectochara) thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara* sp.) associée à des ostracodes nous a permis d'assigner un âge yprésien inférieur pour la Formation de l'Oued Tafarahit. La paléocécologie des ostracodes est caractérisée dans l'intervalle dulçaquicole à euhalin où la salinité oscille de 0 à 35 ‰. Les données sédimentologiques et paléontologiques ont permis de distinguer trois faciès, et indiquent un environnement fluvio-lacustre. Les charophytes nous ont permis de mettre en évidence une relation paléobiogéographique entre les bassins éocènes voisins et ceux de l'Europe du Sud. Cependant, les actinoptérygiens (*Alestini* et *Heterotis*) témoignent de l'existence d'un lien hydrographique entre les bassins paléogènes via la plaque arabo-africaine.

Mots-clés : Algérie ; Atlas Saharien occidental ; Crétacé ; Paléogène ; Paléoenvironnement ; Chondrichthyens ; Actinoptérygiens ; Ostracodes ; Charophytes ; Paléobiogéographie.

Abstract : This thesis deals with the stratigraphical, paleontological, sedimentological and paleobiogeographical study of the cretaceous and paleogene terrains of the western Saharan Atlas (Ksour Mountains, Algeria). Four lithological sections have been lifted, to be pressed by samples of loose and hard rock. The sections are divided into two sectors: the Hassi Djeifa and Oued Retem sections in the Forthassa sector, and those of Oued Tafarahit and Oued Kherouaa in the Rhelida-Tismert sector. In Hassi Djeifa (Forthassa sector), the lifted section is represented by two superimposed formations: the Mdaouer Formation then the Rhoundjaïa Formation. The Mdaouer Formation includes reddish or greenish marls, limestones and channeled sandstones while the Rhoundjaïa Formation marked by a "wall" slab of dolomitic limestone with flint. The marly levels of the upper part of the Mdaouer Formation revealed the presence of the remains of vertebrates and invertebrates: chondrichthyans (rajiformes), actinopterygians (pyncodontiformes), ostracods, gastropods and bivalves, sometimes associated with gyrogonites of charophytes. The chondrichthyan fauna represented by two biostratigraphic species: *Mafdetia tibiensis* and *Baharipristis bastetiae* allows to assign a lower Cenomanian age for the Mdaouer Formation. On the paleoecological level, the floristic and faunistic assemblage (in particular the ostracods) are characteristic of a freshwater environment with mesohaline, the salinity fluctuates according to the tides (between 0 and 18 ‰). The sedimentological study made it possible to distinguish four facies, they indicate an environment of coastal plain sporadically influenced by tidal currents. The batomorphs (*Mafdetia tibiensis* and *Baharipristis bastetiae*) make it possible to determine an East-West faunal exchange on the southern margin of the Tethys. The Oued Tafarahit Detrital Formation is composed of microconglomerate, sandstone and clay. The four clay terms of the upper member of the Oued Tafarahit Formation contain remains of actinopterygians (osteoglossiform and characiform), ostracods and microgastropods, associated with gyrogonites of charophytes in very good condition of conservation. This microflora (*Maedleriella cristellata*, *Peckichara atlasensis*, *Nitelopsis (Tectochara) thaleri*, *Lamprothamnium papulosum* et *Grovesichara*) associated with ostracodes allowed us to assign a lower Ypresian age for the Formation of Oued Tafarahit. The paleoecology of ostracods is characterized in the freshwater to euhaline interval where the salinity ranges from 0 to 35 ‰. The sedimentological and paleontological data made it possible to distinguish three facies, and indicate a fluvio-lacustrine environment. The charophytes have allowed us to highlight a paleobiogeographic relationship between the neighboring Eocene basins and those of southern Europe. However, actinopterygians (*Alestini* and *Heterotis*) witness to the existence of a hydrographic link between the paleogene basins via the Arab-African plate.

Keywords : Algeria ; Western Saharan Atlas ; Cretaceous ; Paleogene ; Palaeoenvironment ; Chondrichthyan ; Actinopterygian ; Ostracoda ; Charophyta ; Palaeoecography.