



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE



UNIVERSITE KASDI MERBAH-OUARGLA
FACULTE DES HYDROCARBURES, DES ENERGIES RENOUVELABLES ET DES
SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THESE

DOCTORAT 3^{ème} Cycle

Filière : Géologie

Spécialité : Géodynamique et valorisation des bassins
sédimentaires

Présentée Par :

Mr. BELAID Mourad

THEME

**Biostratigraphie, ichnologie et environnements
sédimentaires des formations du Jurassique supérieur
de la région de Tiaret (Algérie nord occidentale).**

Soutenu publiquement le : 11/02/2024

Devant le jury :

Président :

Directeur de thèse : CHERIF Amine Professeur Univ. Ouargla

Examineur :

Examineur :

Examineur :

Examineur :

Année universitaire : 2023-2024

Dédicace

C'est avec toute mon affection que je dédie ce modeste travail :

*A celle qui m'a donné vie et qui m'as apportée sans cesse son
amour, ma mère.*

A l'âme de mon père.

A ma famille,

Et à ma grande- mère

*À toute ma famille et tous mes amis ! Chacun avec son nom, vous
m'avez beaucoup soutenu ! Et vous allez continuer ... Merci !*

BELAID Mourad

REMERCIEMENTS

Je remercie en premier lieu ALLAH, le tout puissant qui a éclairé mon chemin, et ma donné le courage, la force et la patience pour achever ce travail.

*Je voudrais remercier vivement mon directeur de thèse, Pr. **CHERIF Amine**. Je le remercie de m'avoir proposé ce sujet, de m'avoir encadré et de m'avoir consacré une grande partie de son précieux temps pour la réalisation de ce travail.*

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'expertiser et d'évaluer cette thèse, Pr. de l'université, Pr de l'université, de l'université....., et..... de l'université....., je vous remercie pour la disponibilité et pour les critiques permettant d'enrichir ce travail.

Mes remerciements vont aussi à ma famille et mes amis qui, avec cette question récurrente, « quand est-ce que tu la soutiens cette thèse ? », bien qu'angoissante en période fréquente de doutes, m'ont permis de ne jamais dévier de mon objectif final.

Sommaire

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE I : GENERALITES	
I. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	3
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE	8
III. HISTORIQUE DE RECHERCHES.....	11
IV. MATERIELS, METHODES ET OBJECTIFS	13
CHAPITRE 2 : LITHOSTRATIGRAPHIE	
1. INTRODUCTION.....	14
2. DESCRIPTION DE LA SERIE ET DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	15
CHAPITRE 3 : BIOSTRATIGRAPHIE ET CORRELATION STRATIGRAPHIQUE	
1. INTRODUCTION.....	35
2. CADRE GEOLOGIQUE	37
3. MATERIEL ET METHODES	37
4. SUCCESSION ET ZONATION DES AMMONITES	39
5. DISCUSSION ET CORRELATION	58
6. CONCLUSION	70
CHAPITRE 4. ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO- ENVIRONNEMENT	
1. INTRODUCTION.....	71
2. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE	72
3. CARACTERISTIQUES DES FACIES ET STRATIGRAPHIE	73
4. INTERPRETATION DES FACIES	77
5. ASSOCIATION DE FACIES ET PALEOENVIRONNEMENT	77
6. ICHNOLOGIE	81
7. DISCUSSION ET CONCLUSIONS	88
1. INTRODUCTION.....	90
2. CADRE GEOLOGIQUE	91
3. MATERIEL ET METHODES	92
4. DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ET ICHNOLOGIQUES INTEGREES	92
5. ICHNOTAXONOMIE	96

6. DISCUSSION	104
7. CONCLUSIONS	106
CONCLUSION GENERALE	107
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	109

ملخص

هذه الرسالة مخصصة للدراسة الطبقة البيوستراتيغرافية والاكولوجية والرسوبية لرواسب التكوينات العصر الجوراسي الاعلى لجبال تيارت (شمال غرب الجزائر). يتعلق هذا العمل بدراسة التضاريس العصر الجوراسي الاعلى التي تنتمي إلى نطاقين جغرافيين مختلفين للغاية؛ نطاق تلي ونطاق تلمساني.

من خلال كونها جزءًا من النطاق التلي، فإن أراضي جبلي بوغدو وبشطوط تقدم ستة تشكيلات منسوبة إلى العصر الجوراسي الاعلى بحيث ان السلسلة أكثر اكتمالاً في بوغدو عن بشطوط، في حين أن تضاريس العصر الجوراسي الاعلى لجبل مطاير و المنتمية الى النطاق التلمساني تتكون من تشكيل واحد فقط يتمثل في تشكيل طين سعيدة.

سمحت لنا المجموعات الجديدة من الأمونيت من جبال بوغدو و بشطوط مع بيانات الأمونيت من تاخمارت و فرندة بربط و تحليل الفاصل الطبقي بين مجالات ل.بليكاتيليس و د.بيفيركاتيس حيث تم تسجيل تواجد اكثر ل قريوقسيراس و باساندوفريا في جبلي بوغدو و بشطوط ما يؤكد وجود الجزء العلوي ل مجال د.بيفيركاتيس (تحت مجال د.قريسوفراي) على العكس من تضاريس تاخمارت اين لوحظ غيابه.

سمحت لنا دراسة تشكيل طين الخنق الأحمر الموجود في جبلي بوغدو و بشطوط بتسجيل آثار أحفورية لعصر الأكسفورد لأول مرة ، وهذا التكوين يتضمن ثلاث ارتباطات رئيسية للوجها 1-جا الى 3-جا ، فهي تتوافق على التوالي مع الجزء العميق من منصة مختلطة من الكربونات و السيليكات المرنة ، و الانتقال من الشاطئ العلوي و السفلي الى الخارج ، من البيانات الجديدة لهذا التكوين ، يشتمل اثر الحفريات على خمسة عشر نوعا من خاصة بالكائنات الحية المميزة في العصر الجوراسي الاعلى ، و هي بشكل اساسي اثار لحفريات كانت متواجدة في اعماق البحار (مثل بيلوراف، كوندريتاس، هيليمينتوبسيس، نيريتاس، ميقاترابتون).

زودتنا دراسة أثر الحفريات على شكل سداة من عصر الأكسفورد على مستوى تكوين طين سعيدة لمنطقتي تاخمارت و جبل مطايرو بمعلومات جديدة؛ لقد تم إثبات وجود تجمع غني ل اثار الكائنات الحية من الطبقة الوسطى والعليا في عصر الأكسفورد حيث تواجد ما لا يقل عن 32 نوعًا من اثار الكائنات الحية، منها حوالي 43 نوعًا خاص من اثار الكائنات الحية التي تميز تشكيل طين سعيدة لعصر الأكسفورد.

الكلمات المفتاحية: نطاق تلي، نطاق تلمساني، الأكسفورد، طين الخنق الأحمر، طين سعيدة ل.بليكاتيليس، د.بيفيركاتيس، نوع اثار، شكل سداة

Résumé

Cette thèse est consacrée à l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique, ichnologique et sédimentologique des dépôts des formations du Jurassique supérieur des monts de Tiaret (Algérie nord occidentale). Ce présent travail concerne l'étude des terrains appartenant à deux domaines paléogéographiques bien distincts; individualisé : Tellien/ Tlemcenien

En faisant partie du Domaine tellien ; les terrains des massifs de Bou Rheddou et de Bechtout présentent six formations attribuées au jurassique supérieur dont la série est plus complète au Bou Rheddou par rapport au Bechtout, alors que le Malm du terrain de Djebel Mtairou appartenant au Domaine tlemcenien est présenté par une seule formation correspondant à la formation des Argile de Saida.

Les nouvelles récoltes d'ammonites des massifs de Bou Rheddou et de Bechtout avec les données d'ammonite de Takhemaret et Frenda nous a permet de faire une corrélation et d'analyser l'intervalle stratigraphique entre les zones à *L. plicatilis* et *D. bifurcatus*, et on a trouvé qu'il y a un enregistrement plus représentatif de *Gregoryceras* avec *Passendorferia* pour les terrains de Bou Rheddou et de Bechtout confirmant la présence de la partie supérieure de la zone *D. bifurcatus* (sous-zone *D. groussovrei*), contrairement aux secteurs de Takhemaret qui marquent son absence.

L'étude de la formation des Argiles rouges de Kheneg trouvée dans les massifs de Bou Rheddou et de Bechtout nous a permet d'enregistrer pour la première fois des traces fossiles de l'Oxfordien, cette formation comprend trois principales associations de faciès FA-1 à FA-3, elles correspondent respectivement à la partie profonde d'une plate-forme mixte carbonatée et siliciclastique, offshore supérieur et offshore transition-offshore inférieur, à partir des nouvelles données ichnologique de cette formation l'association des traces fossiles comprend quinze ichnogenres caractéristique de jurassique supérieur, il s'agit principalement des traces fossiles des eaux profonde (c.-à-d. *Belorhappe*, *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *mégagraptos*).

L'étude de trace fossile de plug-shaped de l'Oxfordien au niveau de la formation des Argiles de Saida pour les régions de Takhemaret et de Djebel Mtairou nous a fourni des nouvelles informations ; on a prouvé la présence d'un riche ichnoassemblage de l'Oxfordien moyen-supérieur avec au moins 32 ichnogenres dont environ 43 ichnoespèces caractérisant la Formation de l'Oxfordien Argiles de Saïda.

Mots-clés : Domaine tellien, Domaine tlemcenien, Oxfordien, Argiles rouges de Kheneg, Argiles de Saida, *L. plicatilis*, *D. bifurcatus*, ichnogenres, plug-shaped.

Abstract

This thesis is devoted to the lithostratigraphic, biostratigraphic, ichnological and sedimentological study of Upper Jurassic deposits in the Tiaret Mountains (north-western Algeria). The present work concerns the study of Upper Jurassic lands belonging to two very different paleogeographic domains: the Tellian Domain and the Tlemcenian Domain.

As part of the Tellian Domain, the Bou Rheddou and Bechtout massifs feature six Upper Jurassic formations, the series of which is more complete in the Bou Rheddou than in the Bechtout, whereas the Malm of the Djebel Mtaïrou sector belonging to the Tlemcenian Domain features a single formation corresponding to the Argiles de Saida Formation.

The new ammonite collections from the Bou Rheddou and Bechtout massifs, together with the ammonite data from Takhemaret and Frenda, have enabled us to correlate and analyze the stratigraphic interval between the *L. plicatilis* and *D. bifurcatus* zones. *bifurcatus* zones, and we found that there is a more representative record of *Gregoryceras* with *Passendorferia* for the Bou Rheddou and Bechtout sectors, confirming the presence of the upper part of the *D. bifurcatus* zone (*D. groussovrei* subzone), unlike the Takhemaret sectors where it is absent.

The study of the Argiles rouges de Kheneg formation found in the Bou Rheddou and Bechtout massifs has enabled us to record Oxfordian fossil traces for the first time. This formation comprises three main facies associations, FA-1 to FA-3, corresponding respectively to the deep part of a mixed carbonate and siliciclastic platform, upper offshore and transitional lower offshore, based on new ichnogenetic data from this formation, the fossil trace association comprises fifteen ichnogenus characteristic of the Upper Jurassic, mainly deep-water fossil traces (i. e. *Belorhappe*, *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *Megagraption*).

The study of fossil traces of Oxfordian plug-shaped in the Argiles de Saida Formation in the Takhemaret and Djebel Mtaïrou regions provided us with new information; the presence of a rich Middle-Upper Oxfordian ichnoassemblage with at least 32 ichnogenus including around 43 ichnospecies characterizes the Saida Clay Oxfordian Formation.

Key words: Tellian Domain, Tlemcenian Domain, Oxfordien, Argiles rouges de Kheneg, Argiles de Saida, *L. plicatilis*, *D. bifurcatus*, ichnogenus, plug-shaped.

Introduction

Problématique et objectifs de recherche

Les formations du Jurassique supérieur, constituent d'importantes composantes des séries sédimentaires dans la région de Tiaret. Elles sont constituées des successions argilo-gréseuses et argilo-carbonatées (calcaires ou dolomies), riches parfois en structures/figures hydrodynamiques et traces fossiles, ainsi que des niveaux fossilifères (faunes d'ammonites et de brachiopodes...). Les affleurements de cet intervalle stratigraphique sont représentés en grande partie par la Formation des Argiles rouges de Kheneg, au nord de Tiaret (Atrops & Benest, 1994), « Grès de Sidi Saâdoun » et les « Argiles de Faïdja » (Atrops & Benest, 1981) dans le domaine préatlasique. Au sud de la ville de Tiaret, l'équivalent dans le domaine tlemcenien serait la Formation des Argiles de Saïda qui a connu de nombreux travaux sédimentologiques et biostratigraphiques et même paléontologiques (Cherif et al., 2015, Halmanski & Cherif, 2017., Cherif et al., 2018).

Notre région d'étude comprend trois secteurs nommés ; Bechtout, Bou Rheddou et Mtairou,

Ces derniers appartiennent à deux zones déférentes sur le plan morphologique ; l'Atlas Tellien et la partie nord des hauts plateaux oranais (Tchoumatchenco, P., Khrichev, K., 1992), coïncidant avec le Domaine tellien et le Domaine tlemcenien de Elmi (1974, 1977), Elmi et al. (1982), Elmi, Alméras 1984, Elmi (1984), etc., dont à partir du Callovien et le jurassique supérieur a été commencé une différenciation entre les deux domaines traduit dans la région d'étude par le passage horizontal entre ces deux unités paléogéographique majeures différentes ayant sa propre présentation dans la lithologie des sédiments de jurassique de la région. Ceci explique que dans les sédiments du Callovien et de jurassique supérieur se présentent deux successions de formation lithostratigraphiques nettes où la première apparente au Domaine tellien et la seconde au Domaine tlemcenien

Après les derniers travaux sur la région d'étude de Tchoumatchenco et *al* (1992, 1995), et Atrops & Benest (1986 a, 1994) aucune étude sédimentologique détaillée n'a été réalisé en exception du travail de Sadjji (2021), en effet notre étude a pour but de compléter et de réactualiser les travaux antérieurs dans les monts de Tiaret affleurant sur la partie sud du Domaine tellien concernant les terrains de Bechtout et Bou Rheddou et au niveau de la partie orientale de Domaine tlemcenien pour le terrain de Djebel Mtairou.

A partir des données disponibles et les anciens travaux, notre travail est basé sur les démarches suivantes ; un découpage lithostratigraphique, basé sur de nouvelles listes de

taxons d'ammonites procédé par une analyse sédimentologique de faciès des coupes étudiées

Le manuscrit de cette thèse a été structuré en quatre parties, organisées comme le suivant :

- ✓ Dans la première partie, nous avons montré la position des secteurs d'étude dans les Monts de Tiaret avant de les placer dans un cadre géologique, et citer les différents travaux réalisés dans cette région. Nous avons aussi cité et expliqué les méthodes utilisées et leurs importances dans le présent travail.
- ✓ La seconde partie concerne la description lithologique des faciès rencontrés et le découpage lithostratigraphique matérialisé par des différentes formations géologiques sédimentaires.
- ✓ La troisième partie est consacrée à l'étude biostratigraphique d'après les nouvelles données d'ammonites cités pour la première fois dans la région, cette étude fait partie d'un travail de recherche en faisant une corrélation stratigraphique avec les terrains avoisinants des régions de Takhemaret et de Frenda.
- ✓ La quatrième partie comprend l'étude des structures sédimentaires et les ichnotraces (traces fossiles) ; d'après la récolte du maximum de données qui nous aident à tracer le paléoenvironnement.
- ✓ Enfin, notre travail se termine par une conclusion générale qui consiste à une synthèse englobant les résultats obtenus pour cette thèse.

CHAPITRE 1.
GENERALITES

I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

I. 1-Cadre géographique général :

Les terrains étudiés appartiennent aux monts de Tiaret et s’étendent sur deux zones avec une morphologie bien distincte pour chaque zone (Fig. 1 et 2).

Les deux secteurs de Bechtout et Bou Rheddou sont situés à la bordure sud de Domaine tellien, ce dernier est limité par la plaine de Chéelif au Nord, plaine de Sersou au Sud ; les monts de Béni Chougrane à l’Ouest et par les monts de Bibans à l’Est. Le secteur de Djebel Mtaïrou appartient aux Domaine tlemcenien en se localisant à sa partie orientale, le Domaine tlemcenien est limité au Nord par le domaine tellien ; au Sud et Est par les Hautes-Plaines ; à l’Ouest par le Rif marocain et par le moyen Atlas au Sud-Ouest.

Le Domaine tellien et le Domaine tlemcenien sont séparés par une ceinture considérée comme une zone de passage géographique et paléogéographique, constituée en plupart par des grés d’âge Miocène qu’on l’appelle le sillon Miocène

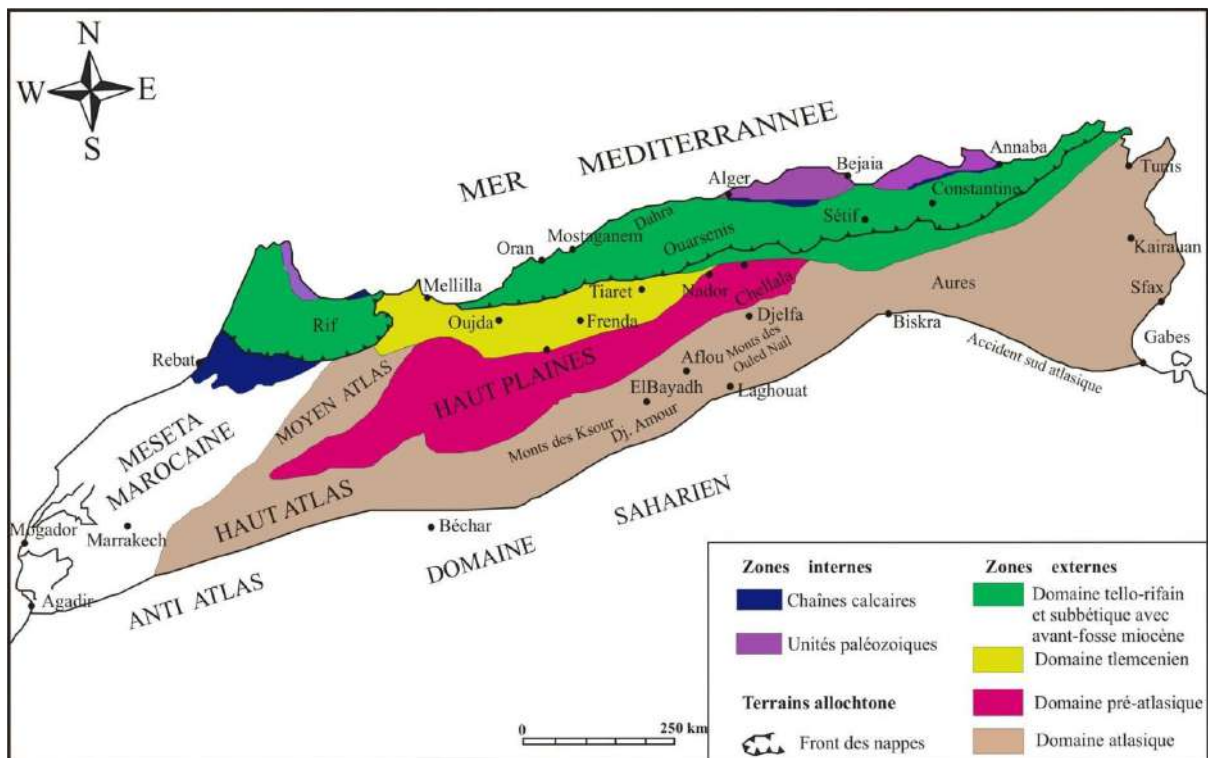


Fig. 1 : Les grands ensembles géographiques de la chaîne Alpine en Méditerranée occidentale (Benest, 1985).

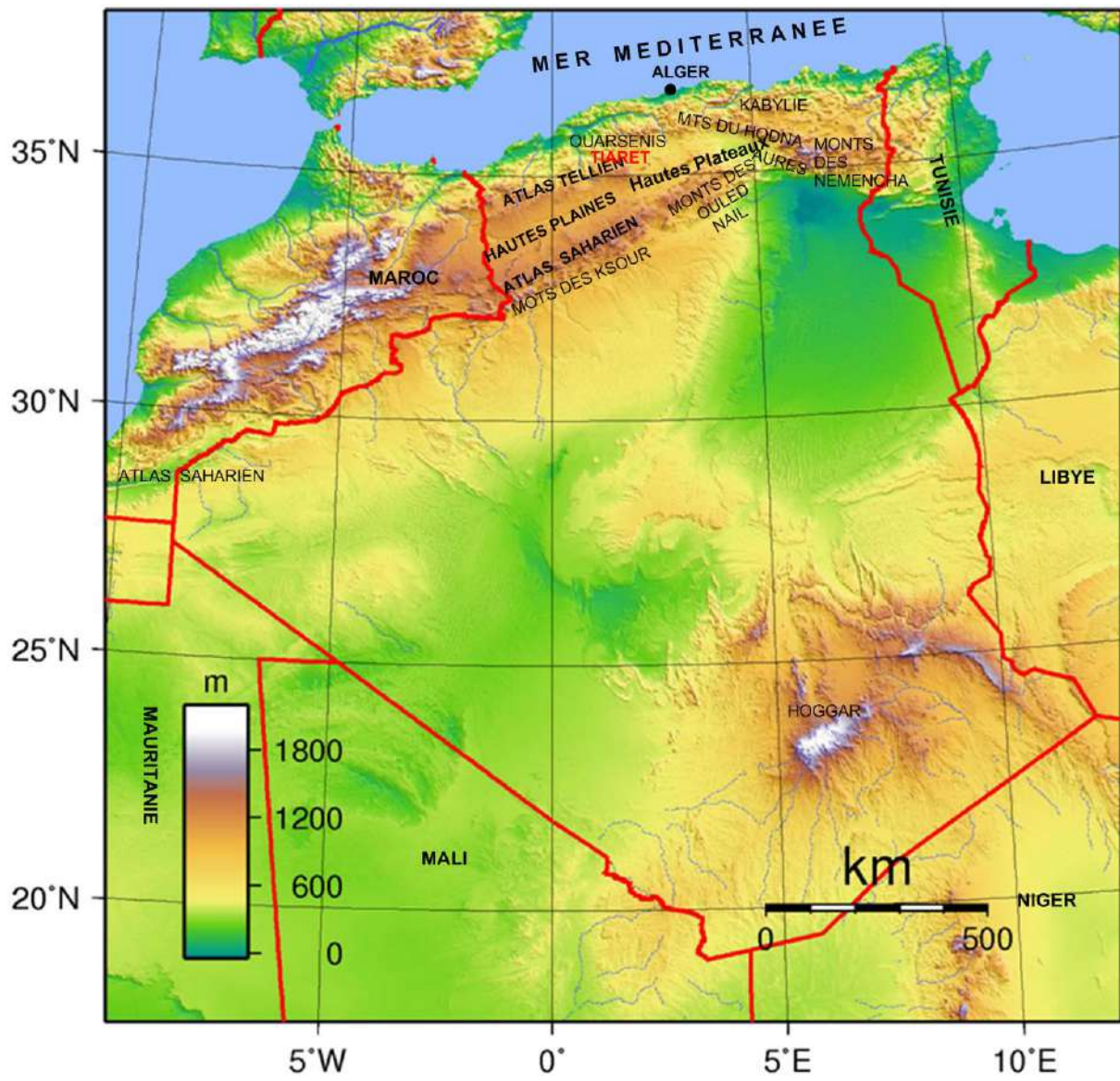


Fig. 2 : Carte des chaines de montagnes en Algérie, et leurs continuités dans les pays voisins (Maroc et Tunisie)

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

Les Monts de Tiaret possèdent une position géographique particulière en avoisinants des chaînes de montagnes de différentes natures, ils sont limités au Nord par les Monts de L'Ouarsenis orientale, les Monts de Freneda à l'Ouest, le plateau de Sersou au Sud et les Monts de Nador et de Chellala à l'Est (Fig. 3).

Concernant les secteurs de Bechtout et de Bou Rheddou, ils sont situés en limitrophes de la bordure Sud de bassin tellien et se localisent au Nord de la ville de Tiaret.

Le massif de Bechtout se trouve à 20 km au N'O de la ville de Tiaret et de 4 km d'Oued Lili, les sédiments jurassiques affleurent sur la bordure N'O de ce massif cristallin, Ils couvrent une superficie a environ de de 2 à 3 km², Plus proche que Bechtout, le massif de Bou Rheddou se situe au Nord de la ville Tiaret ; environ de 7 à 8 km
Enfin pour Le secteur de Djebel Mtaïrou il n'est loin que de 12 km à l'Ouest de la ville de Tiaret.

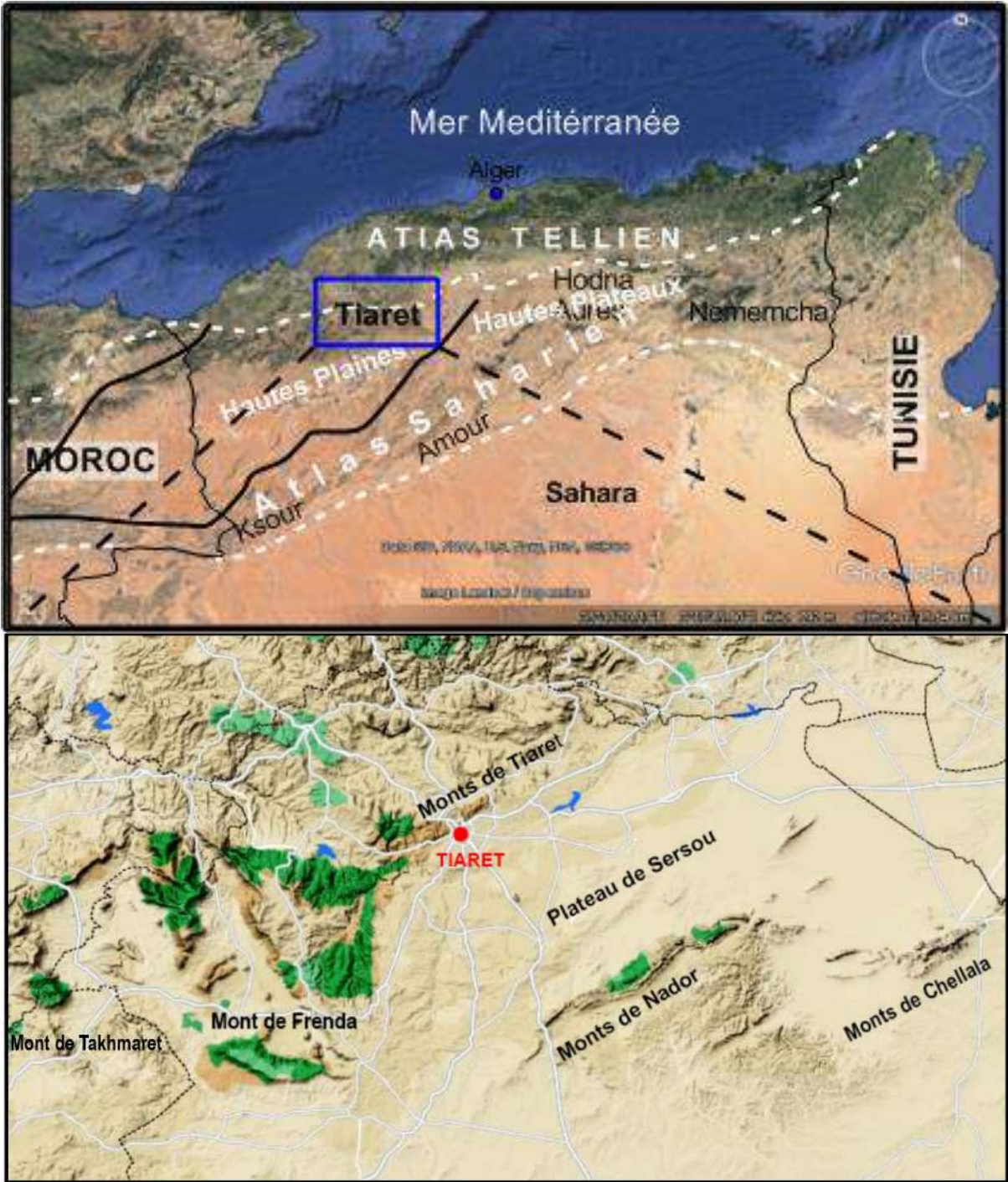


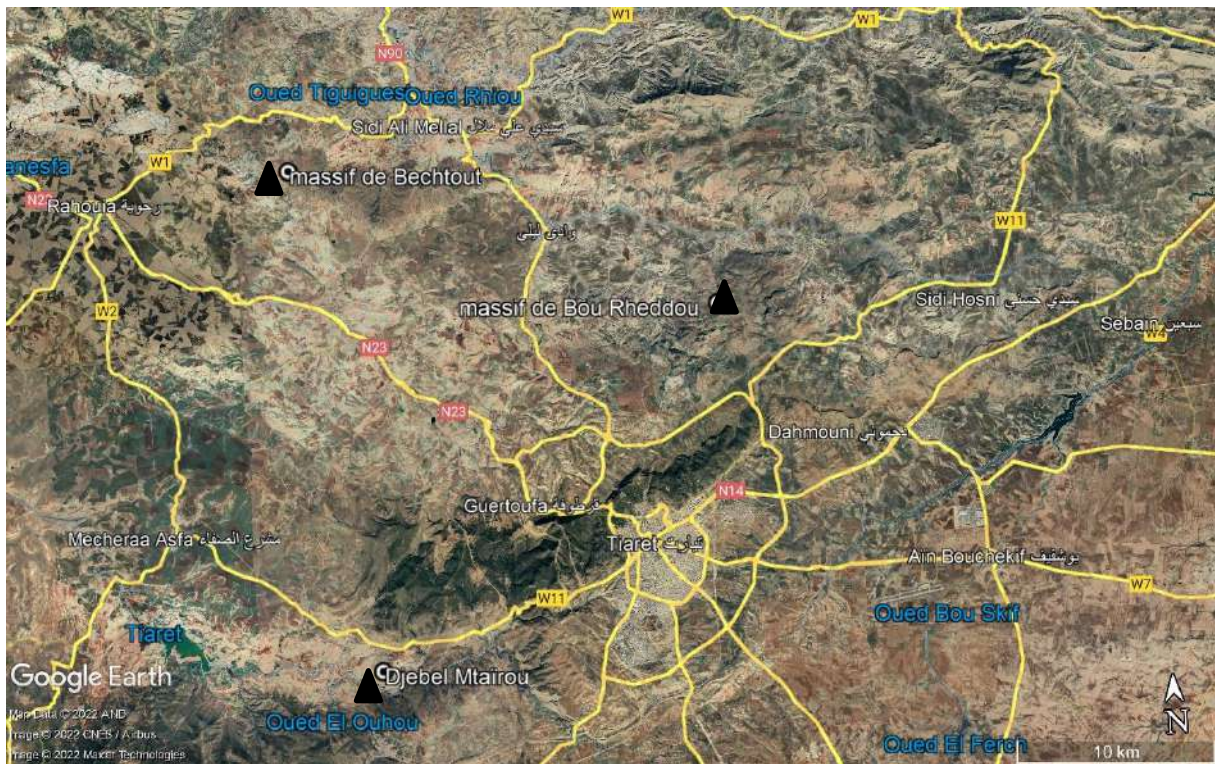
Fig. 3 : Situation géographique des Monts de Tiaret

I. 2. 1-Localisation géographique des massifs étudiés (Fig. 4) :

Le massif de Bechtout s'étend sur une superficie importante par une longueur de 15 km et un largeur de 3 à 4 km avec une direction E-W, Il est ' recoupé, presque au centre, par l'Oued Temda qui a creusé une vallée profonde de plus de 400 m dans la roche rhyolitique, ce massif est essentiellement formé de roches magmatique (notamment de rhyolite) dont les sédiments jurassiques n'apparaissent qu'à son extrémité Ouest, ils couvrent une superficie de de 2 à 3 km²,le montagne de Bechtout est limité au nord par le village de Sidi Said (Bouzour) et le chemin de wilaya n°W1, à l'Est par Oued Lili et la route nationale N90, au Sud par le village de Tamda et la route nationale N23, et par Rahouia à l'Ouest.

Le massif de Bou Rheddou apparait comme un vaste affleurement matérialisé par des couches jurassique qui peut atteindre 20 km de longueur et 8 à 9 km de largeur avec une direction E-W, il est affecté par un système de failles de direction sensiblement E-W et N-S (Atrops et Bnest 1982), l'Oued Guelt Hallouf traverse le milieu de ce massif du Sud vers le Nord, et l'Oued Khneg limitrophe son flanc Nord, ce terrain est limité au Nord par Oued Lili, à l'Est par Sidi Hosni, au Sud par la ville de Tiaret et Dahmouni et le chemin de wilaya n°W11, et par la route nationale N90 a l'Ouest.

Le Djebel Mtaïrou est représenté essentiellement par la formation des argiles de Saïda dont les facies sédimentaires sont apparus à son flanc Sud affecté par la vallée d'Oued Mina, ce secteur d'étude est limité au Nord par le chemin de wilaya n°W11, à l'Est par Tagdempt et la ville de Tiaret, au Sud par Oued Mina et Mellakou, et par le barrage d'eau de Bakhadda et Mechraa Asfa à l'Ouest.



▲ Secteurs d'étude

Fig. 4 : photo satellitaire montrant les secteurs d'étude.

II-CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

La région d'étude correspond à deux zones différentes ; le Domaine tellien et le Domaine tlemcenien, ces deux domaines sont caractérisés par leurs traits spécifiques concernant le développement de faciès des sédiments jurassique, ce qui nous donne une double subdivision lithostratigraphique pour les dépôts d'âge callovien et jurassique supérieur (Tchoumatchenco *et al.*, 1992). Les deux domaines possèdent des caractères paléogéographiques et lithologique différents, dont leur étude implique l'existence de deux successions lithostratigraphique différents (Fig. 5).

-Domaine tellien

Pour le Domaine Tellien la région d'étude possède des terrains autochtones correspondants à Bechtout et Bou Rheddou, le jurassique inferieur est absent et le jurassique moyen n'est présenté qu'a Bechtout (probablement d'âge callovien inferieur et moyen par

corrélation de coupe de Bou Hadjar) (Atrops et *al*, 1994), tandis que le jurassique supérieur de ces deux affleurements est présenté par des formations surmonté par des couches miocènes transgressives, la base de ces couches est inconnue, sauf au Bechtout, où la série du Malm repose sur le socle éruptif (Polvêche, 1960), les succession des formations pour les deux massifs est très semblable et complémentaire (Atrops et *al*, 1986), on marque que la série du jurassique supérieur est plus complète à Bou Rheddou.

Au cours du jurassique supérieur, il a existé une zone pélagique à sédimentation réduite (Atrops et *al*, 1994), cette zone se trouve à l'emplacement d'un paléohorst (axe Bou Hadjar-Bechtout-Bou Rheddou) immergé seulement à partir du callovien à Bou Hadjar (Benest et *al* 1991), ce haut fond dont la résistance à l'enfoncement est nettement plus forte à Bou Hadjar et à Bechtout qu'au Bou Rheddou sépare deux domaines paléogéographique inégalement subsidents avec une évolution spécifique pour chaque domaine durant le jurassique supérieur :

-un domaine septentrional intra-tellien peu subsident (Grand pic de Ouarsenis) marqué par un faciès marno-calcaire de type bassin riche en organismes pélagique.

-un domaine méridional fortement subsident (=sillon préatlasique du Nador Chellala) avec le dépôt d'une épaisse série silico-clastique de l'oxfordien au kimméridgien suivi par des dépôts carbonatés de plateforme interne au cours le kimméridgien supérieur et le Tithonien

Les études stratigraphiques du Domaine tellien dépendent en plupart sur la base chronostratigraphique dont on ne trouve que sept formations d'âge jurassique moyen et supérieur définies à Bechtout et Bou Rheddou, les six formations du Malm bien datées par ammonite ont chacune leurs équivalents au Grand Pic à l'Ouarseniss au centre du bassin tellien.

-La série de référence de Bechtout et Bou Rheddou adaptée par Atrops (1994) : elle est composée par la succession des formations suivantes :

Les calcaires de Bechtout : d'âge callovien inférieur et moyen à Bou Hadjar, placé en transgression sur le socle éruptif

L'Ammonitico-rosso de Frid d'âge oxfordien moyen (zone a Transvarsium)

Les argiles rouges de Khneg d'âge oxfordien moyen et supérieur (zone à Bifurcatus, Bimammatim et Planula)

Les calcaires de Bou Rheddou d'âge kimméridgien

Les marne de Gratene d'âge Tithonien basale (zone à Hybonotum)

Les calcaires de Guelt Hallouf d'âge Tithonien inférieur

Les marno-calcaire de Bou Rharda d'âge Tithonien supérieur

-Domaine tlemcenien

Le secteur d'étude de Djebel Mtaïrou présenté dans ce travail se situe dans la partie orientale du domaine tlemcenien, dans la moitié Sud de la feuille de Mechraa Sfa (ex Prévost-Paradol).

Le groupe détritique de ce domaine est introduit par Augier 1967, il est constitué dans la région d'étude par la formation des argiles de Saida (avec le membre d'El Gada) et la formation de Bou Medine (=formation de Franchetti)

Le Domaine tlemcenien correspond à un domaine pré-tellien méridional ou l'Avant-pays peu déformé de la chaîne tellienne (*sensu* Ciszak, 1993), constituant la limite septentrionale du domaine atlasique.

Les dépôts de ce domaine sont formés dans des conditions pro-deltaïque. Le chenal distributeur a été marqué par la répartition des banc gréseux (dans les parties inférieures de la formation des argiles de Saida) et de la formation de Bou Medine, le membre d'El Gada de la formation des argiles de Saida a transgressé dans la région du chenal distributeur, selon Delfaut (1973) cette formation appartient aux faciès pro-deltaïques de plate-forme et représente une formation périphérique du Continental intercalaire. Cette pro-delta lors du callovien et jurassique supérieur structure presque entièrement le Domaine tlemcenien de Elmi (1971, 1977, etc)

-La subdivision lithologique du Domaine tlemcenien : comprend la succession de trois formations suivantes :

La formation des argiles de Saida

La formation de Bou Medine

La formation de Dolomie de Tlemcen

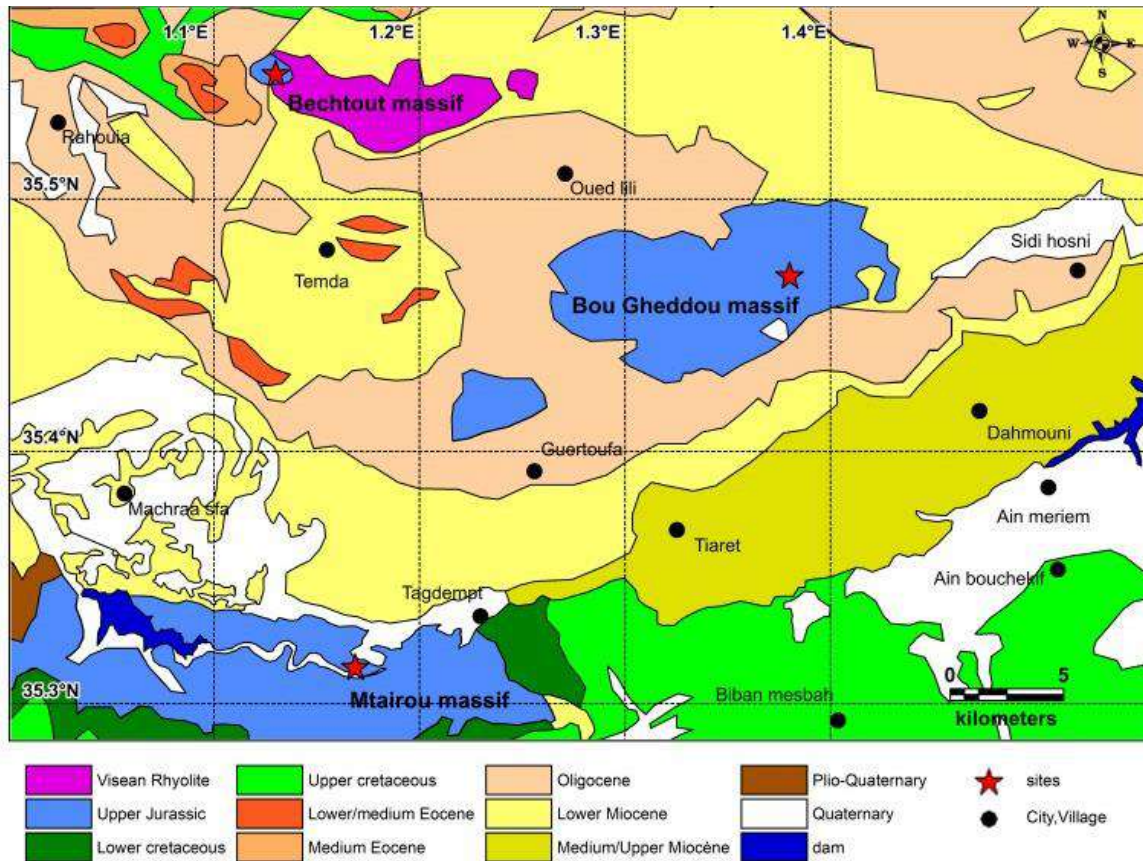


Fig. 5 : Extrait de la carte géologique interprétative de Tiaret ANRH ;1/200000

III-HISTORIQUE DE RECHERCHES :

Domaine tellien : les terrains étudiés affiliés à ce Domaine font l'objet de recherches géologiques à partir des deux siècles précédents, on cite le plus essentiel de ces travaux :

A. Pomel, J. Poyanne (1889) : réalisation d'une carte géologique au 1/800000^e.

J. Welsh (1890) : étude de l'Ouarsenis occidentale en donnant une description des séries qui reposent sur le socle éruptif (Bechtout).

J. Replin (1895a, 1895, 1896) : synthèse cartographique de l'Ouarsenis oriental, en faisant une étude stratigraphique et paléontologique détaillée sur le Crétacé inférieur.

M. Dalloni (1914-1922, 1936) : étude paléontologique détaillée sur le Jurassique et le Crétacé inférieur.

Polveche, 1960 : contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais

Atrops et Benest (1984 à 1994) : réalisation de travaux de recherche sur la stratigraphie des formations du jurassique supérieur du bassin tellien au Nord de Tiaret

Tchoumatchenco *et al* (1992) : études sur le jurassique dans les monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental ; stratigraphie et paléogéographie

Benosmane (1992) : étude stratigraphique et systématique des ammonites (Bechtout et Bou Rheddou)

R. Sadjji (2021) : thèse doctorat sur les Calcaires noduleux rouges du Jurassique supérieur (*Ammonitico Rosso*) du domaine tellien externe (Algérie NW)

Domaine tlemcenien : les travaux de recherche de ce domaine ont commencé depuis 19^{ème} siècle et sont assez nombreux ; les études les plus importants sont comme suivant :

J. Pouyanne (1877) : Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 1/400.000^e de la région de Tlemcen

F. Doumergue : réalisation des cartes géologiques détaillées d'Algérie entre les années 1910 et 1948

Flamand (1911) : recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud).

G. Lucas (1952) : étude sur la bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale

Atger Et Verdier (1965) : étude géologique du Plateau jurassique de Cacherou (Permis Mascara- Bedeau), bordure nord des Monts de Saïda.

Auclair et Biehler (1967) : étude géologique des Hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda.

Benest et Elmi (1969, 1999) : plusieurs travaux de recherche sur le Domaine tlemcenien

Sapunov I.G. 1973 : Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie).

J. Delfaud (1973, 1974) : sur le contexte deltaïque et l'interprétation sédimentologique en termes de milieu de sédimentation

W. Wildi (1981) : étude sur le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en eau profonde à labordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc).

R. Ciszak (1993) : sur l'évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque.

M. Bendella (2012) : Thèse Doctorat intitulé ; Évolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques.

A. Cherif (2017) : Thèse Doctorat intitulé ; Sédimentologie et dynamique sédimentaire de la Formation Des Argiles de Saïda (Oxfordien moy-sup) de la partie orientale du domaine tlemcenien (Algérie ouest)

IV. MATERIELS, METHODES ET OBJECTIFS

A. Travail bibliographique

Toutes les données bibliographiques (articles, thèses, cartes etc...) qui ont relation avec le jurassique supérieur des Monts de Tiaret et les terrains avoisinants ont été vérifiées, comparées et critiquées.

B. Travail de terrain

Trois (3) coupes ont été levées banc par banc au niveau de trois terrains (3) pour décrire les différents lithofaciès, avec la récolte des fossiles d'ammonites et de brachiopode pour déterminer le cadre biostratigraphique, on plus nous avons prendre des illustrations photographiques, et enfin le prélèvement des échantillons de marne pour chercher de la microfaune.

C. Travaux de laboratoire

Au niveau de laboratoire nous avons préparé les fossiles d'ammonite avant de les filmées pour être déterminés par un spécialiste.

Les ammonites collectées ont été déterminées par D. BERT (Conservateur de la Réserve naturelle nationale géologique de Haute-Provence, Laboratoire Géosciences Rennes, France).

D. Objectifs

Ce travail a pour objectif une étude lithostratigraphique et sédimentologique classique à la lumière des quelques rares travaux de nos géologues précurseurs

L'objet visé dans ce thème est comme le suivant :

-Une étude lithostratigraphique, basée sur la nature lithologique et le contenu paléontologique des strates.

-Un essai de subdivision stratigraphique et attribution de l'âge correspondant à ces formations, en se basant sur le contenu en fossile (si possible).

-Une étude sédimentologique, basée sur l'inventaire des litho/biofaciès, afin de mettre en évidence le paléoenvironnement et la paléogéographie régissant à cette époque.

CHAPITRE 2.
LITHOSTRATIGRAPHIE

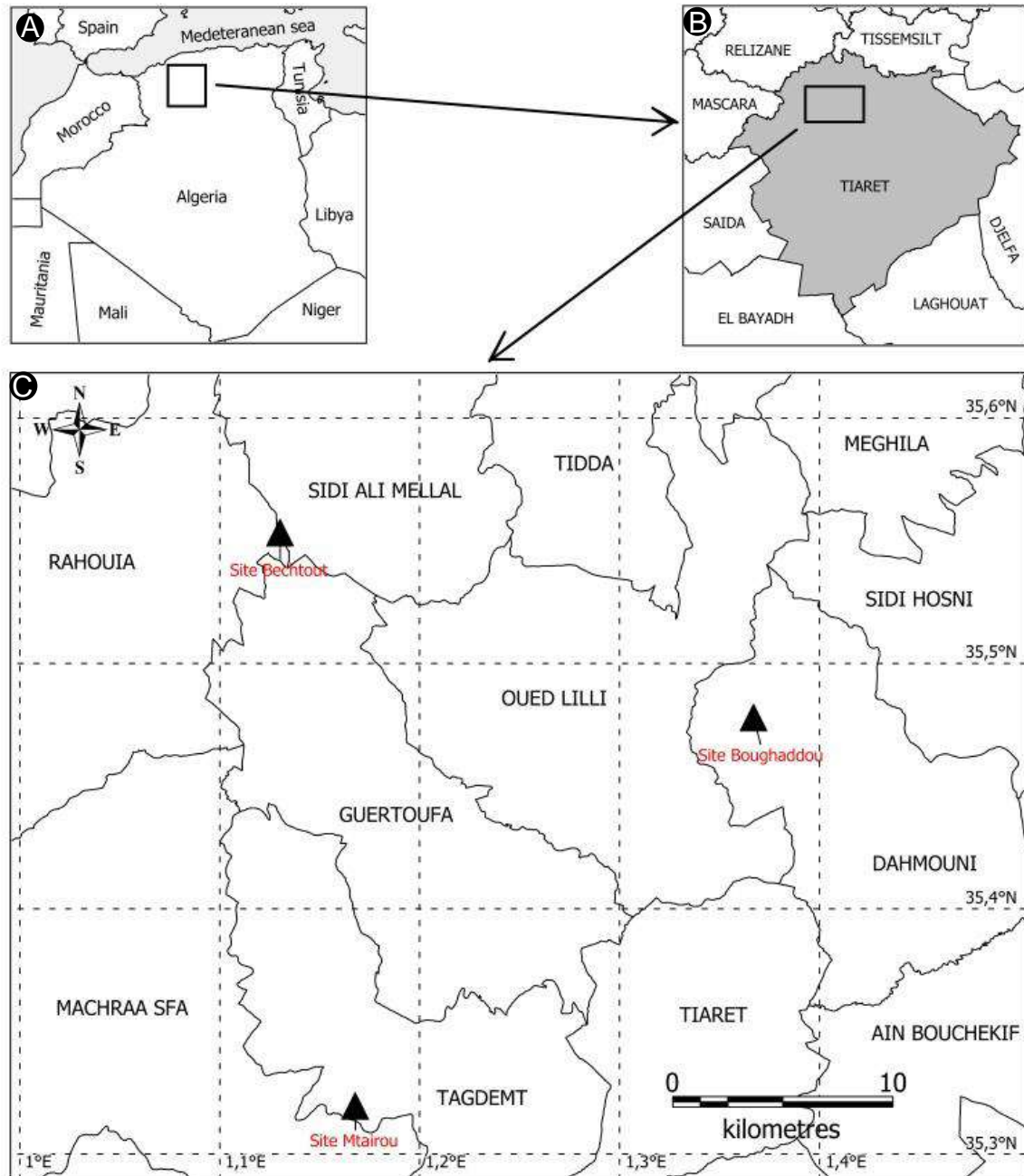
1. Introduction

Les terrains de jurassique supérieur des monts Tiaret font l'objet de recherche de plusieurs équipes scientifiques depuis le 19^{ème} siècle, les résultats obtenues ont beaucoup contribué à mieux comprendre cette période géologique, malgré ça on trouve des lacunes et des confusion dans les recherches de quelques auteurs pour le même terrain, et dans le cadre de notre travail de recherche pour la réactualisation des connaissances nous avons adopté les résultats et données (nomenclature, notes) des auteurs les plus acceptables et plus argumentés ;

Pour les formations de jurassique supérieur de Domaine tellien on a adopté les nomenclatures approuvées par Atrops et Bnest (1994), dont la lithostratigraphie est bien définie et repose essentiellement sur la chronostratigraphie basée sur les ammonites. Les formations de jurassique supérieur de Domaine tlemcenien possèdent un système lithostratigraphique formelle et bien défini selon les travaux de recherche les plus récents.

2. Description de la série et Découpage lithostratigraphique :

Ce chapitre a pour but l'étude des terrains de jurassique supérieur des Monts de Tiaret, présenté par trois (3) secteurs ; Bechtout et Bou Rheddou au Nord de la ville de Tiaret et Djebel Mtairou à l'Ouest de la même ville (Fig. 6).



▲ Secteurs d'étude

Fig. 6 : carte de localisation de la zone étudiée ; carte générale de l'Algérie (A) ; carte de wilaya de Tiaret (B) ; localisation des secteurs d'étude (C).

2. 1-Découpage lithostratigraphique des secteurs du Domaine tellien :

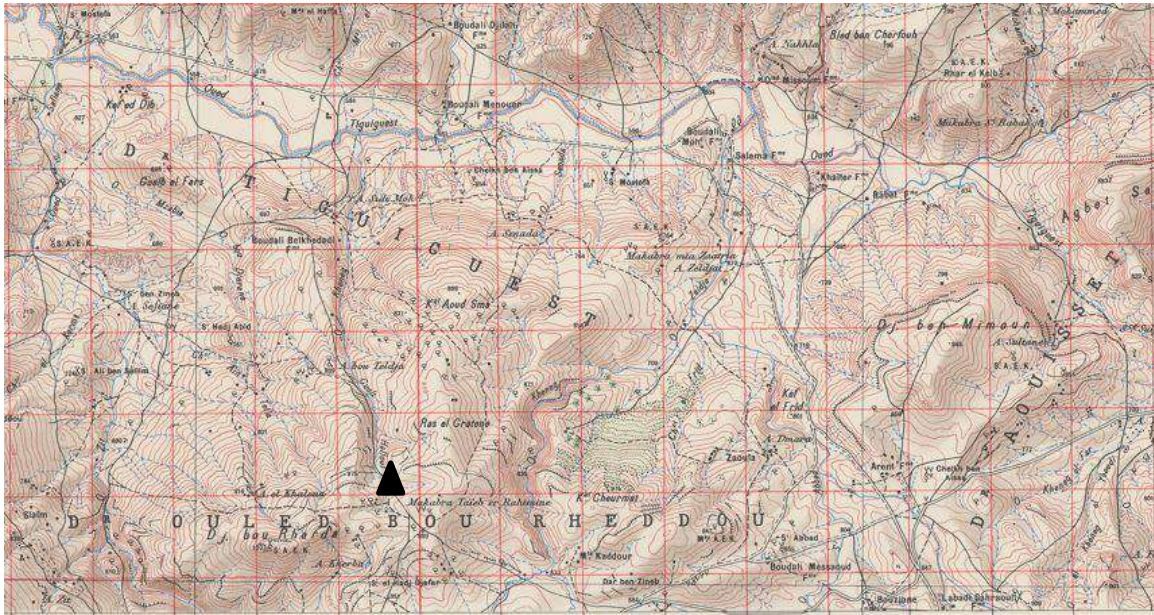
les terrains de jurassique supérieur de massif de Bechtout (Fig. 7) et de Bou Rheddou (Fig. 8) sont composés par des formations très semblables et complémentaires (Atrops et *al* 1986), ils possèdent le même âge et presque les mêmes caractères lithologiques et contenu fossilifère sauf que la série de Malm est plus complète à Bou Rheddou qu'à Bechtout, on ajoute que les ammonites de la formation des argiles de Kheneg collectées ont été déterminées par D. BERT et on les a prouvé d'âge Oxfordien moyen et supérieur.

On a marqué la présence de sept (7) formations successives ; une formation basale attribue au Callovien, les autres six (6) formation qui restent datées du jurassique supérieur.



▲ Secteurs d'étude

Fig. 7 : extrait de la carte topographique de Rahouia (ex Mongolfier) 1/50000, montrant la position de secteur de massif de Bechtout.



▲ Secteurs d'étude

Fig. 8 : extrait de la carte topographique de Sidi Hosni (ex Waldek-Roussou) 1/50000, montrant la position de secteur du massif de Bou Rheddou.

2. 1. 1-Formation de Calcaires du Bechtout (24 m)

il s'agit d'une formation basale pauvre en marqueurs fossilifères, elle datte de Callovien inférieur et moyen par corrélation avec le bloc de Bou Hadjar (10 km au NE de massif de Bechtout), cette formation est composée par deux membres d'une lithologie différente bien marqués sur le massif de Bechtout (Fig. 9A); un membre inférieur de 15 m d'épaisseur de couleur gris claire a jaunâtre parfois riches en intraclastes (Fig. 9B), le membre supérieur est de couleur grisâtre a brunâtre et d'épaisseur de 9 m, le sommet de ce dernier membre est surmonté par une surface durcie correspondant à une discontinuité (Fig. 9C).

Les calcaires de Bechtout reposent sur les conglomérats de Miocène inférieur (Fig. 9D) installés directement sur le socle rhyolitique au niveau du massif Bechtout alors que sa base n'est pas visible à Bou Rheddou, l'endroit où ils surmontent les conglomérats de Miocène inférieur en absence de l'existence des roches rhyolitiques, ils apparaissent comme des bancs de calcaires dolomitisés généralement massifs avec une épaisseur qui peut atteindre a environ de 110 m.

Cette formation est très peu fossilifère, et on ne peut trouver que quelque trace des moules des ammonites indéterminable (Fig. 9 E).

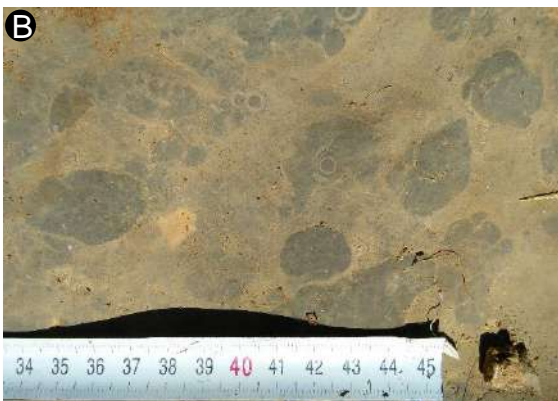


Fig. 9 : formation des calcaires de Bechtout, massif de Bechtout (A) ; calcaire à intraclastes, massif de Bou Rheddou (B) ; surface durcie (hard ground), massif de Bechtout (C) ; conglomérats de miocène inférieur, massif de Bechtout (D) ; trace d'ammonite, massif de Bechtout (E).

2. 1. 2-Formation d'Ammonitico Rosso de Frid

Cette formation prend son nom d'après la localité de Kef el Frid située à l'extrémité Est du massif de Bou Rheddou, elle se développe aussi sur les deux rives d'Oued Kheneg au niveau du même massif, Elle est datée de l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis* et zone à *Transversarium*) Tchoumatchenco *et al.* (1992), cet âge est approuvé selon les nouveaux datas d'ammonite collectés dans notre travail de recherche (Chapitre 4), l'épaisseur de la formation est de 5 m à Bechtout (Fig. 10A) et de 14 m pour Bou Rheddou, il s'agit des calcaires noduleux rouges tâchetés par endroit d'un couleur gris-vert ou jaunâtre (Fig. 10B), les premières couches de calcaire ont livré quelque ammonites très usées, indéterminable (Fig. 10C, D), après on trouve des bancs de calcaire plus ou moins épais de couleur grisâtre a bleu séparés par de minces niveau de calcaire grumeleux (Fig. 10E).

L'Ammonitico Rosso de Frid correspond au Bechtout aux premiers deux niveaux de l'ancienne formation de l'Ammonitico Rosso inférieur (Atrops et Benest 1986) et au Bou Rheddou à la partie moyenne de l'Ammonitico Rosso inférieur (Atrops et Benest 1984), Enfin elle présente aussi la partie inférieure de la "Formation d'Ain El Hamra" définie par Tchoumatchenco *et al.*, (1992).

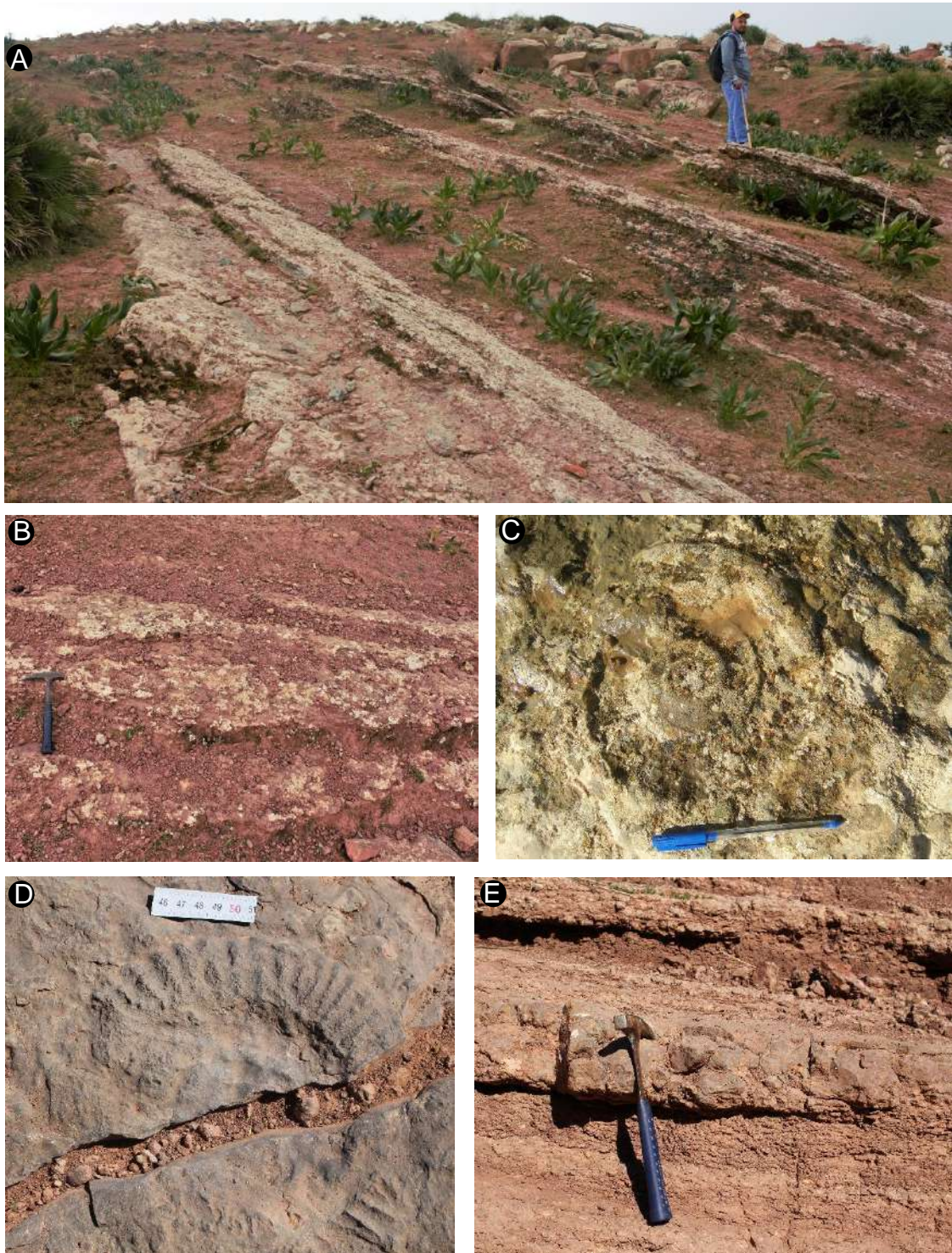


Fig. 10 : formation d'Ammonitico Rosso de Frid, massif de Bechtout (A) ; calcaires noduleux rouges tâchetés en gris-vert et jaunâtre, massif de Bechtout (B) ; trace d'ammonite, massif de Bechtout (C), massif de Bou Rheddou (D) ; calcaire séparé par des niveaux grumeleux, massif de Bou Rheddou (E).

2. 1. 3-Formation des Argiles rouges de Kheneg

Cette formation est d'âge de l'Oxfordien moyen et supérieur (zones à *Bifurcatus*, *Bimammatum* et *Planula*), elle est bien marquée sur la rive droite de l'Oued Kheneg (Atrops et Benest 1984), sa base est bien évidente ; elle débute par un changement lithologique nette représenté par le passage d'un calcaire noduleux rouge séparé par des interlits marneux à une sédimentation plus marneuse.

La formation est de 54.5 m d'épaisseur à Bechtout et de 67 m à Bou Rheddou, dont elle se compose de trois membres (Fig. 11A) ;

-Un membre inférieur marneux traversé par des minces bancs de calcaires noduleux rouges ou verts (Fig. 11B), ces niveaux de calcaire ont livré des ammonites d'âge Oxfordien supérieur, dans le cadre de notre travail de recherche on a marqué la présence de sept (07) niveaux d'ammonites à Bechtout et huit (8) niveaux aussi d'ammonites à Bou Rheddou.

-Un membre médian formé par des grés massifs (Fig. 11C), comprenant des structures sédimentaires et traces fossiles intéressants (chapitre 3)

-Un membre supérieur correspond à une épaisse série à dominance argileux de couleur rouge et violâtre à lie-de-vin ; la base de ce membre est caractérisée par la présence des niveaux de calcaires noduleux riches en fossiles d'ammonites et de rostrés de bélemnite (Fig. 11D), après la série devient plus marneux, elle est marquée par la présence de passés gréseux et parfois silteux d'épaisseurs centimétriques à millimétriques avec des structures et traces fossiles caractéristiques, vers les derniers mètres se développent des marnes grisâtres à violâtres avec des intercalations des calcaires micritiques au sommet (Fig. 11E).

Les Argiles rouges correspond à la partie supérieure de l'Ammonitico rosso inférieur, les grés intercalaires et l'Ammonitico rosso supérieur (Atrops et Benest 1984), ils présentent aussi l'équivalent de la partie moyenne et supérieure de la "Formation des Calcaires Rognonneux d'Ain El Hamra" définie par Tchoumatchenco *et al.*, (1992).



Fig. 11 : Formation des Argiles rouges de Kheneg, massif de Bechtout (A) ; niveau de calcaire à ammonite de membre inférieur, massif de Bou Rheddou (B) ; grés massif, massif de Bou Rheddou (C) ; niveaux de calcaires noduleux à ammonites de la base de membre supérieur, massif de Bechtout (D) ; les marnes de sommet de membre supérieur, massif de Bou Rheddou (E).

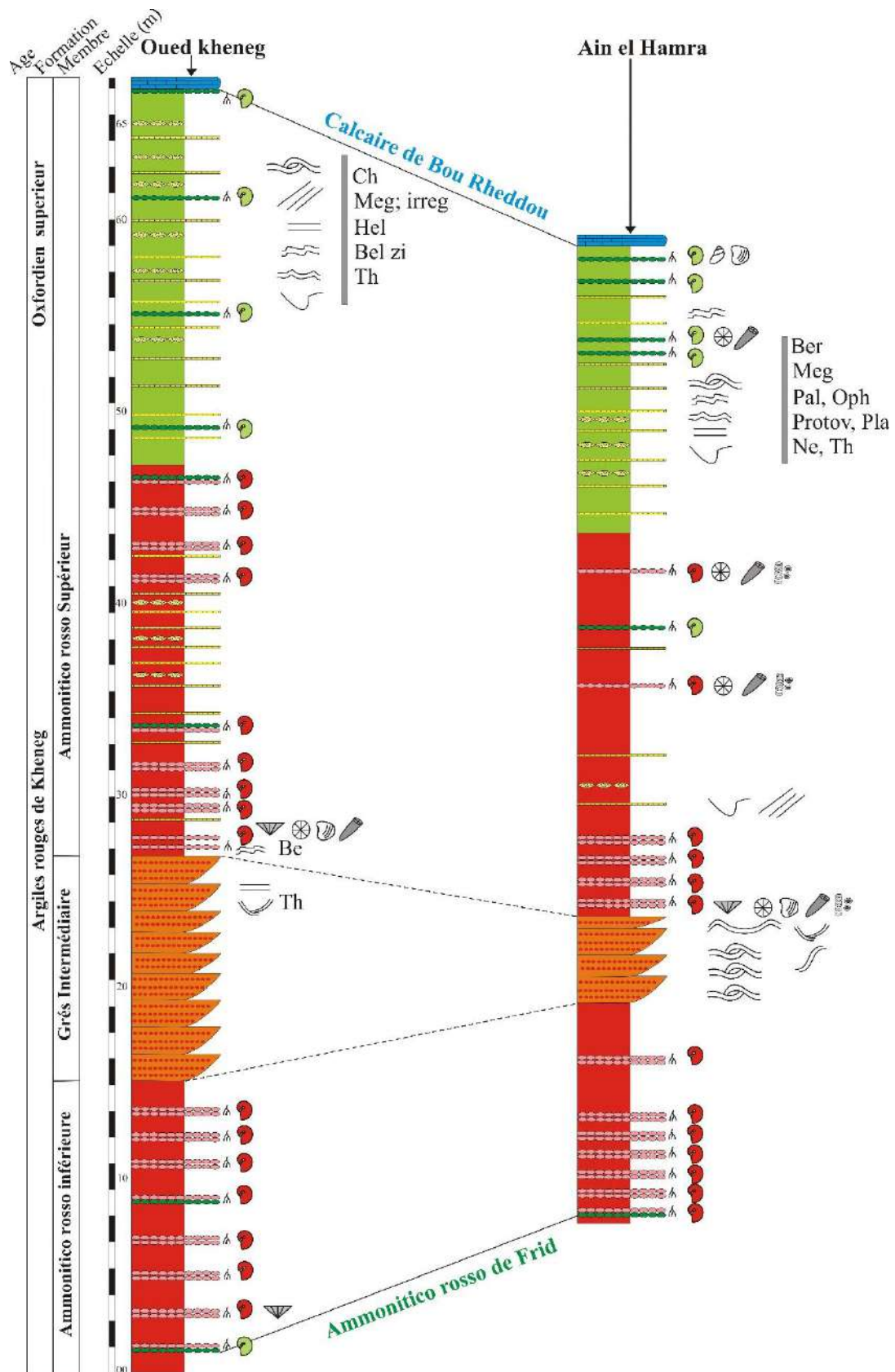


Fig. 12 : Corrélation lithologique de la formation des Argiles de Kheneg des massifs de Bou Reddou et de Bechtout.

2. 1. 4-Formation de calcaires du Bou Rheddou

Cette formation se trouve sur la rive droite de l'Oued Guelt Hallouf dans le massif de Bou Rheddou (Atrops et Benest,1994) (Fig. 13A), elle est datté d'âge du Kimméridgien (zones à *Platynota* et à *Divisum*), on la distingue grâce de sa nature lithologique bien distincte de la formation sous-jacente, dont le changement lithologique est apparente et présenté par le passage d'une sédimentation marneuse à des calcaires micritique compactes bleuâtres à grisâtres (Fig. 13B), la base de la formation est composée par des couches régulières (10 à 50 cm) séparé par des minces interlits marno-calcaires (Fig. 13C), elle atteint 50 m de longueur à Bou Rheddou et 45 m à Bechtout l'endroit où elle représente la formation la plus récente du jurassique supérieur de ce massif.

Les calcaires de Bou Rheddou correspondent à la "Formation des Calcaires de Slaïm" définie par (Tchoumatchenco *et al.*,1992) à Bou Rheddou.



Fig. 13 : formation des calcaires de Bou Rheddou, massif de Bou Rheddou (A) ; calcaire compactes bleuâtres à grisâtres, massif de Bou Rheddou (B) ; calcaires micritiques séparés par des interlits marno-calcaires, massif de Bechtout (C).

2. 1. 5-Formation de Marnes de Gratène

Cette formation d'âge de Tithonien inférieur (zone à *Hybonotum*) est définie sur la rive droite de l'Oued Guelt Hallouf (Atrops et Benest 1994), il s'agit d'une formation à dominance marneuse (Fig. 14) qu' apparaît comme un talus bien marqué séparant les calcaires du Bou Rheddou et les calcaires de Guelt Hallouf situés au-dessus (Fig. 14), ce paquet des marnes verdâtres de 34 m d'épaisseur est riche en ammonites pyriteuse et rostrées de bélemnite, les dernières mètres de ces marnes sont recoupé par des niveaux de calcaires micritiques.

La formation de Marnes de Gratène est l'équivalent à la "Formation des Marnes de l'Ain Gnega (Tchoumatchenco *et al.*, 1992).



Fig. 14 : photo satellitaire montrant les formations de jurassique supérieur de massif de Bou Rheddou (A) ; la formation de Marnes de Gratène (B).

2. 1. 6-Formation du Calcaires de Guelt Halouf

Cette formation est définie par Atrops et Benest (1994) et se trouve sur les deux rives de la partie supérieure de l'Oued Guel Hallouf avec une épaisseur de 36 m, la partie basale de la formation est constituée par des calcaires massifs, alors que la partie sommitale est dolomitisée en majorité, et renfermant des niveaux riches en silex, ces calcaires sont pauvres en fossiles, et à cause de leur emplacement intermédiaire entre les Marnes de Gratène et les marno-calcaires de Bou Rharda, ils ont été attribués à l'âge de Tithonien inférieur (Atrops et Benest 1994).

Les calcaires de Guelt Hallouf correspondent à la partie inférieure de la "Formation calcaire de Bou Rharda" de Tchoumatchenco *et al.*, (1992).

2. 1. 7-Formation du Marno-Calcaires de Bou Rharda

Cette formation définie par Atrops et Benest (1994) est considérée la formation la plus récente de la série de jurassique supérieur au Bou Rheddou d'âge Tithonien supérieur, elle est nommée d'après Djebel Bou Rharda (1033m point culminant de Bou Rheddou avec le marabout de Sidi Abdelkader) et se trouve sur le versant Nord de ce relief comme une épaisse série à dominance marneuse à environ de 70 m, la base de la formation est bien marquée par un changement lithologique net de calcaires dolomitisés à des marnes verdâtres à grisâtres, la formation est composée par deux membres inférieurs et supérieurs ;

Le membre inférieur est à dominance marneux (60 m) et traversé vers le haut par des niveaux de calcaires bioturbés, renfermant des fossiles d'ammonite (Fig. 15A, B), ce membre apparaît aussi à l'extrémité Est du massif de Bou Rheddou, près de ferme de Zaouia (Fig. 15C) dont le contact est invisible avec la formation sous-jacente.

Le membre supérieur est situé au-dessous du marabout de Sidi Abdelkader et constitué essentiellement par des bancs de calcaires (10 m) (Fig. 15D).

Cette formation correspond au membre supérieur de la "Formation de Bou Rharda" de Tchoumatchenco *et al.*, (1992)



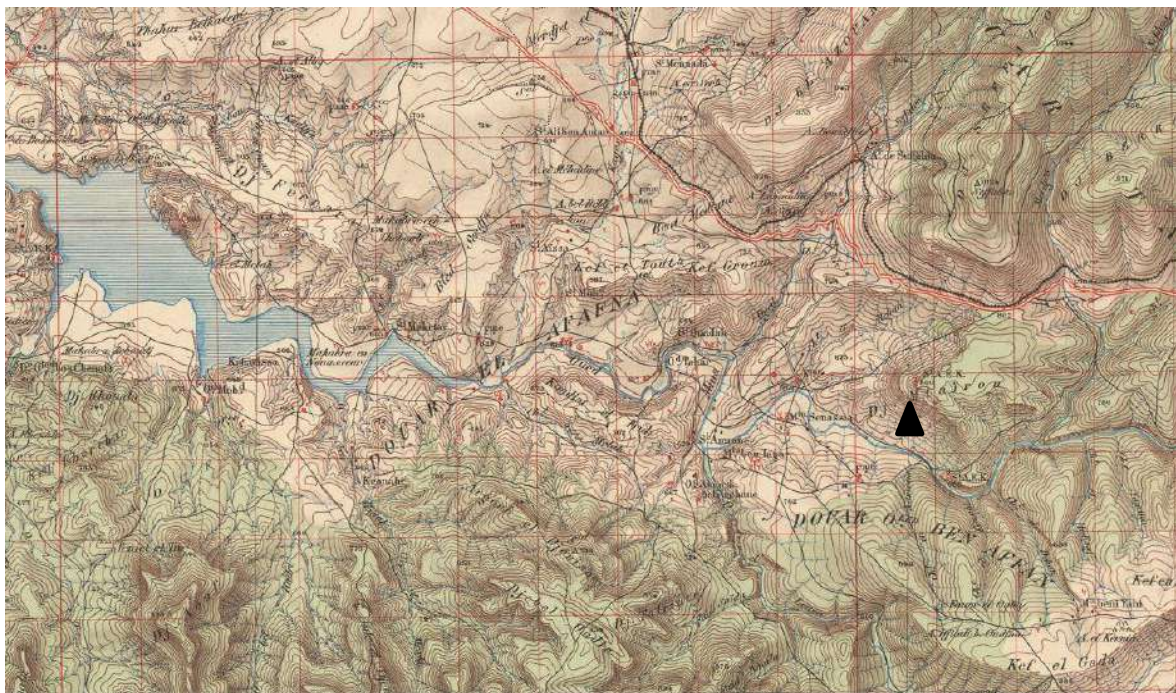
Fig. 15 : Fossiles d'Ammonite de membre inférieur de la formation de Calcaire de Bou Rharda, près de ferme de Zaouia (A, B) ; membre inférieur à dominance marneuse, près de ferme de Zaouia (C) ; membre supérieur à dominance de calcaires, Djebel Bou Rharda (D).

2. 2-Découpage lithostratigraphique de secteur de Domaine tlemcenien ; le Djebel Mtaïrou :

Le terrain de jurassique supérieur de Djebel Mtaïrou correspond à la formation des Argiles de Saïda d'âge Oxfordien moyen et supérieur, cette formation qui s'étend le long de Domaine tlemcenien possède des caractéristiques lithologiques bien distincts.

La Formation des Argiles de Saïda est constituée de dépôts argilo-gréseux, contenant des bancs de calcaires ; elle est subdivisée en : (1) unité argilo-gréseuse inférieure, (2) unité argilo-carbonaté moyenne et (3) unité argilo-gréseuse supérieure (Cherif et al., 2015).

Le terrain de Djebel Mtaïrou situé à l'extrémité Est de domaine tlemcenien dans la moitié Sud de la feuille de Mechra Sfa (ex Prévost-Paradol) (Fig. 16) ne comprend que les deux premières unités de la formation des argiles de Saïda.



▲ Secteurs d'étude

Fig. 16 : extrait de la carte topographique de Mechra Sfa (ex Prévost-Paradol) 1/50000, montrant la position de Djebel Mtaïrou.



Fig. 17 : photo panoramique de flanc Sud de Djebel Mtaïrou.

2. 2. A-La formation des Argiles de Saida dans le Djebel Mtaïrou :

Le terrain de Djebel Mtaïrou correspond à la succession lithologique de deux premières unités de cette formation, il s'agit de l'unité Argilo-gréseuse inférieure et l'unité Argilo-carbonatée médiane.

2. 2. A. 1-Unité Argilo-gréseuse inférieure (90 m) :

La base de cette unité correspond à une combe d'argiles verdâtres à grisâtre, à des passés silteux en plaquettes lenticulaires (Fig. 18A) et des bancs gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique (0,05 à 0,90 m) (Fig. 18B) d'aspect chenalisés et de couleur jaunâtre à brunâtre à bases érosives, le troisième niveau gréseux (NF1) relativement durs ; apparu avec une surface bioturbée, ferrugineuse et contient quelques fossiles d'ammonite usée et mal conservés (Fig. 18C), certains bancs gréseux plus ou moins épais présentent plusieurs types de lamination ; des laminations horizontales (Fig. 18D), des laminations entrecroisées (Fig. 18E), des laminations ondulées complexes ou de rides de vagues, des laminations oscillatoires et des laminations en chevron.

À 25 m de la base on a signalé le deuxième niveau fossilifère, qui a livré des fossiles d'ammonites et des bivalves, en allant vers le haut on trouve une combe d'argiles rougeâtre et de 25 m d'épaisseur admettant des passés argilo-gréseux verdâtres et jaunâtres (Fig. 18F) et

des bancs gréseux jaunâtres à brunâtres, après, dans la partie sommitale de cette unité, la série d'argile reprend de nouveau une teinte verdâtre avec la présence de quelques bancs gréseux qui la traversassent.

Cette unité présente une diversité de traces fossiles correspond essentiellement à l'association suivante : *Chondrites* (Von Sternberg, 1833), *Palaeophycus* (Hall, 1847), *Planolites* (Nicholson, 1873), *Rusophycus* (M'Coy, 1851), et *Thalassinoides* (Ehrenberg, 1944).

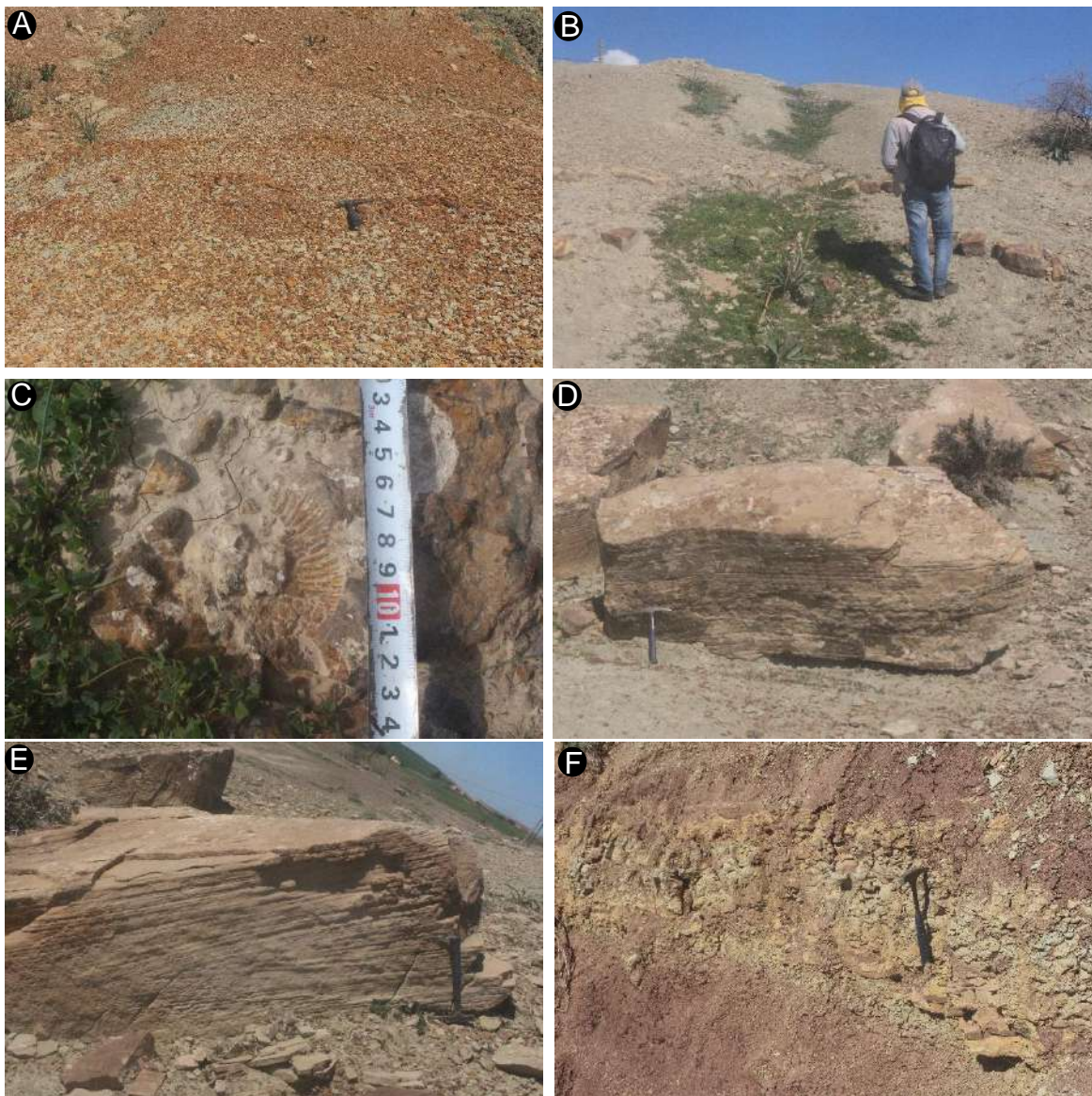


Fig. 18 : passés silteux en plaquettes lenticulaires (A) ; bancs gréseux d'épaisseur centimétrique (B) ; trace d'ammonite de niveau fossilifère 1 (NF1), (C) ; laminations horizontales (D) ; laminations entrecroisées (E) ; combe d'argiles rouge à passés argilo-gréseux verdâtres et jaunâtres (F).

2. 2. A. 2-Unité argilo-carbonatée médiane (25 m)

Cette unité que l'on trouve par un passage latéral débute par un banc de grés chenalisé avec une base érosive et d'une épaisseur de 70 cm (Fig. 19A), ce banc est surmonté par une combe d'argiles (20 m) de couleur verdâtre à grisâtres et a passés argilo-gréseux stratocroissants (Fig. 19B), ces dernières argiles sont couronnées par des sédiments carbonatés représenté par des calcaires et dolomies (Fig. 19C), la base de cet épisode carbonaté correspond à un niveau de calcaire fossilifère érodé comportant des bivalves (Fig. 19D) et des tiges de crinoïdes (NF3), ce niveau de calcaire est surmonté par un banc massif de dolomie (3 m) de couleur marron à brunâtre.

Au-dessus de ces dolomies, cette unité se termine par une alternance de niveaux gréseux et niveaux argilo-silteux (Fig. 19E), ces niveaux dirtiques sont d'épaisseur centimétrique et prennent un aspect chenalisé bien marqué.



Fig. 19 : banc gréseux d'aspect chenalisé et de base érosive (A) ; passés argilo-gréseux en stratocroissants (B) ; calcaires et dolomies massifs (C) ; fossile de bivalve sur le niveau de calcaire (D) ; alternance de niveaux gréseux et niveaux argilo-silteux (E).

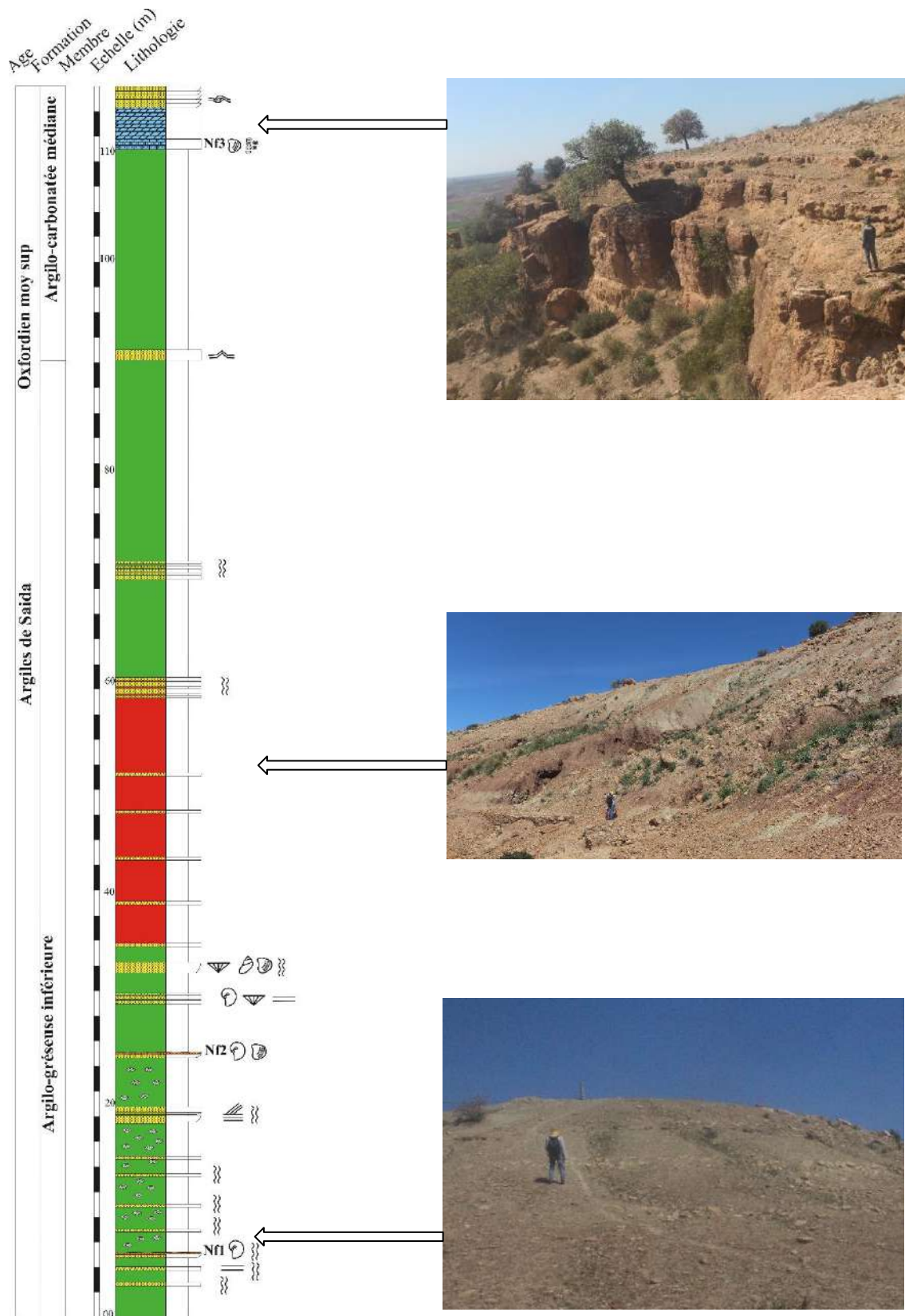


Fig. 20 : succession lithologique de la formation des Argiles de Saida à Djebel Mtairou.

CHAPITRE 3.

BIOSTRATIGRAPHIE ET

CORRELATION STRATIGRAPHIQUE

Note : toutes les informations contenues dans ce chapitre ont déjà été publiées dans un article scientifique.

Biostratigraphie des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur du nord-ouest de l'Algérie

Résumé

Dans cette étude, nous présentons une biostratigraphie des ammonites de l'Oxfordien dans le Domaine tlemcenien, au nord-ouest de l'Algérie, le long de la marge sud de la Téthys. Elle est basée sur l'étude de nombreuses coupes situées près des villes de Takhemaret et Frenda (Province de Tiaret). De bas en haut, on distingue les biozones et sous-zones suivantes : (i) Zone *Liosphinctes plicatilis* subdivisée en *Cardioceras vertebrale* (incluant l'Horizon *Otosphinctes arkelli*) et sous-zone *Dichotomosphinctes antecedens* (incluant l'Horizon *Dichotomosphinctes antecedens*) ; (ii) Zone *Gregoryceras transversarium* subdivisée en quatre sous-zones : *Perisphinctes parandieri*, *Dichotomosphinctes luciaeformis* (sa présence est douteuse), *Larcheria schilli* et *Dichotomoceras rotoïdes* ; (iii) Zone *Dichotomoceras bifurcatus* subdivisée en deux sous-zones : Sous-zone *Dichotomoceras stenocycloides* comprenant l'horizon *Dichotomoceras bifurcatoides* et sous-zone *Dichotomoceras grossouvrei*. Les résultats obtenus sont comparés et complétés avec ceux de Bou Rheddou et Bechtout (nord de la ville de Tiaret). Les biozones enregistrées sont très similaires à la biozonation standard du Jurassique supérieur reconnue dans toute la région méditerranéenne.

Mots clés : Oxfordien, Ammonites, Domaine tlemcenien, Algérie, Marge téthysienne méridionale.

1. Introduction

Plusieurs études ont été réalisées sur l'Oxfordien du nord-ouest de l'Algérie (par exemple, Mangold et al. 1974 ; Elmi & Benest 1978 ; Bert et al. 2009 ; Cherif et Al. 2015 ; Cherif et al 2018 ; Cherif & Naimi 2022). Cependant, les ammonites du Jurassique supérieur des régions de Takhemaret et de Frenda, outre de brèves mentions dans des articles de géologie régionale, ont souvent été sous-estimées. Sapunov (1973) a collecté des faunes d'ammonites dans le domaine étendu entre Saïda et Tiaret (Hauts Plateaux s.l.), dont il a apporté quelques détails stratigraphiques de l'Oxfordien. Dans le présent travail, de nombreuses espèces sont signalées pour la première fois en Algérie.

A l'exception des travaux pionniers d'Atrops & Benest (1984, 1986, 1994) de Bou Rheddou et Bechtout autour de la ville de Tiaret au nord de notre zone d'étude (nord-ouest de l'Algérie), les principaux articles stratigraphiques sur le Jurassique de cette région datent des années 1970 (Sapunov, 1973) et plus récemment de Cherif et al. (2015). Presque aucune étude récente n'a été réalisée sur la biostratigraphie et la paléobiogéographie du Jurassique supérieur de la partie orientale du domaine tlemcénien (nord-ouest de l'Algérie). Malheureusement, en raison de la rareté des ammonites, la datation des séries épaisses dans ce domaine est très difficile. Cependant, l'existence de interlits à ammonites peut être utilisée comme de précieux marqueurs chronologiques pour la comparaison avec ceux de la frontière sud-telienne (Atrops & Benest 1981 ; Atrops & Benest 1982).

Ce travail de recherche s'inscrit dans la continuité des travaux récents réalisés dans cette région (Cherif et al. 2015, ; Halamski & Cherif 2017 ; Cherif et al. 2018 ; Naimi & Cherif 2021 ; Cherif & Naimi 2022 ; Cherif et al. 2022), dans lesquels nous fournissons une mise à jour du cadre biostratigraphique, en nous basant sur les coupes jurassiques précédentes, ainsi que sur de nouvelles coupes. De plus, cette étude contribuera à améliorer les connaissances sur le Jurassique (Oxfordien moyen-supérieur) du nord-ouest de l'Algérie appartenant à la province méridionale de la Téthys.

Les nombreuses ammonites, malgré leur état de conservation (voir la partie Matériel et méthodes ci-dessous), permettent de fournir une biozonation des ammonites pour la région étudiée, en accord avec le cadre biostratigraphique utilisé pour la province subméditerranéenne. A part les travaux successifs d'Atrops & Benest (1984, 1986, 1994) sur la frontière nord de notre domaine d'étude, aucune corrélation globale n'a été établie entre les ammonites oxfordiennes d'Algérie et celles des régions subméditerranéennes. La zonation de l'Oxfordien moyen le plus ancien et de l'Oxfordien supérieur présentée ici est corrélée avec celle d'Atrops & Benest (1984, 1986, 1994), ainsi qu'avec notre nouvelle collection provenant des coupes de Bou Rheddou et de Bechtout (nord de Tiaret, Algérie nord-occidentale), plus précisément des Formations Ammonitico-rosso de Frid et des Argiles rouges de Kheneg. Comme les zones *Epipeltoceras bimammatum* et *Subnebrodites planula* ne sont pas répertoriées dans la région de Takhemaret, la discussion est limitée à l'intervalle *Liosphinctes plicatilis-Dichotomoceras bifurcatus* dans ce travail de recherche.

2. Cadre géologique

Les régions étudiées (Fig. 21A) appartiennent au domaine alpin nord algérien, plus exactement au domaine tlemcenien (sensu Elmi 1976 ; Aneur 1988) ou à l'Avant-pays peu déformé de la chaîne tellienne (sensu Ciszak 1993). Ce domaine correspond presque au domaine de la plate-forme marine de la paléomarge sud de la Téthys pendant le cycle alpin mésozoïque. Les affleurements étudiés appartiennent à la Formation des Argiles de Saïda, qui consiste en une succession d'argiles et de grès, admettant encore localement d'importantes roches carbonatées (Cherif et al. 2015). Cette formation a été rattachée à l'intervalle Callovien-Oxfordien (Elmi & Benest 1978 ; Cherif Et Al. 2015 ; Cherif et al. 2018) et intégrée au Groupe détritique des Hauts Plateaux (sensu Augier 1967). Il a été défini sous son nom actuel par Auclair & Biehler (1967) dans la localité de Sidi Kada (partie sud-est de la province de Mascara). Le paléoenvironnement de cette formation a été attribué par Delfaud (1973) à la zone intertidale dans un environnement deltaïque et correspond à la partie distale du "Continental intercalaire", à des dépôts flyschoïdaux à régime turbiditique (Elmi & Benest 1978), à des sédiments prodeltaïques (Benest et al. 1999), et enfin à un environnement shoreface-offshore (Cherif et al. 2015, Cherif Et Al 2018 ; Cherif & Naimi 2022).

3. Matériel et méthodes

Les travaux de terrain ont été réalisés entre 2012 et 2020 ; la formation oxfordienne des Argiles de Saïda a été étudiée dans six coupes : cinq coupes sont situées à environ 20 km au nord du village de Takhemaret le long de la zone de l'Oued el Abd dans la partie orientale des monts Saïda (Cherif et al. 2015). La sixième coupe est située à environ 14 km au sud de la ville de Frenda dans l'Oued Tounkira des Monts Frenda (Fig.21B et C) ; un riche assemblage de fossiles (environ 300 spécimens d'ammonites) a été récolté. La collecte a été supervisée par Amine Cherif, et la faune d'ammonites a été identifiée par Didier Bert. La documentation principale sur les sites de collecte ainsi que les notes de terrain et les journaux de bord sont disponibles dans quelques articles publiés et dans le présent document. Comme les ammonites ont été prudemment collectées banc par banc, nous pouvons suivre sans équivoque la succession étudiée. Il y a quelques bancs extrêmement riches en ammonites, servant de repère visuel très facile à reconnaître sur le terrain dans la coupe de Khechab (Fig. 22), correspondant au niveau des bancs 1-7 ; ils présentent le faciès ammonitico-rosso caractéristique de l'Oxfordien dans la partie la plus basse de la succession. Dans la coupe de l'Oued Tounkira (Fig. 23), les ammonites de l'Oxfordien ont été traitées comme un seul échantillon, et ont été obtenues dans le "Calcaire de Tounkira", qui est un calcaire

biodétritique se développant le long de l'Oued Tounkira, où aucun fossile n'a été documenté dans l'intervalle stratigraphique sous-jacent et sus-jacent, à l'exception de rares *Perisphinctidae* indéterminables. Dans les régions de Takhemaret et de Frenda, de nouvelles données sont fournies sur les ammonites de la zone à *Liosphinctes plicatilis* pour la première fois en Algérie (Fig. 22 et 23, Tableau 2), permettant de compléter la biostratigraphie de l'Oxfordien pour la région étudiée.

L'état des ammonites de l'Oxfordien change tout au long des coupes étudiées. Les spécimens sont modérément ou mal conservés, sous forme de moules internes uniquement, et sont souvent fragmentés/incomplets. Les *Phylloceratidae*, de faible valeur stratigraphique, sont prédominants. Malgré les nombreux spécimens collectés, la plupart des détails ou des caractéristiques diagnostiques clés sont partiellement recouverts par des sédiments non amovibles ou sont noyés dans une matrice dure. L'association est dominée par des spécimens de petite taille, tandis que les spécimens de grande taille sont très rares ou absents. Par conséquent, aucune étude paléontologique précise, ni biométrique, n'a pu être entreprise : la détermination des ammonites a été faite en utilisant une approche typologique, ce qui limite notre travail à un objectif biostratigraphique.

Le cadre stratigraphique utilisé ici a été proposé par Cariou & Melendez (1990) et Cariou et al. (1991, 1997) ; il a été complété par la suite par plusieurs travaux, qui ont permis d'atteindre de bonnes corrélations inter-bassins ou une meilleure précision stratigraphique (Glowniak 2000, Glowniak 2002, Glowniak 2006a ; Bert 2004 ; Bert et al. 2009).

Les ammonites étudiées sont conservées au Laboratoire de Géologie du Sahara, Université de Kasdi-Merbah, Ouargla (Algérie), sous le numéro de collection UKM-LGS-AH/2021.

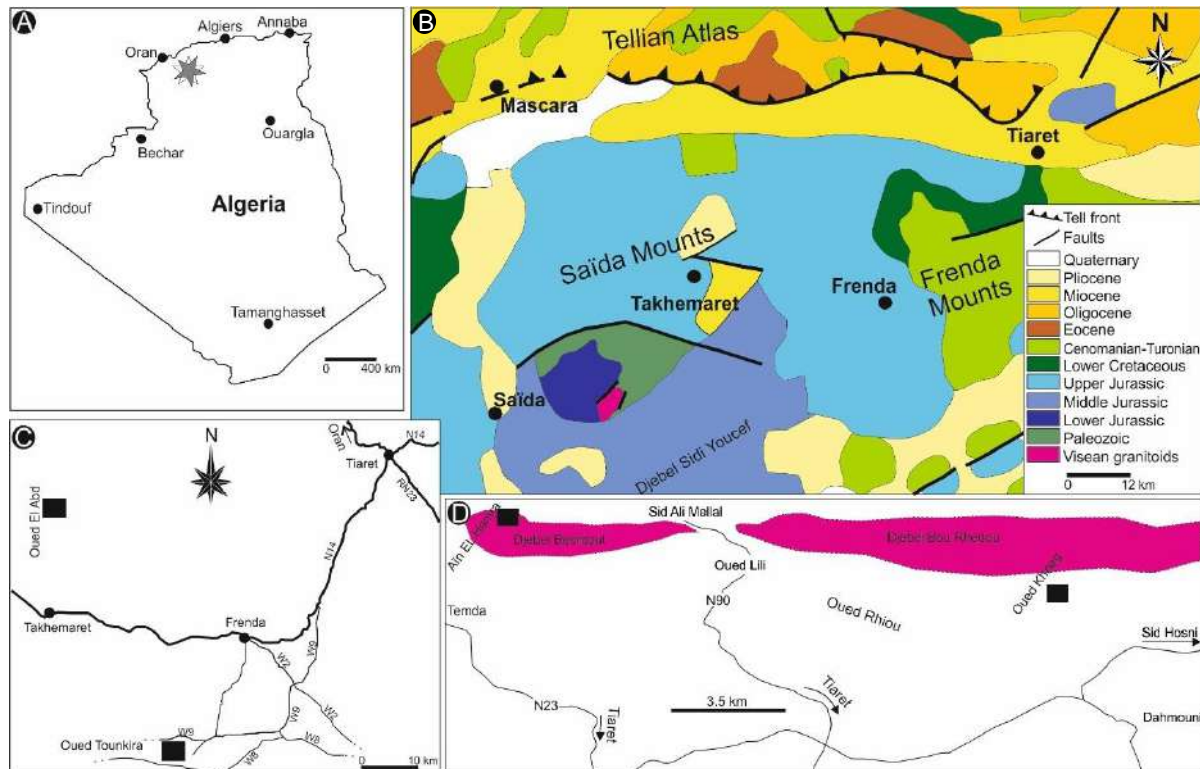


Fig. 21 : Carte de localisation de la zone étudiée : A - Carte générale de l'Algérie, B - Carte géologique et situation de la zone étudiée dans les Monts Saïda et Frenda, C, D - Localisation des sections étudiées.

4. Succession et zonation des ammonites

L'analyse de la distribution stratigraphique des espèces d'ammonites identifiées dans les coupes étudiées nous a permis de distinguer trois biozones d'intervalles pour l'Oxfordien moyen et l'Oxfordien supérieur, qui sont présentées ci-dessous de bas en haut :

Zone *Liosphinctes plicatilis* (nouvelles données) (Fig. 22-26)

Taxon index : D'après Cariou et al. (1997), pour la province méditerranéenne (Europe du Sud et Europe du Nord), l'espèce index de cette zone est *Arisphinctes plicatilis* (Sowerby 1817). Głowniak (2002) a attribué ce taxon au genre *Liosphinctes*. Le nom de la zone a été initié par Hudleston (1878).

Association de caractéristiques : D'après Cariou et al. (1997), la zone *L. plicatilis* est représentée par des Perisphinctidae (*Arisphinctes*, *Kranaosphinctes*) et des *Oppeliidae* (*Neoprionoceras*, *Trimarginites*) de grande taille associée à des Cardioceratidae. Les Cardioceratidae sont absents de la zone étudiée, où l'assemblage est dominé par des

Phylloceratidae et des Perisphinctidae proches des associations du sud-est de la France (Bert 2003).

La base de la zone à *L. plicatilis* constitue la base de l'Oxfordien moyen (Cariou et al. 1997 ; Bert 2004), qui correspond également à la base de la sous-zone à *Cardioceras vertebrale*. L'espèce index *L. plicatilis* (Sowerby 1817) est enregistrée dans la coupe d'Oued Tounkira, en cooccurrence avec des espèces caractéristiques de Perisphinctidae telles que *Arisphinctes gr. cotovui* (Simionescu, 1907), *Kranaosphinctes gr. promiscuus* (Bukowski 1887), *K. decurrens* (Buckman 1923) ; dans cette zone, les représentants des Oppeliidae correspondent à *Trimarginites arolicus* (Oppel 1863). Dans la région de Takhemaret, cette zone est indiquée par *Arisphinctes trifidus* (Sowerby 1821) et *A. gr. cotovui* (Simionescu 1907).

Occurrences : Algérie, Angleterre, France, Espagne, Suisse, Allemagne, Pologne, Inde. Głowniak (2002) a remarqué que dans tout le sud-ouest de l'Europe, à l'exception de certaines coupes en France, la zone *L. Plicatilis* est réduite en épaisseur.

Subdivisions : La zone *L. plicatilis* est classiquement subdivisée en deux sous-zones : *Cardioceras vertebrale* et *Dichotomosphinctes antecedens* (e.g., Cariou & Mélendez 1990 ; Cariou et al. 1991. Cariou et al 1997).

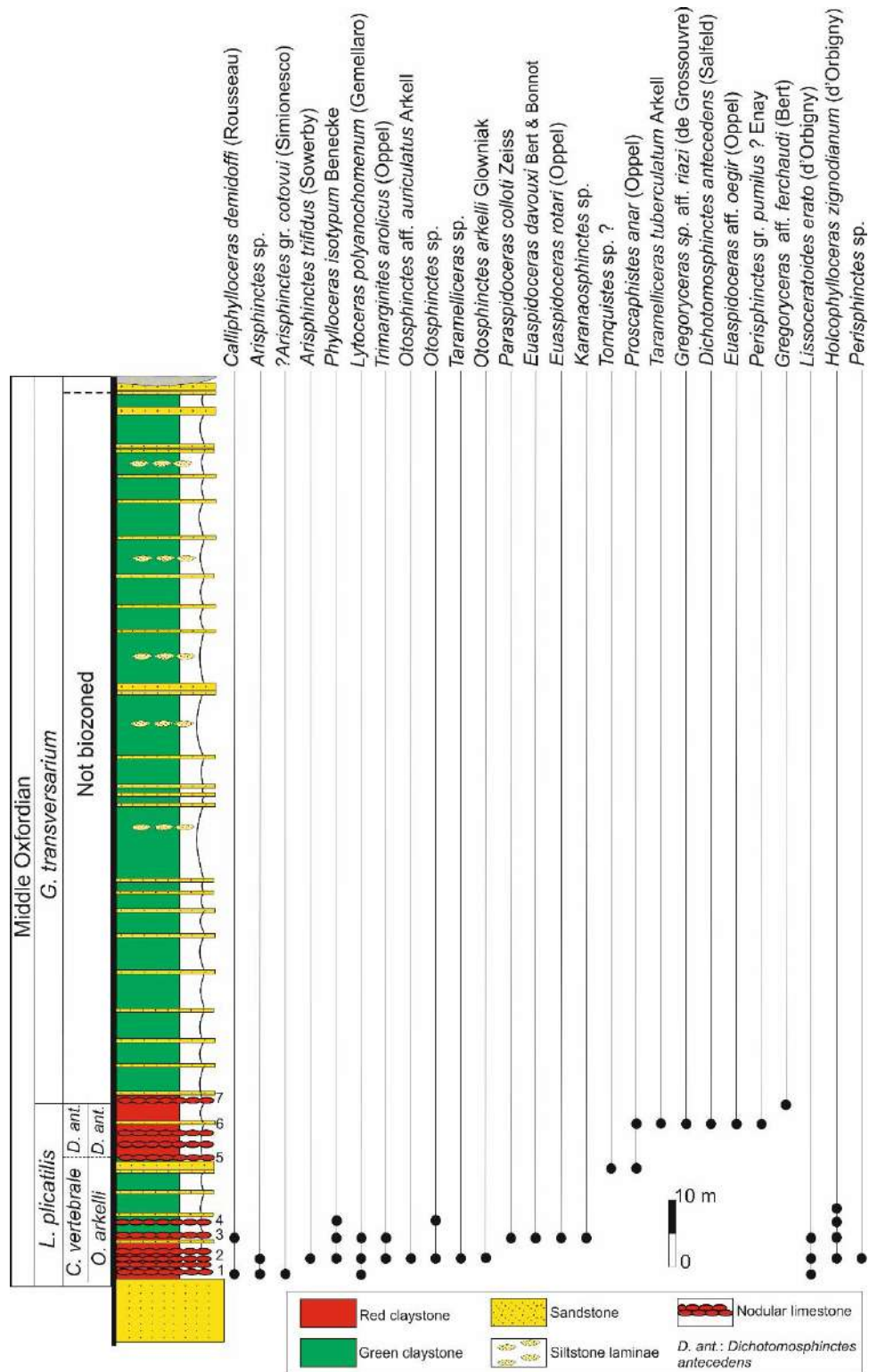


Fig. 22 : Distribution des ammonites de la zone *Liosphinctes plicatilis* de l'Oxfordien moyen de la coupe de Khechab (Takhemaret, nord-ouest de l'Algérie).

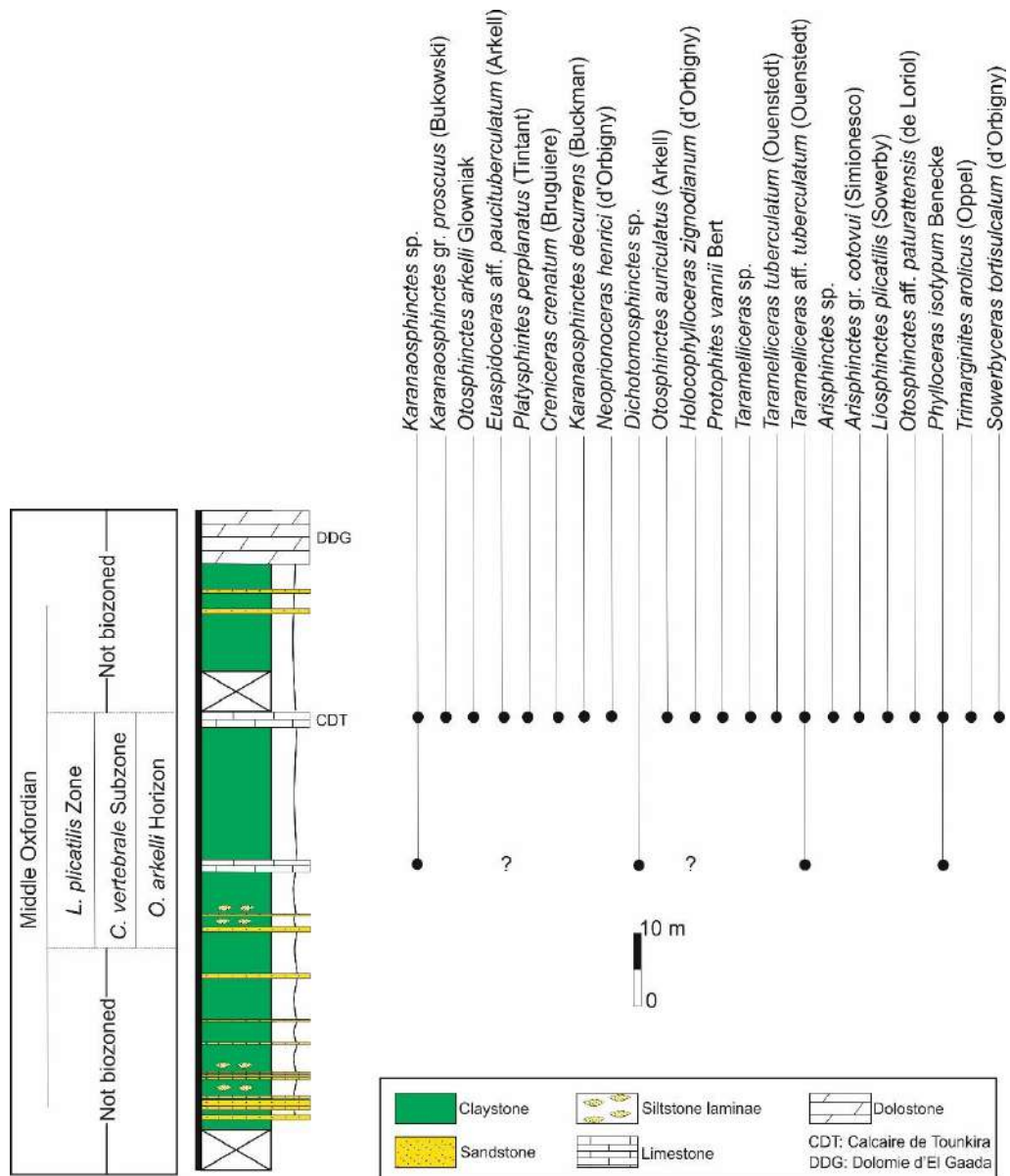


Fig. 23 : Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen, Zone de *L. plicatilis*, Calcaires de Tounkira (Oued Tounkira, nord-ouest de l'Algérie).

Sous-zone *Cardioceras vertebrata*

Taxon index : D'après Cariou et al. (1997), l'espèce index de cette sous-zone est *Cardioceras (Vertebriceras) vertebrata* (Sowerby 1817). Le nom de la sous-zone a été donné par Arkell 1947.

Association de caractéristiques : La base de la sous-zone à *Cardioceras vertebrata* coïncide avec la base de la zone à *L. plicatilis*, caractérisée au niveau 1 (coupe de Khechab, fig. 22) par

Arisphinctes gr. cotovui (Simionescu, 1907) ; *Gregoryceras aff. tenuisculptum* (Gygi, 1977) a également été récolté dans des éboulis.

La sous-zone *C. vertebrale* est prédominée dans le domaine boréal par *Cardioceras* avec les sous-genres *Plasmatoceras*, *Subvertebriceras*, *Scoticardioceras*, *Vertebriceras*. Comme pour les *Cardioceratidae*, l'espèce index est absente de la zone étudiée en Algérie, où cette sous-zone est reconnue par l'association des *Perisphinctidae*, *Tornquistes*, *Paraspidoceras*, *Euaspidoceras*, *Protophites* ainsi que les *Gregoryceras* et les stades ontogéniques qu'ils atteignent en fonction de leurs schémas évolutifs (Fig. 22, 23 ; voir Bert 2003, Bert 2004 ; Bert et Bonnot, 2004, Bert et al. 2003 ; Bert et al. (2009) Głowniak 2002 ; Głowniak & Wierzbowski 2007). Certains taxons sont caractéristiques de cette sous-zone dans la zone étudiée et disparaissent à son sommet (Fig. 22) ; il s'agit de *Arisphinctes gr. cotovui* (Simionescu, 1907), *A. trifidus* (Sowerby 1821), *Protophites vannii* Bert, 2003. *Trimarginites arolicus* (Oppel 1863) est présent dans toute la zone, et d'après nos données, *Phylloceras isotypum* Beneke, 1866 semble apparaître dans la partie inférieure de la sous-zone *C. vertebrale* et s'étend jusqu'à la limite inférieure de la sous-zone *D. antedecens*. Alors que, dans nos données, *L. erato* (d'Orbigny, 1850) s'étend jusqu'à la base inférieure de la zone *G. transversarium*.

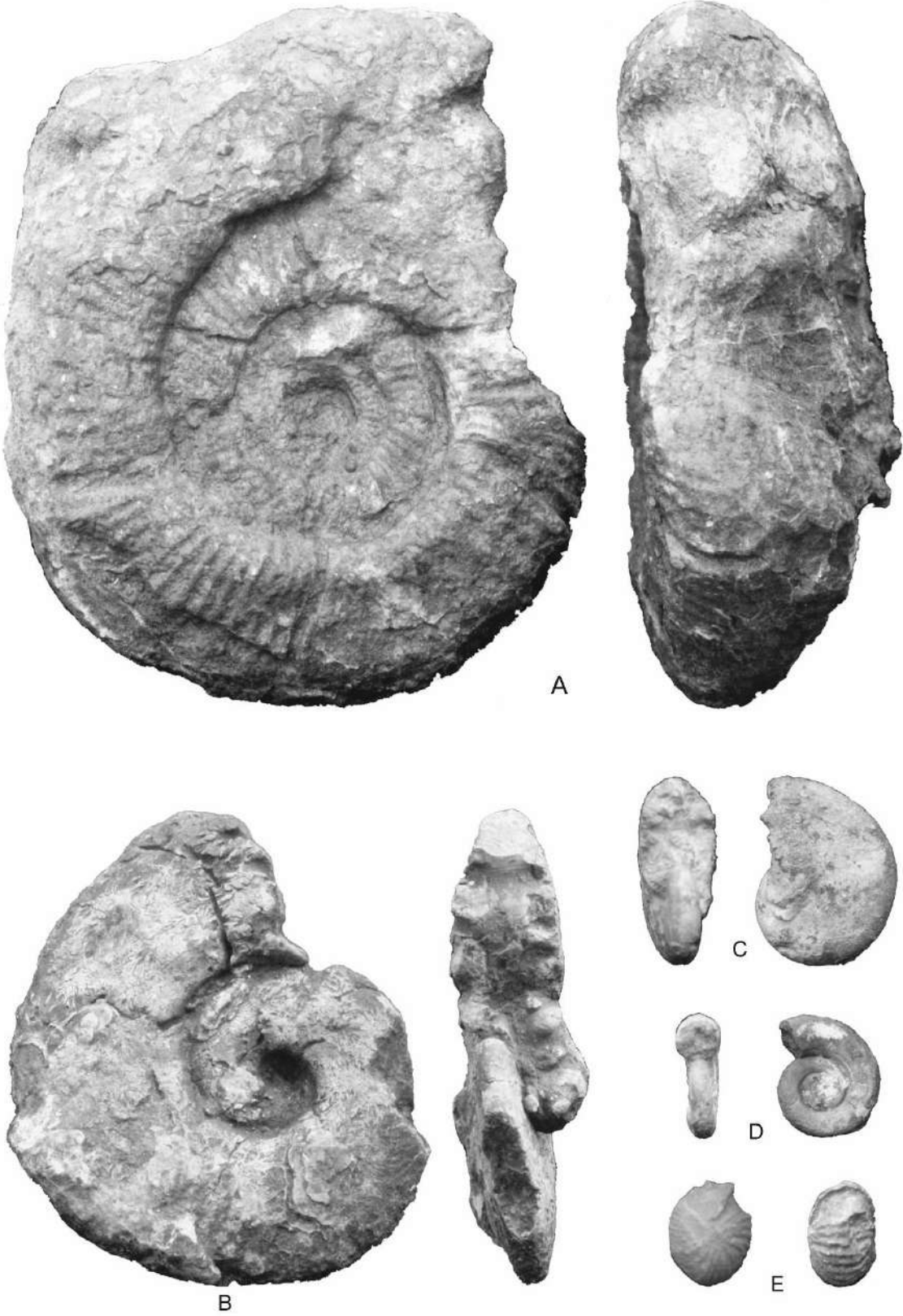
Occurrences : Algérie, Tunisie, Angleterre, France (du Jura, de la Bourgogne, du sud-est du bassin de la France, et de la plate-forme proximale des Alpes-Maritimes), Pologne.

Horizon *Otosphinctes arkelli* (Fig. 24, 25, 26 A)

Taxon index : *Otosphinctes arkelli* Głowniak, 2000. Bert et al. (2003) ont proposé d'utiliser l'horizon *O. arkelli* pour les provinces téthysiennes. L'utilisation du genre ou du sous-genre pour le nom de la sous-zone (comme pour les autres *Perisphinctidae microconques* utilisés dans la zonation) dépendrait de la classification du taxon en tant que dimorphe microconque ou non. Cette discussion dépasse le cadre du présent travail. Nous faisons le choix ici d'harmoniser pour l'ensemble de l'intervalle stratigraphique étudié, donc d'utiliser les 'noms dimorphiques' au niveau des genres.

Cariou & Melendez (1990) et Cariou et al. (1991, 1997) ont maintenu le nom *O. paturattensis* Horizon défini par Brochwicz-Lewinski (1976) pour la base de la sous-zone *C. vertebrale*, avec *O. paturattensis* (De Loriol, 1901) comme espèce index, cette espèce a également été reconnue dans la zone étudiée.

Association de caractéristiques : Dans la zone d'étude, l'horizon consiste principalement en l'association de Perisphinctidae typiques, et notamment *O. arkelli* Głowniak 2000, *A. trifidus* (Sowerby 1821) et *O. aff. auriculatus* Arkell, 1935. *O. gr. paturattensis-montfalconensis* De Loriol et *O. gr. episcopalis-laisinensis* (De Loriol, 1901) y ont également été documentés (Fig. 23). Głowniak (2000) a défini pour la Pologne un Horizon *Platysphinctes* basé sur le genre index *Platysphinctes* Tintant 1961.



10 mm

Fig. 24 : Ammonites de la zone à *L. plicatilis* du Takhemaret (nord-ouest de l'Algérie), sous-zone à *Cardioceras vertebrale*, horizon à *Otosphinctes arkelli* ; coupe de Khechab. A - *Arisphinctes trifidus* (Sowerby) ; B - *Lissoceratoides erato* (D'Orbigny) ; C - *Phylloceras isotypum* Benecke ; D - *Lytoceras polyanchomenum* (Gemmellaro) ; E - *Protophites vannii* Bert, Zone *L. plicatilis*, Sous-zone *C. vertebrale*, Horizon *O. arkelli*, la coupe de Khechab. Collection et photos par A. Cherif. Barre d'échelle égale à 10 mm.



Fig. 25 : Ammonites de la zone à *L. plicatilis*, sous-zone à *Cardioceras vertebrale*, horizon à *Otosphinctes arkelli* du Takhemaret (nord-ouest de l'Algérie), coupe de Khechab. A - *Trimarginites arolicus* (Oppel) ; B - *Otosphinctes arkelli* Głowniak ; C - *Holcophylloceras zignodianum* (D'Orbigny). D - *Euaspidoceras davouxi* Bert & Bonnot ; E - *Euaspidoceras rotari* (Oppel) ; F - *Phylloceras isotypum* Benecke. Collection et photos par A. Cherif. Barre d'échelle égale à 10 mm.

A partir de la coupe de l'Oued Tounkira, les "Calcaires de Tounkira" montrent une riche association d'ammonites attribuées à l'Horizon *O. arkelli* (Fig. 26A). L'espèce qui représente l'élément biostratigraphique le plus significatif de la faune d'ammonites est *O. arkelli* Główniak 2000, dans la coupe d'Oued Tounkira, elle se trouve en même temps que *Kranaosphinctes gr. promiscuus* (Bukowski, 1887), *Kranaosphinctes decurrens* (Buckman, 1923), *Arisphinctes gr. cotovui* (Simionescu, 1907), *Liosphinctes plicatilis* (Sowerby 1817), *Otosphinctes aff. paturattensis* (De Loriol, 1901), *Euaspidoceras rotari* (Oppel, 1863), *Euaspidoceras aff. paucituberculatum* (Arkell, 1940), *Platysphinctes perplanatus* (Tintant, 1961), *Creniceras crenatum* (Bruguiere, 1789), *Neoprionoceras henrici* (D'Orbigny, 1847), *Otosphinctes auriculatus* (Arkell, 1935), *Protophites vannii* (Bert 2003), *Taramelliceras tuberculatum* (Quenstedt, 1887), *T. aff. tuberculatum* (Quenstedt 1887), *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1863), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'Orbigny, 1841), *Holcophylloceras zignodianum* (D'Orbigny, 1848) et *Phylloceras isotypum* (Benecke 1866).

Occurrences : Algérie, Tunisie, Espagne, France, Italie, Suisse, Allemagne, Pologne.

Sous-zone *Dichotomosphinctes antecedens*

Taxon index : *Dichotomosphinctes antecedens* (Salfeld, 1914). La sous-zone a été nommée par De Grossouvre (1917).

Association de caractéristiques : La limite inférieure de la sous-zone est probablement fixée au niveau 5 de la coupe de Khechab (fig. 22) avec la disparition de l'association caractéristique de la sous-zone *C. vertebarle*. En l'absence de *Cardioceratidae* dans la zone d'étude, la reconnaissance de cette sous-zone est basée sur l'association et les stades ontogéniques atteints par les *Taramelliceras*, *Euaspidoceras*, *Gregoryceras*, *Tornquistes* et *Persiphinctidae* (voir par exemple : Bert 2003 ; Bert 2004 ; Bert & Bonnot, 2004 ; Bert et al. 2003 ; Główniak 2002 ; Główniak & Wierzbowski 2007 ; Bert et al. 2009).

Occurrences : Algérie, Tunisie, Angleterre, Espagne (de la chaîne ibérique, hiatus possible ou partiellement condensé d'après Melendez, 1984, plus représentée dans la chaîne bétique d'après Cariou & Melendez, 1990), Italie du Nord (Alpes lessiniennes), France (Poitou, Jura français, sud-est de la France), Pologne (chaîne du Jura polonais).

Horizon *Dichotomosphinctes antecedens* (Fig. 22, 26M, N, Fig. 28, 30A)

Taxon index : Cet horizon a été proposé par Bert (2004) sur la base de l'espèce index *Dichotomosphinctes antecedens* (Salfeld, 1914).

Association de caractéristiques : En l'absence de l'espèce index dans la zone d'étude, l'horizon est reconnu par la présence du premier *Proscaphites anar* (Opell, 1863). Il y est associé à ?*Tornquistes sp.*, *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'Orbigny, 1841) et *Perisphinctes sp.* (Fig. 22). Cette association est reconnue dans les niveaux 5-6 de la coupe de Khechab (Fig. 22).

Occurrences : Algérie, Tunisie, Espagne, France, Suisse, Chili.

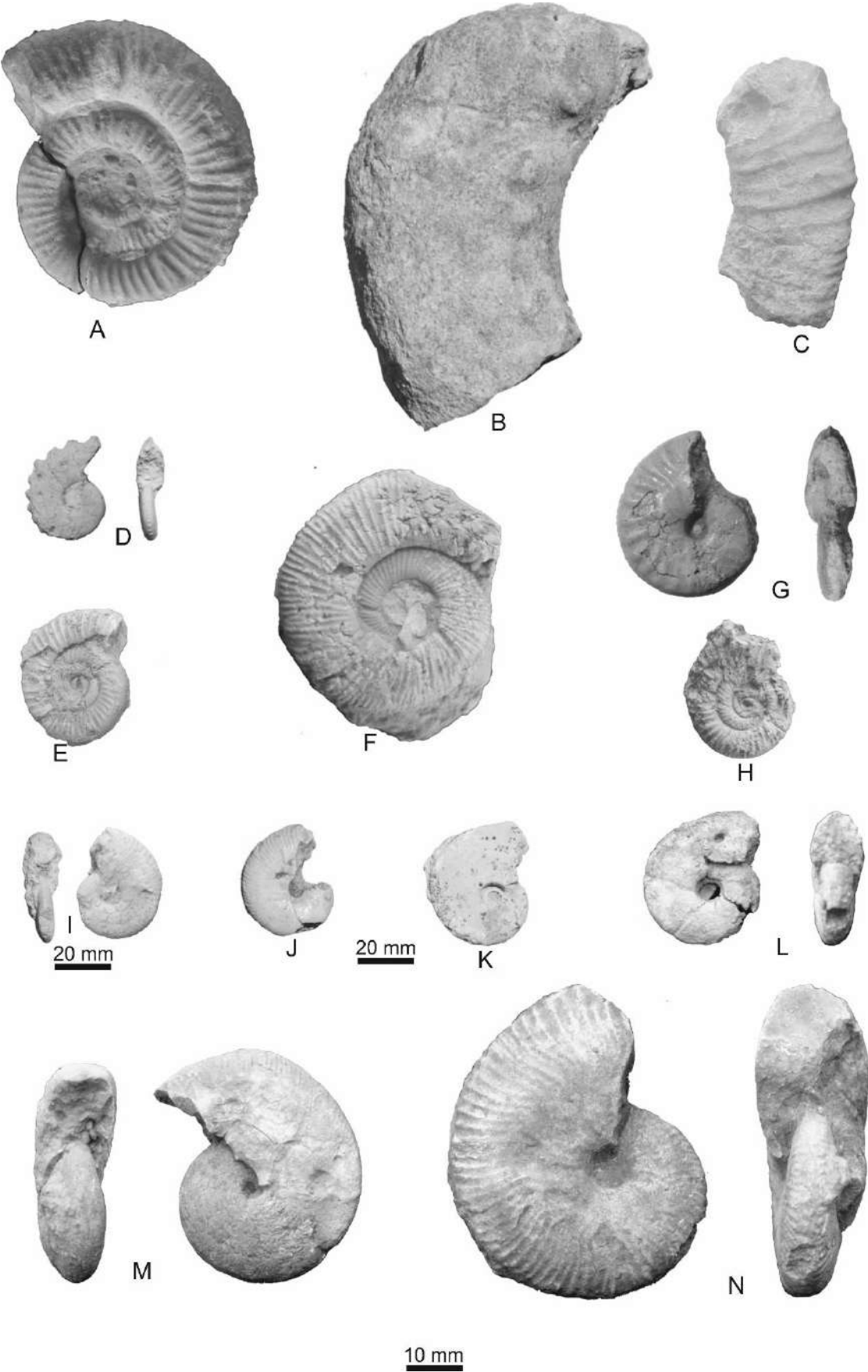


Fig. 26 : Ammonites de la zone *L. plicatilis* de la région des Calcaires de Tounkira et Takhemaret (nord-ouest de l'Algérie), sous-zone *Cardioceras vertebratale*, horizon *Otosphinctes arkelli* ; coupes d'Oued Tounkira (A-G) et Khechab (H-J). A - *Otosphinctes arkelli* Głowniak ; B - *Euspidoceras aff. paucituberculatum* (Arkell) ; C - *Platysphinctes perplanatus* (Tintant) ; D - *Creniceras crenatum* (Bruguère) ; E - *Kranaosphinctes decurrens* (Buckman) ; F - *Liosphinctes plicatilis* (Sowerby) ; G - *Neoprionoceras henrici* (D'Orbigny) ; H - *Calliphylloceras demidoffi* (Rousseau) ; I - *Proscaphites anar* (Oppel), J - *Taramelliceras tuberculatum* (Quenstedt). Collection et photos par A. Cherif. La barre d'échelle est égale à 10 mm pour tous les spécimens, sauf pour la Fig. 26I, J. (20 mm).

Zone *Gregoryceras transversarium* (Fig. 27, 28)

Taxon index : *G. transversarium* (Quenstedt, 1847) ; cette zone a été proposée pour la première fois par Oppel et Waagen (1866).

Association de caractéristiques : L'association globale de la zone *G. transversarium* dans la région étudiée est similaire à celle notée par Cariou et al. (1997), caractérisée par *Gregoryceras*, associé à *Subdiscosphinctes*, *Larcheria*, *Taramelliceras*, *Ochetoceras canaliculatum* (Buch, 1831) et *Trimarginites stenorhynchus* (Oppel, 1863). Les *Passendorferiinae* peuvent également exister dans cette zone (Bert 2004).

Pour les coupes étudiées dans la région du Takhemaret, la limite inférieure de la zone *G. transversarium* est placée au niveau 7 (Fig. 22), caractérisé par *G. ferchaudi* Bert 2004 (voir ci-dessous la sous-zone *P. parandieri*). Ces espèces sont associées à *Pass. tenuis* (Enay, 1966), *Perisphinctes aff. panthieri* Enay, 1966, *Larcheria gr. schilli* (Oppel, 1863).

Occurrences : Algérie, Tunisie, Angleterre, Espagne, Portugal, France, Italie, Suisse, Pologne, Inde, Chili.

Sous-zone *Perisphinctes parandieri*

Taxon index : *Perisphinctes parandieri* (De Loriol, 1903). Le nom de cette zone a été introduit par Cariou et al. (1997).

Association de caractéristiques : Cariou et al. (1997) ont cité plusieurs taxons associés à l'espèce index comme *Dichotomosphinctes buckmani* Arkell, 1938, *Dichotomosphinctes elizabethae* (De Riaz, 1898), quelques espèces de *Passendorferia*, *Oppeliidae* ainsi que

Trimarginites arolicus (Oppel, 1862), *Taramelliceras dentostriatum* (Quenstedt, 1887).
Proscaphites anar (Oppel, 1863), *Glochiceras subclausum* (Oppel, 1863).

Dans la coupe de Khechab (fig. 22), la base de la sous-zone *Perisphinctes parandieri* (niveau 7) coïncide avec la base de la zone *G. transversarium* catégorisée par *Gregoryceras aff. ferchaudi* Bert 2004 (fig. 22), espèce qui peut être utilisée pour reconnaître la zone en cas d'absence de l'espèce index. La zone *G. transversarium* pourrait être définie par la FO (First Occurrence) de *G. ferchaudi* Bert 2004 au niveau 1 de la coupe d'el Abadla (Fig. 27). L'association d'ammonites est représentée par *O. siemiradzki* Enay, 1966, *Pass. tenuis* (Enay, 1966), *Euaspidoceras oegir* (Oppel, 1863), *Taramelliceras obumbrans* Hölder, 1955, *Holcophylloceras zignodianum* (D'Orbigny, 1848), *Lisoceratoides erato* (D'Orbigny 1850), *Phylloceras gr. isotypum* (Benecke 1866), *Calliphylloceras. cheneriense* (Munier-Chalmas, 1892, in Sayn & Roman, 1930).

Occurrences : Algérie, France, Espagne, Suisse, Allemagne, Pologne, Inde.

Sous-zone *Dichotomosphinctes luciaeformis*

Taxon index : *Dichotomosphinctes luciaeformis* Enay 1966. Le nom de la sous-zone a été donné par Cariou & Melendez (1990).

Association de caractéristiques : Cariou et al. (1997) ont noté la présence de *Subdiscosphinctes*, *Neomorphoceras*, *G. romani* De Grossouvre, 1917, *G. riasi* De Grossouvre, 1917, *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1862), et *Proscaphites anar* (Oppel, 1863). Cependant, *G. romani* De Grossouvre, 1917 est maintenant considéré comme un synonyme junior de *G. riasi* De Grossouvre, 1917, qui est en fait limité à la partie inférieure de la sous-zone *D. antecedens* (Bert 2004). En l'absence de l'espèce index, *G. transversarium* (Quenstedt, 1849) pourrait être utilisée pour identifier la sous-zone. Pour cette sous-zone, Bert et al. (2009) citent également *Sequeirosia (Gemmellarites) trichoploca* (Gemmellaro, 1872).

Dans les travaux de Cherif et al. (2015), ainsi que dans la présente étude, aucune espèce significative pour cette sous-zone n'a été enregistrée entre le sommet de la sous-zone *P. parandieri* sous-jacente et la base inférieure de la sous-zone *Larcheria schilli* sus-jacente. Les taxons caractéristiques de la sous-zone *D. luciaeformis* mentionnés ci-dessus ne sont pas documentés ici. Par conséquent, nous envisageons l'existence d'un hiatus dans la partie médiane de la zone *G. transversarium*, du moins pour la région étudiée (Takhemaret). D'autres recherches futures sont nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Occurrences : Inde, Allemagne, Suisse, Italie, France, Espagne, Chili.

Sous-zone *Larcheria schilli*

Index taxon : *Larcheria schilli* (Oppel, 1863). La sous-zone a été nommée par Boone dans Petitclerc (1922), modifié par Cariou (1966b).

Association de caractéristiques : Selon Cariou et al. (1997), la sous-zone à *L. schilli* est dominée par des *Subdiscosphinctes*, des *Otosphinctes* à *O. sorlinensis* De Loriol, 1902 et des *Dichotomosphinctes gr. wartae* (Bukowski, 1887). Cette sous-zone est également caractérisée par une abondance d'Oppeliidae tels que *T. arolicus* (Oppel, 1863). *Passendorferia* est également présent.

D'après nos données, la limite inférieure de la sous-zone *L. schilli* est caractérisée par l'association d'ammonites composée de *Subdiscosphinctes gr. kreutzii* (Siemiradzki, 1891) (dont le spécimen type provient de la chaîne du Jura polonais), *Subdiscosphinctes sp.*, *Liosphinctes sp.*, *Perisphinctes sp.*, *Dichotomosphinctes sp.*, *Otosphinctes sp.* et *Passendorferia sp.* Les spécimens recensés sont pour la plupart incomplètement conservés, ce qui ne permet pas leur identification au niveau spécifique. Cependant, leurs morphologies sont très similaires à celles reconnues dans la sous-zone *Larcheria schilli* dans les régions téthysiennes.

Occurrences : Algérie, Tunisie, Espagne, France, Suisse, Allemagne, Pologne.

Sous-zone *Dichotomoceras rotoïdes*

Taxon index de la sous-zone : *Dichotomosphinctes rotoïdes* Ronchadze, 1917. La sous-zone est nommée par Cariou & Melendez (1990).

Association de caractéristiques : Dans la zone étudiée, les espèces les plus caractéristiques sont *Dichotomosphinctes wartae* (Bukowski, 1887), avec *Subdiscosphinctes kreutzii* (Siemiradzki, 1891), et *Subdiscosphinctes jelskii* (Siemiradzki, 1891), compatibles avec la zonation de la province subméditerranéenne (Cariou & Melendez 1990 ; Cariou et al. 1997), ainsi que les travaux de Glowniak & Wierzbowski (2007) sur la zone type de ces espèces dans la chaîne du Jura polonais.

Dans la coupe de Béni Berdâa, la sous-zone *D. rotoïdes* est caractérisée par *Liosphinctes berlieri*, De Loriol, 1903, *Perisphinctes. panthieri* Enay, 1966, *Subdiscosphinctes gr. Jelskii* (Siemiradzki, 1891). La plupart de ces taxons disparaissent à la

limite supérieure de cette sous-zone en même temps que l'apparition de *G. pervinquieri* (Spath, 1913) qui marque la limite inférieure de la sous-zone à *Dichotomoceras stenocycloides*. L'existence au Djebel Brame (Cherif et al. 2015) de ?*P. (Dichotomoceras) crassus* (Enay, 1966) peut permettre d'envisager une possible condensation des sous-zones *D. rotoïdes*, *D. stenocycloides* et *D. Grossouvrei*.

Occurrences : Algérie, Tunisie, Espagne, France, Italie, Allemagne, Pologne, Bulgarie, Iran, Chili.

***Zone Dichotomoceras bifurcatus* (Fig. 27 et 28)**

Taxon index : l'espèce index est *Dichotomoceras bifurcatus* (Quenstedt, 1846). Le nom de la zone est donné par Boone dans Petitclerc, 1922.

Association de caractéristiques : Selon Cariou et al. (1997), cette zone est représentée principalement par les *Perisphinctidae Dichotomoceras* ; les *Oppeliidae* persistent également, comme *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1862) et *T. stenorhynchus* (Oppel, 1863). Les *Aspidoceratidae* présentent des espèces caractéristiques de cette zone, comme par exemple *Gregoryceras pervinquieri* (Spath, 1913) qui est l'élément stratigraphique le plus significatif dans notre zone d'étude.

La limite *G. transrversium*-*D. bifurcatus* (et donc la limite Oxfordien moyen-Oxfordien supérieur) est bien documentée dans les coupes de Béni Berdâa et d'Oum El Alou (Fig. 27). La partie supérieure de la zone à *G. transrversium* est représentée par *L. berlieri* De Loriol, 1903, *P. panthieri* Enay, 1966, alors que la limite inférieure de la zone à *D. bifurcatus* est marquée par l'association de *Dichotomoceras bifurcatoides* (Enay, 1966), avec *D. aff. stenocycloides* (Siemiradzki, 1898) de la coupe de Béni Berdâa. Leur isochronie est suggestive avec le banc de la coupe d'Oum El Alou contenant *G. pervinquieri* (Spath, 1913) associé à *Paraspidoceras aff. meriani* (Oppel, 1863).

Occurrences : Algérie, Tunisie, Angleterre, Espagne, Portugal, France, Italie, Suisse, Pologne, Inde, Chili.

Sous-zone Dichotomoceras stenocycloides

Taxon index : l'espèce index est *Dichotomoceras stenocycloides* (Siemiradzki, 1898). La sous-zone a été nommée par Cariou (1966b).

Association de caractéristiques : *G. pervinquieri* (Spath, 1913) a été utilisé comme diagnostic pour la limite inférieure de la sous-zone de *D. stenocycloides* (Bert et al. 2009). Cette espèce est bien documentée dans la coupe d'Oum El Alou (Fig. 27C).

Selon nos données, la limite inférieure de la sous-zone à *D. stenocycloides* est marquée par la présence de *Dichotomoceras aff. stenocycloides* (Siemiradzki, 1898), *Dichotomoceras bifurcatoides* Enay, 1966 et *Perisphinctes aff. panthieri* Enay, 1966.

Occurrences : Algérie, Tunisie, Espagne, France, Italie, Chili.

Horizon *Dichotomoceras bifurcatoides*

Taxon index : l'espèce index est *Dichotomoceras bifurcatoides* Enay, 1966. Le nom d'horizon est initié par Melendez (1989).

Association de caractéristiques : Dans la coupe de Béni Berdâa (pour plus de détails, voir ci-dessus), la faune d'ammonites la plus significative de cet horizon est l'espèce index *Dichotomoceras bifurcatoides* Enay, 1966. Aucun autre détail n'est disponible dans la région de Thakhemaret.

Sous-zone *Dichotomoceras grossouvrei*

Taxon index : *Dichotomoceras grossouvrei* (Siemiradzki, 1891). La sous-zone a été nommée par Cariou (1971).

Association de caractéristiques : Pour les régions méditerranéennes (voir Cariou et al. 1997), la sous-zone D. Grossouvrei est représentée par les abondants *Ochetoceras basseae* Fradin, 1947 et *Subdiscosphinctes plana* (Siemiradzki, 1891), *Dichotomoceras bifurcatoides* Enay, 1966, et *Dichotomoceras bifurcatus* Quenstedt, 1846.

Malgré cela, *G. benosmanae* Bert et al. 2009 est en fait l'espèce la plus significative pour la sous-zone D. Grossouvrei en Algérie. Des *Passendorferia* y sont également présentes.

Aucune ammonite indiquant la limite inférieure ou supérieure de la sous-zone *D. Grossouvrei* n'a été trouvée. Un seul spécimen ex-situ de *?Passendorferia ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973, associé à d'abondants brachiopodes, a été collecté dans la partie supérieure de la section de Djebel Brame. Les informations disponibles sont encore rares, ce qui renforce l'hypothèse d'une zone de condensation possible.

Occurrences : Au moins Algérie, Tunisie, Espagne, France, Italie, Inde.

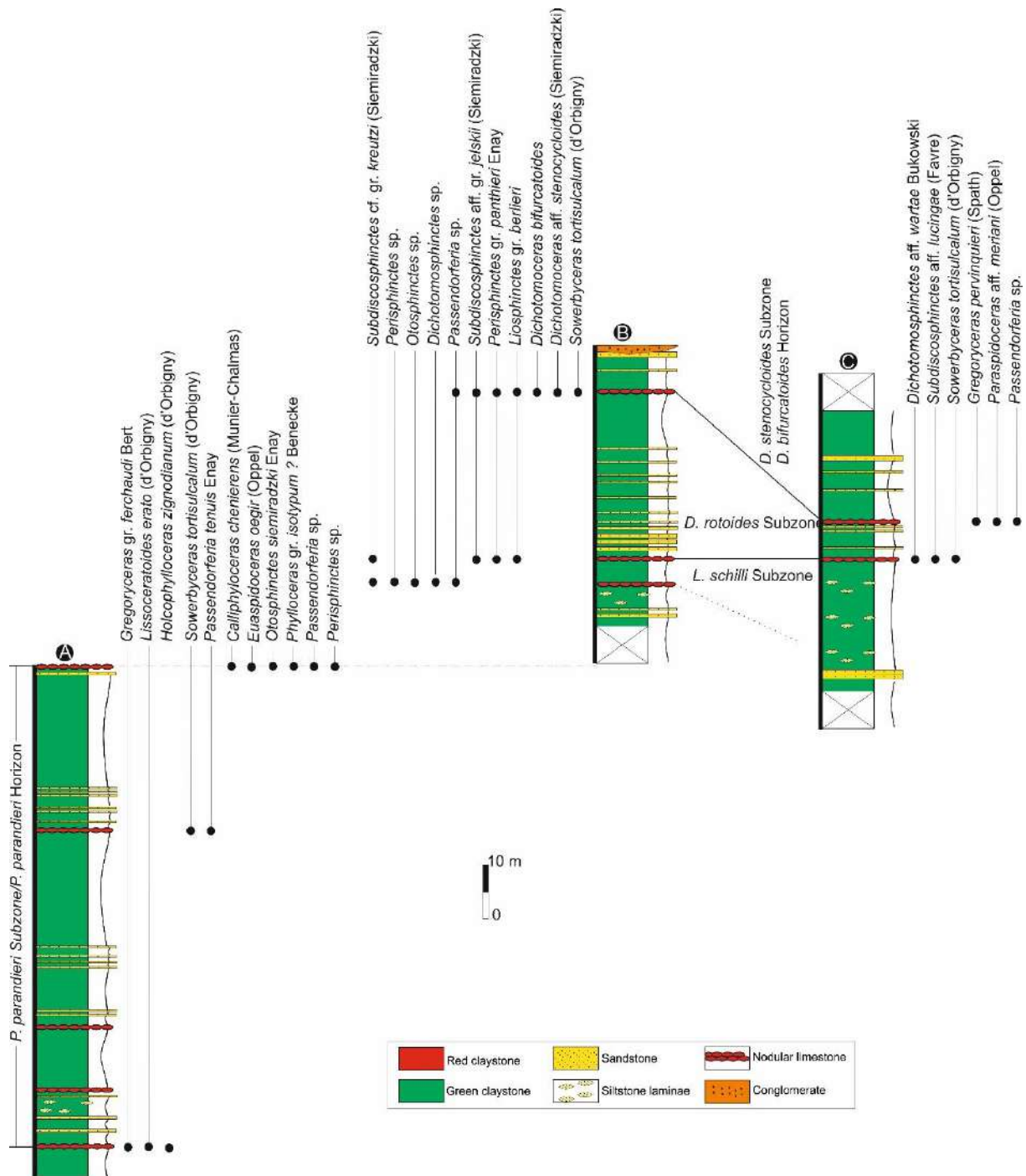


Fig. 27 : Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur de la région de Takhemaret (nord-ouest de l'Algérie). A – coupe d'El Abadla, B – coupe de Béni Berdâa, C – coupe d'Oum El Alou. Notez la limite Oxfordien moyen-supérieur documentée dans les coupes B et C.

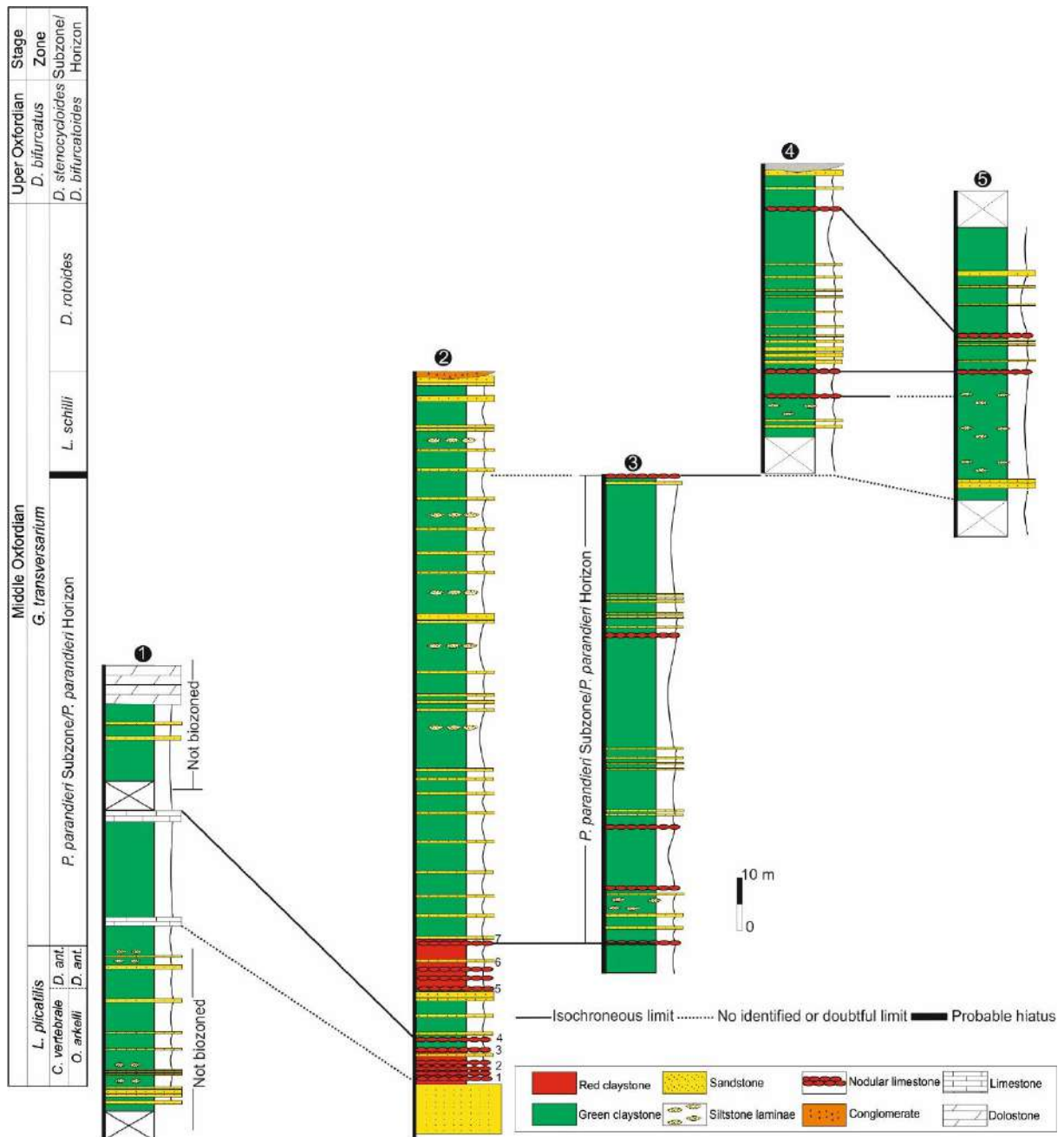


Fig. 28 : Corrélation locale et biozonation des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur de la région de Takhemaret et d'Oued Tounkira (nord-ouest de l'Algérie). 1 : coupe d'Oued Tounkira, 2 : coupe de Khechab, 3 : coupe d'El Abadla, 4 : coupe de Béni Berdâa, 5 : coupe d'Oum El Alou.

5. Discussion et corrélation (Fig. 29, Tableaux 1, 2)**Zone à *Liosphinctes plicatilis***

La présence d'ammonites du genre *Liosphinctes* dans la coupe d'Oued Tounkira (Fig. 23 et 25) rend possible, au moins partiellement, la corrélation entre la zone *Liosphinctes plicatilis* du sud-ouest de l'Europe, comprenant les sous-zones *Cardioceras vertebrale* et *D. antecessens*, et la faune algérienne.

L'horizon *Otosphinctes arkelli* est défini par les Aspidoceratidae subméditerranéens avec le seul représentant du genre *Gregoryceras* attribué à *G. aff. tenuisculptum* (Gygi, 1977), et d'autres espèces, par exemple *Paraspidoceras colloti* Zeiss, 1962 et *E. davouxi* Bert & Bonnot, 2004. Les Perisphinctidae constituent la famille caractéristique secondaire, par exemple *Liosphinctes plicatilis* (Sowerby, 1817), *O. arkelli* Glowniak, 2000, *Arisphinctes trifidus* (Sowerby, 1821), et d'autres. Les OPELLIIDAE sont principalement représentés par *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1863), tandis que les *Haploceratidae*, *Lytoceratidae* et *Pachyceratidae* sont quelque peu minoritaires. *G. tenuisculptum* (Gygi, 1977) et *O. arkelli* Glowniak, 2000 ont une répartition stratigraphique restreinte dans cet horizon dans le sud-est de la France (Bert 2004). Selon Gygi (1998), la gamme stratigraphique de *L. plicatilis* va de la zone *Cordatum*, sous-zone *Cordatum*, à la zone *Plicatilis*, sous-zones *O. ouatius* (Glowniak 2002, Fig. 26), cependant, l'équivalent réel est probablement constitué des sous-zones *C. vertebrale* à *D. antecessens*, sensu Bert (2004). *P. trifidus* (Sowerby, 1821) est connu des sous-zones *O. paturattensis* à *Arkelli* (voir aussi Glowniak 2002, Fig. 26). Les autres espèces citées ont leur FO et LO (dernière occurrence) à différents niveaux de la zone globale de *L. plicatilis*.

Callomon 1988 a remarqué que la sous-zone *D. antecessens* est représentée par *Arisphinctes plicatilis* (Sowerby, 1818), *Kranaosphinctes promiscuus* (Bukowski, 1887) et *K. kranaus* Bukman, 1921. Selon Cariou & Méléndez (1990), cette association représente le principal assemblage caractéristique de cette sous-zone dans de nombreuses régions d'Europe, avec très peu de variations.

Dans la zone d'étude, à partir de la limite subzonale *C. vertebrale*-*D. antecessens*, les Perisphinctidae montrent une nette tendance à la prédominance (environ 30 %), tandis que la partie supérieure est caractérisée par la cooccurrence de ? *D. antecessens* (Salfeld, 1914) et ? *G. sp. aff. riazii* (De Grossouvre, 1917). Presque la même association faunistique a été enregistrée dans le Djebel Bent Saïdane (Tunisie, Soussi, 1999 ; Bert et al. 2009) avec *G. riazii* (De Grossouvre, 1917), *Tornquistes*, *Euaspidoceratidae* et *Perisphinctidae*, ainsi qu'en Espagne

(Sequeiros, 1974) et dans le nord de la Suisse (Gygi, 1977). La position stratigraphique de *G. riazii* (De Grossouvre, 1917) a été confirmée par Bert (2004).

En Algérie, la zone *L. plicatilis* a été citée pour la première fois par Tchoumatchenco & Khrichev (1992) sur la base de la présence d'*A. plicatilis* (Sowerby, 1817) et d'*A. kingstonensis* Arkell, 1939. Notre nouvelle découverte du Djebel Bechtout (Fig. 29 et 30) confirme la présence de la zone *L. plicatilis* avec une association caractéristique d'ammonites. Parmi ces faunes, *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966) semble être l'une des données stratigraphiques les plus importantes pour cet intervalle : elle a été reconnue dans la sous-zone à *D. Antecedens* du Jura français (Enay, 1966), également suggérée comme datant de la même sous-zone dans la Chaîne Ibérique (Meléndez & Fantana, 1993) et dans la Cordillère Ibérique (Bello, 2005). Selon Meléndez et al. (2009), *Pass. tenuis* (Enay, 1966) est indicatif de la sous-zone *D. antecessans* pour l'ensemble de la province subméditerranéenne.

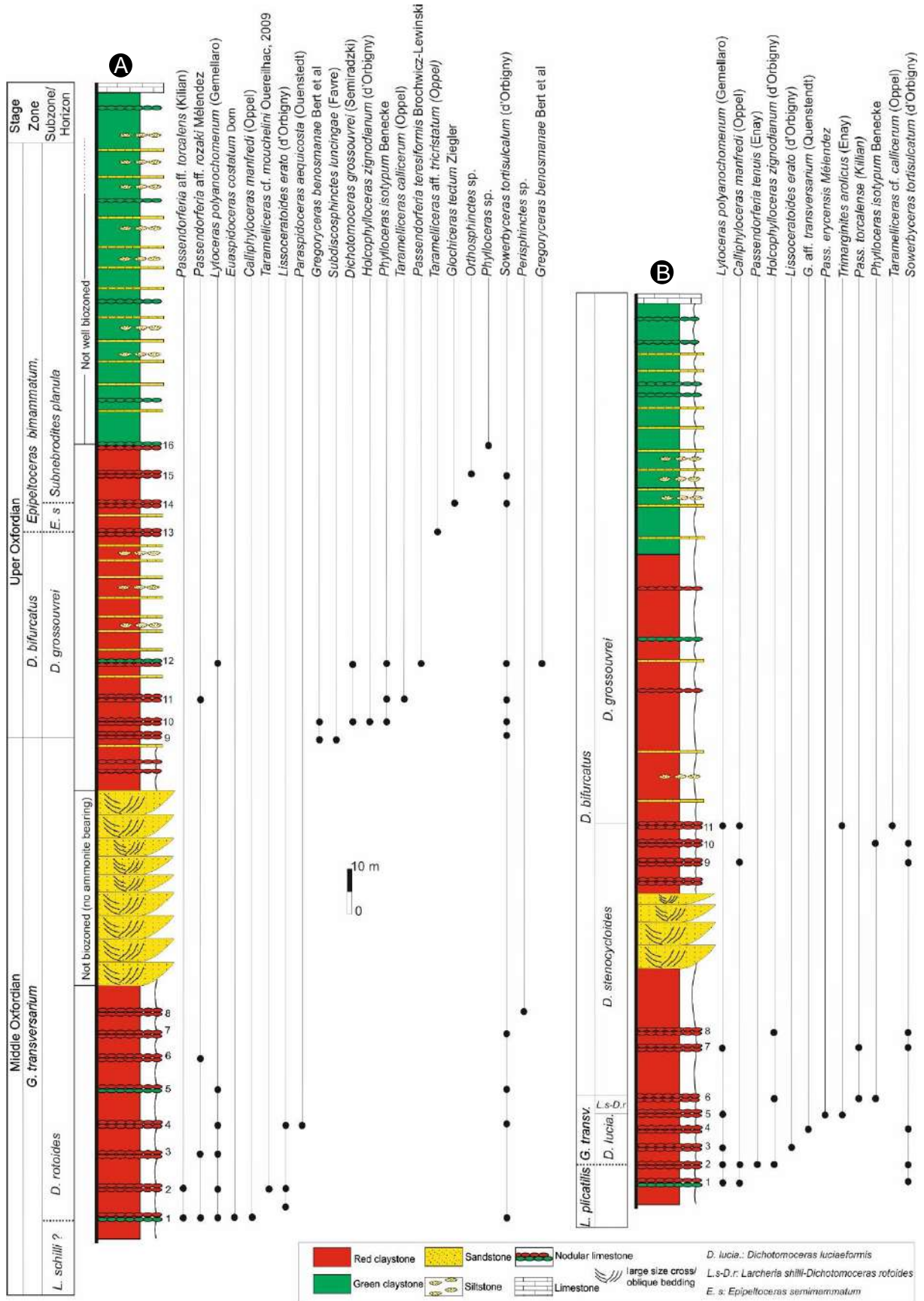


Fig. 29 : Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur de Bou Rheddou (A) et de Djebel Bechtout (B) (nord-ouest de l'Algérie).

Les différences concernant le sud-ouest de l'Europe pendant l'Oxfordien moyen sont caractérisées par l'absence générale des dépôts de l'Oxfordien moyen sous la sous-zone de *D. antecessans* (par exemple, le sud de l'Espagne) ainsi qu'en Bulgarie, ce qui est probablement dû à la condensation (Olóriz et al. 1998). D'autres différences sont enregistrées dans les Alpes vénitiennes (Sarti, 1988), où la faune caractéristique de ces dépôts est absente, ce qui est interprété comme un hiatus qui s'étend sur l'Oxfordien moyen (Sarti, 1986 ; Pavia et al. 1987).

Zone à *Gregoryceras transversarium*

La présence du genre *Gregoryceras* associé principalement à des *Perisphinctes* et à d'autres ammonites caractéristiques marque l'identification de la zone *G. transversarium* (sous-zone *P. parandieri*, sous-zone *Larcheria schilli* et sous-zone *D. rotoides*) ; un hiatus possible caractérise la sous-zone *D. luciaeformis*.

La sous-zone *P. parandieri* est représentée par des espèces indicatives telles que *Gregoryceras ferchaudi* Bert, 2004, *Passendorferia tenuis* (Enay, 1966) et *Otosphinctes siemiradzki* Enay, 1966. La première peut être utilisée comme espèce index supplémentaire pour cette sous-zone. *Pass. tenuis* (Enay, 1966) n'apparaît que légèrement sous le sommet de la sous-zone *P. parandieri* dans la coupe d'el Abadla (Takhemaret, Fig. 27, 28), alors qu'elle a été signalée depuis la zone *L. plicatilis*, la sous-zone *D. antecessans* de la région polonaise de *Czéstochowa* (Brochwicz-Lewinski & Róžak, 1976) et de la chaîne ibérique et de la Sicile (Meléndez et al. 2009). En Algérie (voir ci-dessus), nous avons récemment collecté à Djebel Behtout *Pass tenuis* (Enay, 1966) dans la zone de *L. plicatilis*. *Otosphinctes siemiradzki* Enay, 1966 a été signalé dans la partie supérieure de la zone *G. Transversarium* dans le Jura français (Enay, 1966) et la Cordillère ibérique (Melendez, 1989), tandis que Quereilhac (2009) a cité cette espèce pour l'ouest de la France dans la partie inférieure de la zone *G. Transversarium* (sous-zone *P. parandieri*). Les autres espèces proviennent de la zone sous-jacente.

La comparaison avec les distributions biostratigraphiques dans d'autres zones épicontinentales de Bechtout et Bou Rheddou (e.g., Atrops & Benest, 1994), et en raison de l'absence à la fois d'espèces index et de faune caractéristique dans les coupes étudiées, est très intéressante pour indiquer que la sous-zone de *D. luciaeformis* semble être manquante. Pourtant, cette sous-zone est bien documentée dans le Djebel Bechtout (Atrops & Benest, 1984 ; Atrops & Benest 1986 ; Atrops & Benest 1994), où elle est représentée par son espèce index *D. luciaeformis* Enay, 1966 associées à *Pass. birmensdorfensis* (Moesch, 1867), *Pass. aff. zieglerei* Brochwicz-Lewinsky et "*G. riasi* (De Grossouvre 1917)".

D. luciaeformis Enay, 1966 a été signalé dans l'ouest de la France (Quereilhac, 2009) avec des *Oppeliidae* : par exemple *Taramelliceras dentostriatum* (Quenstedt, 1887), des *Perisphinctidae* comme *D. elisabethae* (De Riaz, 1898), *Aspidoceratidae* ainsi que *G. transversarium* (Quenstedt, 1849), et *Haploceratidae* représentés par *Lissoceratoides Erato* (D'orbigny, 1850). Mélendez et al. (2009), sur la base de la succession des espèces de *Passendorferia*, ont attribué *Pass. birmensdorfensis* (Moesch, 1867) à la sous-zone de *D. luciaeformis*. L'espèce *Pass. Ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973 a été documentée dans la zone *G. transversarium* du Jura polonais (Brochwicz-Lewinski, 1973), de la chaîne ibérique (Melendez, 1989 ; Bello, 2005), de la Sicile (D'Arpa & Melendez, 2004) et de la chaîne bétique (Sequeiros 1974, 1977). Melendez et al. (2009) signalent *Pass. Ziegleri* Brochwicz-Lewinski, 1973 à la sous-zone *P. Parandieri*. Selon Bert et al. (2009), le spécimen attribué à *G. riasi* (De Grossouvre, 1917) par Atrops & Benest (1984, 1986, 1994) et Atrops et al. (1990) n'a pas été confirmé.

La sous-zone *Larcheria schilli* se caractérise par la rareté des taxons caractéristiques au niveau des espèces, mais comme on l'a vu plus haut, les morphologies des spécimens recensés sont très semblables à celles reconnues dans la sous-zone *L. schilli* de la biozonation subméditerranéenne de l'Europe centrale et du sud-ouest. Fontana (1990) a typifié cette sous-zone sur la base de *Pass. aff. birmensdorfensis* (Moesch, 1867) du nord-est de la chaîne ibérique. Enay & Gygi (2001) ont remarqué de nombreuses espèces de *Subdiscosphinctes* pour cette sous-zone du nord de la Suisse, ces auteurs ont considéré la sous-zone *L. schilli* comme une acmézone pour les *Subdiscosphinctes* subméditerranéens. Dans l'ouest de la France, malgré la quasi-absence du genre *Larcheria*, la sous-zone *L. schilli* a été définie par quelques *Trimarginites* (Quereilhac, 2009). Par rapport au Djebel Bechtout (nouvelle donnée) d'Algérie (Fig. 30B), la sous-zone *L. schilli* est définie par *Pass. erycensis* Meléndez, 2002 associés à *Lytoceras polyanchomenum* (Gemmellaro, 1872), *Trimarginites arolicus* (Oppel, 1863) et *Perisphinctes sp.* Le premier est le taxon le plus important, qui a été cité dans l'intervalle supérieur de la zone *G. transversarium* (sous-zone *L. schilli-D. rotoïdes*) de la Sicile occidentale (D'Arpa & Mélendez, 2004). Meléndez et al. (2009) ont utilisé *Pass. erycensis* Meléndez, 2002 comme espèce indicative pour la sous-zone *L. schilli* du nord-ouest de la Sicile et de la province subméditerranéenne.

La sous-zone *D. rotoïdes* (sous-zone *D. wartae* sensus Glowniak 2006a ; Glowniak 2006b ; Glowniak & Wierzbowski 2007) est définie par l'assemblage classique connu des régions subméditerranéennes, ainsi que par *D. aff. wartae* (Bukowski, 1887) avec

Subdiscosphinctes aff. lucingae (Favre, 1875). De plus, cette sous-zone est reconnue dans la coupe d'Oum el Alou (région de Takhemaret, fig. 24) par *P. panthieri* Enay, 1966, *S. jelski* (Siemiradzki, 1891) et d'autres *Perisphinctidae*. *D. wartae* (Bukowski, 1887) et *S. lucingae* (Favre, 1875) sont cités dans la partie supérieure des zones *G. transversarium* - partie inférieure des zones *D. bifurcatus* du sud-est du Portugal (Marques et al. 1992), à peu près dans le même intervalle stratigraphique de l'Inde (bassin de Kachchh, Krishna et al. 2009). *D. Wartae* (Bukowski, 1891) est également enregistré dans la sous-zone *D. wartae* proposée comme limite inférieure du sous-étage supérieur de l'Oxfordien dans la province subméditerranéenne (Głowniak, 2002). Le FO de cette espèce définit la base de la sous-zone *D. wartae* (sensus Głowniak 2006a), allant de la sous-zone *D. wartae* à la sous-zone *D. stenocycloides* la plus basse de la zone *D. bifurcatus* (Głowniak & Wierzbowski 2007).

Selon Atrops & Benest (1994), plus précisément dans le Djebel Bechtout, la sous-zone *D. rotoïdes* n'est représentée que par *Subdiscosphinctes kreutzii* (Siemiradzki, 1891). Dans ce présent travail, et sur la base de nouvelles données (Fig. 29, 30C-E) provenant du Bou Rheddou (nord de la ville de Tiaret, Algérie), cette sous-zone est représentée par *Taramelliceras cf. mouchelini* Quereilhac, 2009, *Paraspidoceras aequicosta* (Quenstedt, 1887), *Euaspidoceras costatum* (Dorn, 1923) et *Passendorferia aff. torcalense* (Kilian, 1889). *T. cf. mouchelini* Quereilhac, 2009 est connue de la sous-zone à *D. rotoïdes* de l'ouest de la France (Quereilhac, 2009). *Pass. torcalense* (Kilian, 1889) est citée comme espèce typique de la zone *D. bifurcatus* de la Sicile occidentale (D'Arpa & Mélendez 2004) ; elle a également été utilisée comme espèce caractéristique de la sous-famille Passendorferiinae pour la zone *D. bifurcatus*, sous-zone *D. stenocycloides* (Mélendez et al. 2009) à travers la province subméditerranéenne. L'existence de *Pass. torcalense* (Kilian, 1889) dans l'assemblage d'ammonites de la sous-zone *D. rotoïdes* peut indiquer la limite *G. transversarium*-*D. bifurcatus*.

Zone à *Dichotomoceras bifurcatus*

La zone *D. bifurcatus* a été placée dans l'Oxfordien moyen (p. ex. Brochwicz-Lewinski 1976 ; Melendez 1989). Cependant, Enay & Gygi (2001) ont conservé cette zone dans l'Oxfordien supérieur, ainsi que la biozotation standard (Cariou et al. 1997 ; Bert 2004, Głowniak 2006a).

Sur les coupes étudiées dans la région de Takhemaret, la zone *D. bifurcatus* n'est confirmée que par la sous-zone *D. stenocycloides*, *D. bifurcatoides* Horizon. La présence de *D. bifurcatoides* (Enay, 1966), *D. aff. stenocycloides* (Siemiradzki, 1898) et *G. pervinquieri*

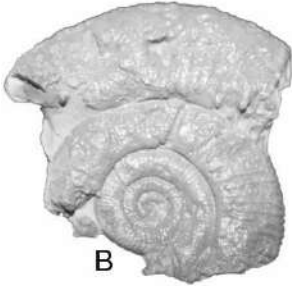
(Spath, 1913) sont plus indicatives pour la partie inférieure de la zone *D. bifurcatus*. Les deux premières espèces et *P. panthieri* Enay, 1966, ont été signalées au même niveau dans la coupe d'Oum El Alou (fig. 24 et 25). Elles ont été citées à la base inférieure de la zone *D. bifurcatus*, de la sous-zone *D. stenocycloides* de la chaîne ibérique, de l'est de l'Espagne et de l'ouest de la France (respectivement par Mélendez & Fontana 1993 ; Quereilhac 2009). En outre, *D. stenocycloides* (Siemiradzki, 1898) a été signalé dans la sous-zone *D. stenocycloides*, zone *D. bifurcatus* de l'Inde (bassin de Kachchh, Krishna et al. 2009). *G. pervinquieri* (Spath, 1913) est considérée comme une espèce indicative pour la base de la zone *D. bifurcatus* (sous-zone *D. stenocycloides*) à travers la province subméditerranéenne, documentée dans le sud de l'Espagne et en Tunisie (Bert et al. 2009). D'après Bou Rheddou et Bechtout (Atrops & Benest 1984, Atrops & Benest 1986), la zone *D. bifurcatus*, sous-zone *D. stenocycloides*, est caractérisée par l'abondance de *G. fouquei* (KILIAN, 1889), qui, selon D'Arpa & Melendez 2004, est limitée à la partie supérieure de la zone *D. bifurcatus*. Ces auteurs ont introduit l'horizon *G. fouquei* comme équivalent de la sous-zone *D. grossouvrei*. Récemment, sur la base d'une nouvelle révision du matériel collecté dans différentes régions subméditerranéennes, *G. fouquei* (Kilian, 1889) a été considérée comme une espèce index, dans un tableau parallèle basé sur l'évolution des *Gregoryceras* (Bert et al. 2009), de la sous-zone *D. rotoides* (intervalle supérieur de la zone *G. transversarium*), largement répandue en Algérie, en Tunisie, en Espagne, en France, en Allemagne, en Italie, en Iran et au Chili. L'attribution de cette espèce à la sous-zone de *D. stenocycloides* par Atrops & Benest (1984, 1986, 1994) devrait être révisée. Notre nouvelle collection pour cette sous-zone de Djebel Bechtout est enregistrée dans le Tableau 1.

La sous-zone à *D. grossouvrei* de la région de Takhemaret ne peut pas être discutée en raison de l'absence d'une faune d'ammonites caractéristique (voir ci-dessus dans le chapitre sur la sous-zone à *D. grossouvrei*). Bien que cette sous-zone soit bien documentée dans le Bou Rheddou (Fig. 30G-J) par *G. benosmanae*, Bert et al. 2009, *Subdiscosphinctes lucingae* (Fare, 1875), *Dichotomoceras grossouvrei* (Siemiradzki, 1898), *Pass. teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973 et *Pass. aff. rozaki* Mélendez 1989. Auparavant, Atrops & Benest (1984) ont identifié cette sous-zone par *D. bifurcatus* (Quenstedt, 1846). *G. benosmanae*, Bert et al. 2009 est l'espèce la plus récente du genre *Gregoryceras*, reconnue d'abord dans la thèse non publiée de Benosman (1990) comme "*Gregoryceras*" *bechtoutensis* nov. sp., mais aussi signalée par Atrops & Benest (1986) comme *G. nov. sp. aff. fouquei* de la base de la zone *D. bifurcatus*, et finalement introduite comme espèce indicative pour la sous-zone *D. grossouvrei*

par Bert et al. (2009). Cette espèce a été signalée en Algérie, en Tunisie, en France et en Espagne. Enay & Gygi (2001) ont signalé *D. grossouvrei* (Siemiradzki, 1898) avec *D. crassus* (Enay, 1966) et *D. bifurcatus* (Quenstedt, 1846) dans la sous-zone *D. grossouvrei* du nord de la Suisse. Ces auteurs suggèrent que cette sous-zone représente une zone d'acmé pour l'espèce index *D. bifurcatus* (Quenstedt, 1846). Une faune d'association similaire a été signalée en France et dans la chaîne ibérique, tandis que *D. crassus* (Enay, 1966), *D. Bifurcatus* (Quenstedt, 1846) et *D. stenocycloides* (Siemiradzki, 1898) ont été documentés en Inde par Krishna et al. (2009) à partir de la sous-zone de *D. stenocycloides*. *Pass. teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973 est une espèce caractéristique de la zone *D. bifurcatus*, de la sous-zone *D. grossouvrei* du Jura (Enay, 1966), de l'ouest de la France, du sud de l'Espagne et de la Pologne (Brochwicz-Lewinski & Rozak, 1976). *Pass. teresiformis* Brochwicz-Lewinski, 1973 est utilisé pour caractériser la sous-zone *D. grossouvrei* de la province subméditerranéenne (Mélendez et al. 2009).



A



B



F



C



D



E



H



K



G



I



J



L



M

10 mm

Fig. 30 : A - *Passendorferia aff. tenuis* (Enay), zone *L. plicatilis*, sous-zone *D. antecedens*, Djebel Bechtout ; B - *Passendorferia erycensis* Meléndez, zone *G. transversarium*, sous-zone *L. schilli* Subzone, Djebel Bechtout ; C - *Euaspidoceras costatum* (Dorn), *G. transversarium* Zone, *Dichotomoceras rotoides*, Bou Rheddou ; D - *Paraspidoceras aequicosta* (Quenstedt), *G. transversarium* Zone, *D. rotoides*, Bou Rheddou ; E - *Taramelliceras cf. mouchelini* (Quereilhac), *G. transversarium* Zone, *D. rotoides*, Bou Rheddou ; F - *Passendorferia torcalense* (Kilian), *D. bifurcatus* Zone, *D. stenocycloides* Subzone, Djebel Bechtout ; G - *Gregoryceras benosmanae* Bert et al, *D. bifurcatus* Zone, *D. grossouvrei* Subzone, Bou Rheddou ; H - *D. grossouvrei* (Siemiradzki), *D. bifurcatus* Zone, *D. grossouvrei* Subzone, Bou Rheddou ; I, J - *Passendorferia teresiformis* (Brochwicz-Lewinski), *D. bifurcatus* Zone, *D. grossouvrei*, Subzone, Bou Rheddou ; K - *Taramelliceras aff. tricristatum* (Oppel), *Epipeltoceras bimmammatum* Zone, *E. semimammatum* Subzone, Bou Rheddou ; L - *Glochiceras tectum* (Ziegler), *Epipeltoceras bimmammatum* Zone, Bou Rheddou ; Collection de M. Belaid et A. Cherif, photos de M. Belaid. Barre d'échelle égale à 10 mm.

CHAPITRE 3 BIOSTRATIGRAPHIE ET CORRELATION STRATIGRAPHIQUE

Tableau 1. Tableau résumant les principaux spécimens d'ammonites enregistrés (de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur) dans des régions méditerranéennes sélectionnées (France et Espagne). Gris : cité par Bert et al. (2009).

Zones	Subzones	Horizons	France (Qureilhac 2009; Bert et al. 2009)	Spain (Meléndez & Fontana 1993; Bert et al. 2009)	
<i>Plamula</i>	<i>Galar/Gigantoplex</i>				
	<i>Plamula</i>				
<i>Bimma.</i>	<i>Hauffinianum</i>				
	<i>Bimammatum</i>				
	<i>Berrense</i>				
	<i>Semimam.</i>		<i>Epipeltoceras seminammatum</i> (Quenstedt)	<i>Passendorferia rozaki</i> Meléndez	
<i>Bifurcatus</i>	<i>Grossouvrei</i>	<i>Grossouvrei</i>	<i>Ochetoceras basseae</i> (Fradin) <i>Gregoryceras fouquei</i> (Kilian) <i>Euaspidoceras lenki</i> (Dorn) <i>Dichotomoceras bifurcatus</i> (Quenstedt)	<i>Gregoryceras henosmanae</i> Bert et al. <i>Dichotomoceras crassus</i> (Enay) <i>Dichotomoceras bifurcatus</i> (Quenstedt) <i>Dichotomoceras grossouvrei</i> (Siemiradzki)	
<i>Stenocycloides</i>		« <i>Duongae</i> »		<i>Gregoryceras pervinquieri</i> (Spath)	
		« <i>Bifurcatoides</i> »	<i>Dichotomoceras crassus</i> (Enay) <i>Dichotomoceras stenocycloides</i> (Siemiradzki) <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i> Enay	<i>Perisphinctes gr. panthieri</i> Enay <i>Dichotomoceras stenocycloides</i> (Siemiradzki) <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i> Enay	
<i>Transversarium</i>	<i>Rotoides</i>	<i>Rotoides</i>	<i>Trimarginates arolicus</i> (Oppel) <i>Trimarginates trimarginatus</i> (Oppel) <i>Dichotomoceras</i> sp.	<i>Dichotomosphinctes gr. wartae</i> (Bukowski) <i>Perisphinctes gr. panthieri</i> Enay <i>Subdiscosphinctes jelskii</i> (Siemiradzki) <i>Subdiscosphinctes kreutzii</i> Ronchadé (non Siemiradzki) <i>Gregoryceras fouquei</i> (Kilian)	
	<i>Schilli</i>	<i>Subschilli</i>			<i>Passendorferia tenuis sensu</i> Meléndez (non Enay) <i>Passendorferia birmensdorfensis</i> (Moesch) <i>Larcheria schilli</i> (Oppel)
		<i>Schilli</i>	<i>Gregoryceras devauxi</i> Bert & Enay		
	<i>Luciaeformis</i>	<i>Luciaeformis</i>	<i>Lissoceratoides erato</i> (d'Orbigny) <i>Euaspidoceras oegir</i> (Oppel) <i>Dichotomosphinctes luciaeformis</i> Enay <i>Taramelliceras dentostriatum</i> (Quenstedt) <i>Gregoryceras transversarium</i> (Quenstedt)	<i>Gregoryceras aff. transversarium</i> (Quenstedt) <i>Perisphinctes martelli</i> (Oppel) <i>Dichotomosphinctes luciaeformis</i> Enay <i>Dichotomosphinctes elisabethae</i> (de Riaz)	
<i>Nectobrigennis</i>					
<i>Parandieri</i>	<i>Parandieri</i>	<i>Euaspidoceras rotari</i> (Oppel) <i>Dichotomosphinctes elisabethae</i> (de Riaz) <i>Otosphinctes siemiradzki</i> Enay <i>Gregoryceras ferchaudi</i> Bert	<i>Otosphinctes siemiradzki</i> Enay <i>Dichotomosphinctes buckmani</i> Arkell <i>Perisphinctes parandieri</i> de Loriol <i>Gregoryceras gr. ferchaudi</i> Bert		
<i>Plicatilis</i>	<i>Antecedens</i>	<i>Tenuiserratum</i>			
		<i>Antecedens</i>	<i>Gregoryceras riasi</i> (de Grossouvre) <i>Passendorferia tenuis</i> (Enay)	<i>Kranaosphinctes</i> sp. <i>Tornquistes</i> sp. <i>Arisphinctes</i> sp.	
	<i>Vertebrale</i>	<i>Arkelli</i>	<i>Otosphinctes arkelli</i> Glowniak <i>Gregoryceras tenuisculptum</i> Gygi		
<i>Defayae</i>			<i>Otosphinctes</i> sp.		

Vert. Subzone Anr. Subzone

CHAPITRE 3 BIOSTRATIGRAPHIE ET CORRELATION STRATIGRAPHIQUE

Tableau 2. Tableau résumant les principaux spécimens d'ammonites enregistrés (de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur) dans le nord-ouest de l'Algérie et en Tunisie. TD : Domaine tlemcénien, BR-BC : Bou Rheddou et Bechtout. Rouge : cité par Atrops & Benest (1994), vert : cité par Bert et al. (2009), brun : cité par Bert et al. (2009) et ce travail, bleu : premier signalement dans ce travail, Gris : hiatus probable.

Zones	Subzones	Horizons	Algeria: (TD, Cherif et al. 2015, this work)	Algeria: BR-BC (Atrops & Benest 1994, this work)	Tunisia (Soussi et al. 1999; Bert et al. 2009)
Planula	Galar/ Gigantoplex			<i>Physodoceras circumspinosum</i> (Quenstedt) <i>Taramelliceras externodosum</i> (Dom) <i>Idoceras minutum</i> (Dieterich)	
	Planula				
Bimma..	Hauffinianum			<i>Passendorferia rozaki</i> Meléndez	Semim. Sub.
	Bimammatum			<i>Glochiceras tectum</i> Ziegler	
	Berrense			<i>Taramelliceras aff. triceristatum</i> (Oppel)	
	Seminam.			<i>Epipeltoceras cf. berrense</i> (Favre)	
Bifurcatus	Grossouvrei	Grossouvrei		<i>Lytoceras polyanchomemum</i> (Gemellaro) <i>Subdiscosphinctes lusingae</i> (Favre) <i>Phylloceras isotypum</i> (Benecke) <i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orbigny) <i>Passendorferia aff. rozaki</i> Meléndez <i>Dichotomoceras grossouvrei</i> (Semiradzki) <i>Gregoryceras benosmanae</i> Bert et al. <i>Passendorferia teresiformis</i> Brochwicz-Lewinski <i>Dichotomoceras bifurcatus</i> (Quenstedt)	<i>Gregoryceras benosmanae</i> Bert et al. <i>Ochetoceras cf. hispidiforme</i> (Fontannes) <i>Dichotomoceras cf. grossouvrei</i> (Siemiradzki)
	Stenocycloides	«Duongae»	? <i>Dichotomoceras crassus</i> (Enay) <i>Paraspidoceras aff. meriani</i> (Oppel) <i>Passendorferia</i> sp.	<i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orbigny) <i>Calliphylloceras manfredi</i> (Oppel) <i>Phylloceras isotypum</i> (Benecke)	Doubtful
		«Bifurcatoïdes»	<i>Dichotomoceras aff. stenocycloides</i> (Siemiradzki) <i>Gregoryceras pervinquieri</i> (Spath) <i>Dichotomoceras bifurcatoïdes</i> Enay	<i>Passendorferia torcalense</i> (Kilian) <i>Gregoryceras fouquei</i> (Kilian)	
	Rotoïdes	Rotoïdes	<i>Subdiscosphinctes gr. jelskii</i> (Siemiradzki) <i>Perisphinctes gr. panthieri</i> Enay <i>Dichotomosphinctes gr. wartae</i> (Bukowski) <i>Liosphinctes gr. berlieri</i> (de Loriol)	<i>Passendorferia aff. rozaki</i> Meléndez <i>Lissoceratoides erato</i> (d'Orbigny) <i>Lytoceras polyanchomemum</i> (Gemellaro) <i>Calliphylloceras manfredi</i> (Oppel) <i>Passendorferia aff. torcalense</i> (Kilian) <i>Paraspidoceras aequicosta</i> (Quenstedt) <i>Taramelliceras cf. mouchelini</i> Quereilhac <i>Gregoryceras fouquei</i> (Kilian) <i>Subdiscosphinctes kreutzii</i> (Semiradzki)	<i>Gregoryceras fouquei</i> (Kilian)
Transversarium	Schilli	Subschilli	<i>Liosphinctes</i> sp. <i>Dichotomosphinctes</i> sp.	<i>Trimarginites arolicus</i> (Oppel) <i>Lytoceras polyanchomemum</i> (Gemellaro) <i>Passendorferia erycensis</i> Meléndez	
		Schilli	<i>Subdiscosphinctes gr. kreutzii</i> (Siemiradzki) <i>Otosphinctes</i> sp. <i>Passendorferia</i> sp.		
	Luciaeformis	Luciaeformis		<i>Passendorferia aff. zieglerei</i> Brochwicz-Lewinski <i>Passendorferia birmensdorfensis</i> (Moesch) <i>Dichotomosphinctes luciaeformis</i> Enay <i>Gregoryceras aff. transversarium</i> (Quenstedt)	<i>Gregoryceras devauxi</i> Bert & Enay
		Nectobrigensis			
Parandieri	Parandieri	<i>Euaspidoceras oegir</i> (Oppel) <i>Taramelliceras obumbrans</i> Hölder <i>Otosphinctes siemiradzki</i> Enay <i>Passendorferia tenuis</i> (Enay) <i>Lissoceratoides erato</i> (d'Orbigny) <i>Holcophylloceras zignodianum</i> (d'Orbigny) <i>Gregoryceras ferchaudi</i> Bert		Doubtful <i>Gregoryceras riazi</i> (de Grossouvre)	
Plicatilis	Antecedens	Tenuiserratum	<i>Proscaphites anar</i> (Oppel) <i>Perisphinctes pumilus</i> Enay	Ark. Horizon	D. emi. Horizon
		Antecedens	<i>Gregoryceras aff. riazi</i> (de Grossouvre) <i>Dichotomosphinctes aff. antecedens</i> (Salfeld)		
	Vertebrale	Arkelli Defayae	<i>Euaspidoceras davouxi</i> Bert & Bonnot <i>Arisphinctes trifidus</i> (Sowerby) <i>Liosphinctes plicatilis</i> (Sowerby) <i>Otosphinctes arkelli</i> Glowniak		

6. Conclusion

Les coupes du domaine tlemcenien (nord-ouest de l'Algérie) montrent des ammonites subméditerranéennes nettement dominantes de l'Oxfordien moyen à l'Oxfordien supérieur. Il s'agit d'une situation similaire à celle rencontrée en Europe du Sud et en Afrique du Nord. De nombreuses familles d'ammonites sont représentées par des quantités presque différentes de spécimens. Il convient de mentionner que la séquence globale des ammonites dans l'intervalle stratigraphique étudié est analogue dans toutes ces régions, ce qui rend possible la distinction des coupes étudiées en tant qu'affinités d'ammonites téthysiennes (tableau 1, 2).

Il a été possible d'analyser l'intervalle stratigraphique entre les zones à *L. plicatilis* et *D. bifurcatus* dans les régions de Takhemaret et de Frenda par rapport aux coupes de Bou Rheddou et de Bechtout (NW Algérie). Les deux zones semblent incomplètes. La zone *L. plicatilis* semble plus représentée dans la région de Takhemaret, tandis que dans les coupes de Bou Rheddou et de Bechtout, la partie la plus basse de cette zone est absente, avec seulement la présence de la sous-zone *D. antecedens*. Pour la zone à *G. transversarium*, il semble y avoir une lacune stratigraphique généralisée dans la sous-zone à *D. luciaeformis*, ce qui expliquerait l'absence presque totale de *D. luciaeformis* Enay, 1966 et d'autres représentants dans les coupes de Takhemaret. Nous confirmons également un hiatus à la base de la zone à *G. transversarium* (sous-zone à *P. parandieri*) dans les coupes de Bou Rheddou et de Bechtout.

En ce qui concerne les données biostratigraphiques mentionnées ci-dessus, un enregistrement plus représentatif de *Gregoryceras* a été obtenu dans les coupes de Bou Rheddou et de Bechtout, avec des *Passendorferia* sp. typiques confirmant la présence de la partie supérieure de la zone *D. bifurcatus* (sous-zone *D. groussovrei*), qui est absente dans les coupes de Takhemaret.

Des preuves de corrélations entre les ammonites de l'Oxfordien d'Algérie et de certaines régions méditerranéennes ont été reconnues, ce qui améliore notre connaissance de la biostratigraphie de la marge méridionale de la Téthys. Le cadre stratigraphique obtenu ici est cohérent avec la biozonation méditerranéenne standard de l'Ouest-Téthys du Jurassique supérieur.

CHAPITRE 4.
ICHTHOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET
PALEO-ENVIRONNEMENT

Note : toutes les informations contenues dans ce chapitre ont déjà été publiées dans un article scientifique.

Premier enregistrement des ichnofossiles de la Formation des Argiles rouges de Kheneg de l'Oxfordien (Tiaret, nord-ouest de l'Algérie) :

Résumé

Trois associations principales de faciès FA-1 à FA-3 sont présentes dans la formation oxfordienne des Argiles rouges de Kheneg, dans le nord-ouest de l'Algérie. Elles correspondent respectivement à la partie profonde d'une plate-forme mixte silicoclastique-carbonatée, à la partie supérieure de shoreface et à l'offshore transition -offshore inférieure. L'association des ichnofossiles de la formation des Argiles rouges de Kheneg contient quinze ichnogènes et est modérément diversifiée pour le Jurassique supérieur. La formation contient des traces fossiles divers et abondants provenant d'eaux profondes ou dominant les eaux profondes (c.-à-d. *Belorhapse*, *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *Megagraption*). Ils indiquent qu'une partie de la formation a été déposée dans des environnements d'offshore transition vers des environnements d'offshore inférieur.

Mots-clés : Oxfordien, Kheneg, Algérie, Trace fossile, Offshore.

1. Introduction

Les affleurements du Jurassique supérieur étudiés sont situés au nord de la ville de Tiaret à la limite méridionale du domaine tellien (Fig. 31). Les dépôts du Jurassique supérieur sont répartis en Afrique du Nord le long de la marge méridionale de l'ancien océan de la Téthys. Dans le nord-ouest de l'Algérie, les formations oxfordiennes s'étendent sur l'Atlas tellien et sont appelées Ammonitico rosso de Frid et Argiles rouges de Kheneg (Atrops & Benest, 1994), dans les montagnes d'Oran et d'Arzew (nord du Tell) elles sont connues sous le nom de "Grès chocolatés" de l'Oxfordien supérieur et finalement sous le nom de "l'ensemble détritique à ostracodes" dans les montagnes de Tessala (Fenet, 1975). Dans les Hauts Plateaux, les roches oxfordiennes ont été désignées soit comme les " Argiles de Saïda " dans le domaine tlemcenien (Augier, 1967 ; Elmi & Benest, 1978 ; Cherif et al., 2015, 2018 ; Halamski & Cherif, 2017), soit comme les " Grès de Sidi Saâdoun " et les " Argiles de Faïdja " (Caratini, 1970 ; Atrops & Benest, 1981). La formation des Argiles rouges de Kheneg est composée de calcaire marneux rouge dans la partie inférieure, de grès épais au milieu et d'intercalations argilo-calcaires-gréseuses rouges à vertes dans la partie supérieure. Les

meilleures expositions sont situées dans les régions d'Oued Kheneg et d'Aïn El Hamra (Fig. 31). Ils ont été cartographiés et étudiés depuis la fin du 19^{ème} siècle (par exemple, Welsch, 1890 ; Polvèche, 1960 ; Tchoumatchenco & Khrichev, 1992). Jusqu'à présent, ces gisements n'avaient jamais été décrits d'un point de vue ichnologique et sédimentologique.

Le présent travail de recherche présente la première étude ichnologique et sédimentologique des dépôts oxfordiens exposés à Oued Kheneg et à Aïn El Hamra (au nord de Tiaret). Notre contribution fournit une liste d'ichnotaxons et un inventaire des faciès qui aident à l'interprétation de l'environnement sédimentaire.

2. Cadre géographique et géologique

Géographiquement, le site d'étude appartient au domaine septentrional de l'Algérie appelé "Algérie alpine", qui se compose de trois domaines comprenant des montagnes jeunes formées au cours de l'orogénèse alpine. Ces domaines sont, du nord au sud : (i) L'Atlas Tellien (domaine de nappes, composé de roches sédimentaires allant du Jurassique au Miocène) ; (ii) Les Hauts Plateaux (avant-pays de la chaîne alpine portant une mince couverture sédimentaire d'âge jurassique). Dans la partie occidentale, il y a une série de chaînes de montagnes telles que les Monts Saïda et les Monts Frenda ; (iii) L'Atlas Saharien (formé d'une fosse allongée pincée entre les Hauts Plateaux et la Plateforme Saharienne, remplie d'une épaisse séquence sédimentaire pendant les temps mésozoïques).

Du point de vue paléogéographique, l'Algérie alpine faisait partie de l'Afrique du Nord-Ouest pendant le Mésozoïque et était caractérisée par l'individualisation de deux domaines paléogéographiques différents : les chaînes intracontinentales autochtones (l'Atlas s.s., Frizon De Lamotte et al., 2008) et la chaîne du Rif avec la ceinture tellienne-kabyle (Maghrebides), composée d'unités parautochtones à allochtones (Chalouan et al., 2008). L'histoire de ces domaines est contemporaine de l'ouverture des océans Atlantique central et Néo-Téthys (Brede et al., 1992 ; Gomez et al., 2000) au cours du Jurassique supérieur, sur le plateau sud de la Téthys occidentale (e.g. Dercourt et al., 1993 ; Berra & Angiolini, 2014). Cependant, la zone d'étude était susceptible d'avoir des profondeurs d'eau bathyales (Tchoumatchenco & Khrichev, 1992).

La formation des Argiles rouges de Kheneg contient les dépôts marins du Jurassique supérieur qui affleurent dans le sud du Domaine tellien. Ces dépôts sont principalement d'origine pélagique, avec des bancs détritiques subordonnés mais localement importants dans les "Grès intercalaires" de l'Oxfordien moyen-supérieur. Dans l'Oxfordien supérieur, des dépôts siliciclastiques intermittents ont été décrits comme la faciès des Argiles de Saïda (sous-

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

unité C-2 dans cette étude) et interprétés comme le résultat de mouvements tectoniques intra-Oxfordiens (Atrops & Benest, 1981). Au cours de l'Oxfordien moyen à l'Oxfordien supérieur, de la formation Argiles de Saïda dans les monts Saïda et les monts Frenda, l'environnement de dépôt était caractérisé par un dépôt mixte carbonaté-siliciclastique en eau peu profonde, comme en témoignent les fréquentes structures tidales et tempestites (Cherif et al., 2015, 2018 ; Halamski & Cherif, 2017).

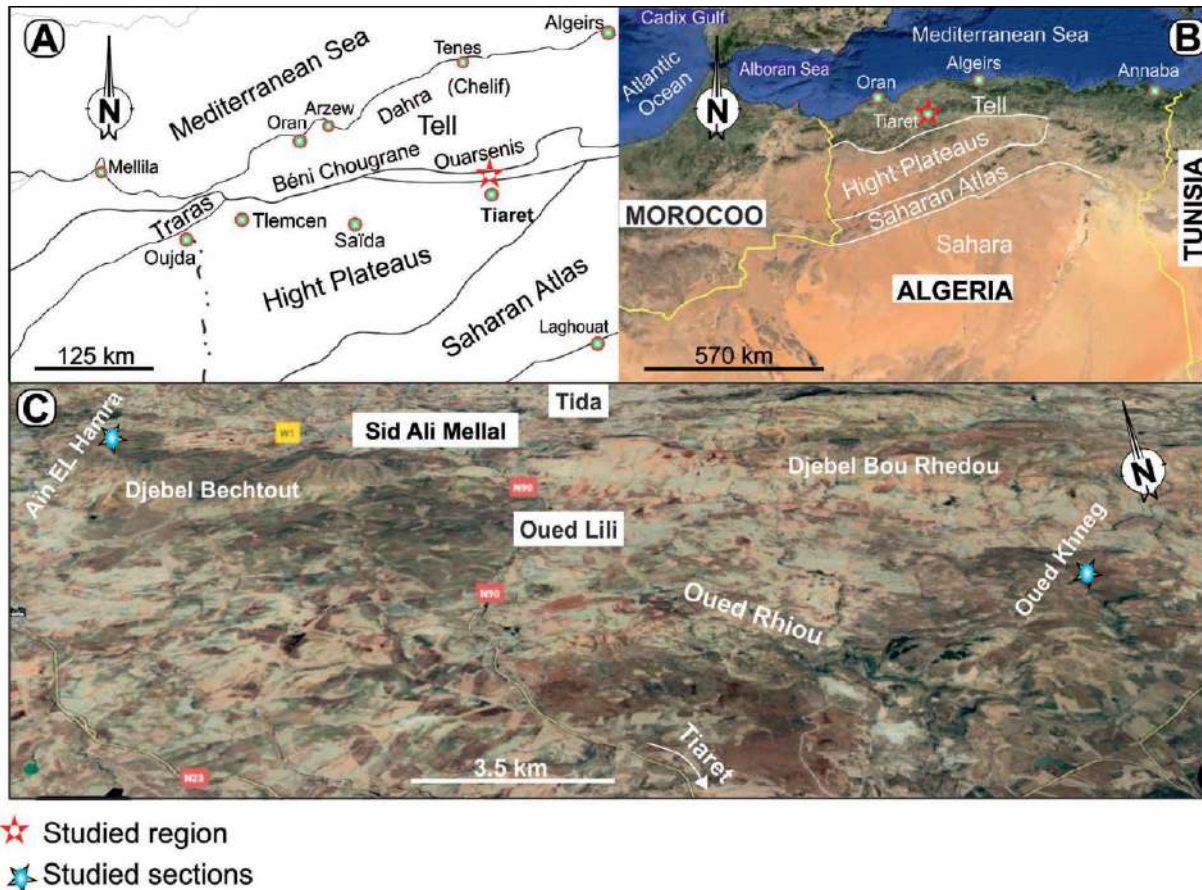


Fig. 31 : Carte de localisation de la zone d'étude : (A et B) Localisation géographique et image satellite du nord-ouest de l'Algérie ; (C) Image satellite de la zone d'étude (à partir de Google Earth).

3. Caractéristiques des faciès et stratigraphie

La formation des Argiles rouges de Kheneg a été définie par Atrops & Benest (1994), afin d'englober une série de dépôts marins situés au-dessus de la formation de l'Ammonitico rosso de Frid de l'Oxfordien moyen et recouverts par la formation des Calcaires du Bou Rheddou du Kimméridgien. Ces dépôts présentent un large éventail de lithologies différentes, telles que des calcaires marneux et nodulaires/pseudo-nodulaires, et des grès bioturbés.

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

Cependant, la formation peut être subdivisée en trois unités informelles, basées sur leurs caractéristiques faunistiques et lithologiques respectives (correspondant au type de faciès, à savoir F1-F4) (Fig. 32).

Unité A (Partie inférieure de la formation - Ammonitico rosso inférieur)

Cette première unité atteint jusqu'à 25 m d'épaisseur dans la région d'Aïn El Hamra, et environ 15 m d'épaisseur à Oued Kheneg. Elle se compose de l'alternance d'intercalations d'argile rouge et de marne (Faciès F1) de 0,10 à 0,50 m d'épaisseur (présentant des foraminifères planctoniques et des ostracodes) et de calcaire nodulaire rouge à vert (Faciès F2), apparaissant en paquets de 0,20 à 3 m d'épaisseur. Les faciès F1 et F2 contiennent généralement des ammonites, des échinides, des crinoïdes, des bivalves et des brachiopodes. L'échelle microscopique de F2 (Atrops & Benest, 1984, 1986) montre des composants squelettiques et intraclastiques avec des grains non squelettiques (ooïdes et pellets) formant des carbonates à texture de wackestone et de packstone.

Les allochimies fossiles comprennent des débris d'échinides, des fragments de crinoïdes, des bivalves et des foraminifères planctoniques. Les communautés d'ammonites indiquent la sous-zone *Stenocycloides* avec *Gregoryceras fouquei* (Kilian) et la sous-zone *Grossouvrei* avec de rares *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcates* (Quenstedt) (Atrops & Benest, 1984).

Unité B (partie moyenne de la formation - grès intermédiaire)

Cette unité de 5 à 15 m d'épaisseur se distingue facilement de la partie supérieure de l'unité inférieure par la présence d'un grès de 0,20 à 1 m d'épaisseur (Faciès F3), séparé par des interlits argileux rouges à verts de quelques centimètres d'épaisseur. L'unité de grès intermédiaire présente une grande variation d'épaisseur, de 15 m dans la coupe d'Oued Kheneg à 5 m dans la coupe d'Aïn El Hamra. Les bancs de grès sont de couleur jaune à bruns à la patine, et gris à verdâtres à la cassure. Ils présentent des bases érosives nettes, des empreintes de galets, sont chenalisés (Fig. 33C) et présentent des sole marks (flute casts). Les structures de vagues/courants sont généralement représentées par un litage horizontal et sigmoïdal, des ensembles épais d'hummocky-cross stratification (HCS) et un large litage transversal ondulé (Fig. 33D). Les lits présentent souvent des rides linguoides unidirectionnelles de ripple-marks (Fig. 33E) ou des méga ripples (Fig. 33F). Au sommet de cette unité, la surface supérieure du grès est fortement bioturbée avec la présence de grands *Thalassinoïdes* (Fig. 35D). Aucun fossile n'a été enregistré dans cette unité.

Unité C (partie sommitale de la formation - Ammonitico rosso supérieur)

Cette unité de 40-45 m d'épaisseur est divisée en deux sous-unités :

3.1. Sous-unité C-1 (partie inférieure de l'unité)

En tant que partie inférieure de la formation, cette sous-unité de 22-30 m est principalement composée d'alternances d'argiles/marne rouge (rarement verte) (F1) (0,60-1 m) et de calcaire micritique rouge, rose à vert (F2) (0,10-0,20 m) intercalés sur plusieurs décimètres d'épaisseur. Le calcaire est nodulaire à pseudo-nodulaire et bioturbé. La bioturbation est généralement représentée par des terriers comblés. Dans la partie inférieure, les bancs de calcaires sont riches en ammonites, échinides, crinoïdes, débris d'échinodermes et brachiopodes. En général, les caractéristiques lithostratigraphiques ainsi que le contenu fossilifère et la texture microscopique sont similaires à ceux de l'unité inférieure.

3.1. Sous-unité C-2 (partie supérieure de l'unité)

Cette sous-unité, d'une épaisseur de 12 à 15 m, recoupe la partie supérieure de la Formation des Argiles rouges de Kheneg (Fig. 33G). Elle est principalement composée d'argiles verts et rouge d'aspect schisteux (F1) et de passés gréseux et silteux (Faciès F4). Le F4 englobe des grès à grains fins (sous-faciès F4-a) et des passés silteux avec une épaisseur de quelques millimètres à quelques centimètres (sous-faciès F4-b). Les sous-faciès F4-a et F4-b sont de couleur brune et ont une épaisseur de 0,02 à 0,15 m. Ils présentent des bases érosives chenalisées bien marquées et contiennent des nodules septariens (partie inférieure de la succession). Les bancs présentent d'abondantes marques de flute-cast, groove-mark, load-cast lamination horizontale, des HCS à petite échelle, des ripple-marks unidirectionnelles, ondulées et linguoïdes (Fig. 33H). L'unité C a été datée du Kimmerdgien supérieur (zone Bimammatum, sous-zone Hypselum à la zone Planula, sous-zone Minutum) sur la base d'ammonites (Atrops & Benest, 1994).

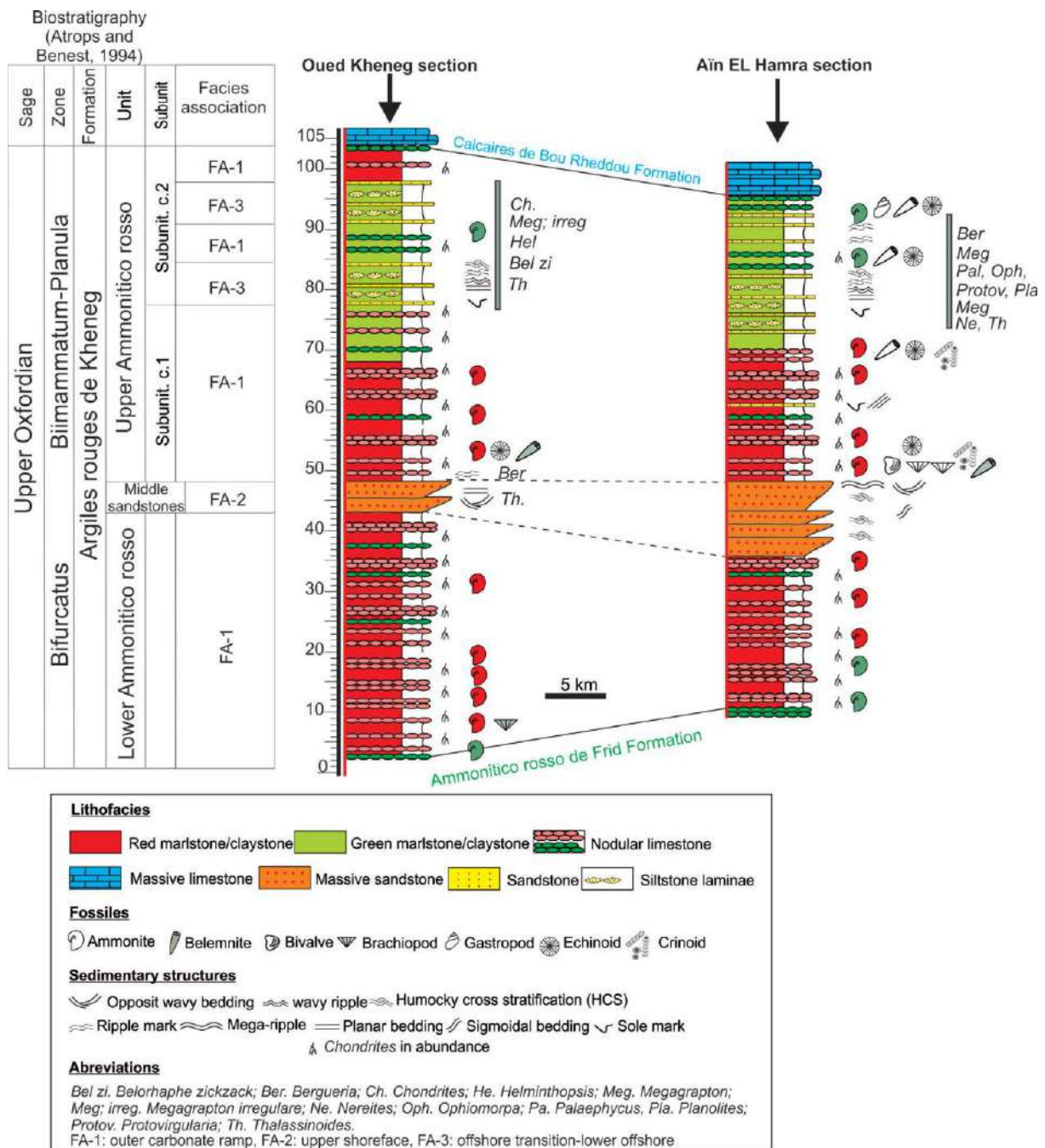


Fig. 32 : Succession stratigraphique, distribution verticale des ichnofossiles et inventaire des associations de faciès de la Formation des Argiles rouges de Kheneg de l'Oxfordien supérieur (nord-ouest de l'Algérie).

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

4. Interprétation des faciès

Le tableau ci-dessous résume les principaux faciès (F1, F2, F3 et F4) avec leurs principales caractéristiques lithologiques, sédimentologiques et ichnologiques :

Tableau 3 : Répartition des principaux faciès, ichnogènes et milieu de dépôt.

Facies-type		General description	Fossils	Structures	Sedimentary process	Facies association and environment
Facies F1: Mudstones	subfacies F1-a claystone	0.10-1 m thick, massive, laminated or lumpy mudstone very finely flaky, dark red, grey to green color,	ammonites, echinoids, crinoids, bivalves, brachiopods, foraminifers and ostracods.	without wave/current or biogenic structures	Below storm-wave base F1a: suspension sedimentation at F1b: chimic, biochimic decantation of limestone process and fine argillaceous fraction input	FA1= F1 + F2 (Deeper part of carbonate shelf)
	subfacies F1-b marlstone					
Facies F2: Limestone		nodular and pseudo-nodular, red, pink, green, 0.05-0.30m thick	ammonites, echinoids, crinoids, bivalves, brachiopods, foraminifers and ostracods.	<i>Chondrites</i> isp, <i>Thalassinoides</i>	Below storm wave-base, sedimentation speed, from decreased sediment input or secondarily increased winnowing by shelf currents.	
Facies F3: Thick sandstone		Thick beds, thinning upward, 0.20-1 m, yellow to brown, channelized, sharp erosive bases	azoic	<i>Thalassinoides</i> isp, horizontal and sigmoidal bedding, HCS ripple-marks and mega-ripples, sole marks, pebble impressions	deposition above storm-wave base	FA2= F1 + F3 (Upper shoreface)
Facies F4: Thin sand- and siltstone.	subfacies F4-a: sandstones	brown to yellow, 0.02-0.15 m thick, channelized, sharp erosive bases.	azoic	septarian nodules, flute-cast, groove-mark and load-cast horizontal lamination, HCS, wavy and ripple-marks.	Sandstones: above storm-wave base (offshore-transition) Siltstones: post-storm deposits	FA3= F1+ F4 (F1a) (Offshore transition -lower offshore)
	subfacies F4-b: Siltstones			<i>Belorhaphé zickzack</i> , cf. <i>Bergaueria</i> isp, <i>Helminthopsis</i> isp, <i>Megagraption irregulare</i> , <i>M. submontanum</i> <i>Nereites</i> isp, <i>Nereites irregularis</i> , <i>Ophiomorpha</i> isp, <i>Ophiomorpha rudis</i> , <i>O. annulata</i> , <i>Palaeophycus</i> isp, <i>Planolites</i> isp, <i>Protovirgularia</i> isp, <i>Thalassinoides</i> isp.		

5. Association de faciès et paléoenvironnement

Trois associations de faciès ont été distinguées, à savoir FA-1 à FA-3

5.1. Association de faciès (FA-1) : La partie profonde de la plate-forme

FA-1 comprend des faciès d'argile (F1) et des faciès de calcaire (F2), F1 comprend des argiles rouges (sous-faciès F1-a) et des intercalations de marnes (sous-faciès F1-b). F1 et F2 sont rythmiquement interstratifiés et correspondent au faciès d'Ammonitico rosso de l'unité inférieure et à la sous-unité C-1 de l'unité supérieure et, localement, à certaines parties

de la sous-unité C-2. Les sédiments de FA-1 ont probablement été déposés dans la partie la plus profonde de la plate-forme carbonatée.

5.2. Association de faciès (FA-2) : shoreface supérieur

L'association de faciès FA-2 se trouve exclusivement dans l'unité intermédiaire et se compose de grès épais (F3), qui s'amincit principalement vers le haut. Elle contient des intercalaires minces et subordonnés d'argile verte (F1-a). Elle peut être attribuée aux dépôts de shoreface supérieur et constitue le faciès le moins profond de la formation des Argiles rouges de Kheneg.

5.3. Association de faciès (FA-3) : offshore transition-offshore inférieur

La partie supérieure de la formation d'Argiles rouges de Kheneg est composée de l'association de faciès FA-3, qui se compose de grès interstratifié à grains fins (F4-a), de siltes (F4-b) et de passées argileux (F1-a) (Fig. 33G). Les conditions d'eau peu profonde et de haute énergie sont prouvées par la présence de plusieurs structures sédimentaires de vagues/courants, et les ichnofossiles enregistrées appartiennent à la transition de l'ichnofaciès *Cruziana* à l'ichnofaciès *Nereites*. Cette association de faciès représente un dépôt dans des environnements d'offshore transition-offshore inférieur.

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT



Fig. 33 : Quelques caractéristiques sédimentaires de la formation des Argiles rouges de Kheneg. A l'exception des figures A, B, D, toutes les illustrations proviennent de la coupe de Aïn El Hamra : (A) Ammonitico rosso (faciès F2 de la partie supérieure de la formation, la coupe de Oued Kheneg), (B) détail de A, montrant le calcaire rouge nodulaire, (C) surface de litage inférieure avec traces de galets mous (partie moyenne de la formation), (D) hummocky-cross stratification (HCS) (partie moyenne de la formation, la coupe d'Oued Kheneg), (E) ripple-marks (partie moyenne de la formation), (F) mega-ripples (ligne rouge) (partie moyenne de la formation, la coupe d'Oued Kheneg), (G) argiles interstratifiées (F1-a) et grés mince (F4-a)/lamination silteux (F4-b), (H) HCS à petite échelle (sous-unité C2, partie supérieure de la formation).

6. Ichnologie

Les ichnofossiles sont abondantes et diversifiées dans la sous-unité C-2 (partie supérieure de la formation), mais moins fréquentes dans le grès intermédiaire. Quinze ichnotaxons sont identifiés, présentés par ordre alphabétique.

***Belorhapse zickzack* Heer, 1877 (Fig.34A)**

Cette trace fossile est un zigzag hypichnial qui serpente dans les grès à grains fins. La plupart des zigzags ont un angle apical de 45°, une largeur de 3 mm et une hauteur de 3-4 mm. *Belorhapse zickzack* est un terrier typique de graphoglyptide (Seilacher, 1977) et se rencontre dans les sédiments clastiques de la mer profonde (Uchman, 1998 ; Demircan & Uchman, 2017).

cf. *Bergaueria* isp. (Fig. 34B)

Cette trace est un hypichnion perpendiculaire au plan de stratification. Elle se rencontre principalement dans la partie supérieure des deuxièmes et troisièmes unités. *Bergaueria* est une structure cylindrique, avec une dépression apicale. Elle est considérée comme une trace de repos ou d'habitation, produite par des suspensivores (Fürsich, 1975 ; Pemberton et al., 1988) et rapportée dans des environnements marins peu profonds à plus profonds (Crimes & Anderson, 1985 ; Uchman, 1998 ; Cherif et al, 2015).

***Chondrites* isp. (Fig. 34C)**

Cette trace est conservée en plein relief, composée d'un réseau de terriers dendritiques ramifiés, le plus souvent horizontaux par rapport au plan de stratification. Les terriers ont une largeur de 0,5 à 1 mm et une longueur inférieure à 30 mm. Les *chondrites* sont fréquentes dans les calcaires bioturbés des faciès inférieur et supérieur de l'Ammonitico rosso. Il est considéré comme un fodinichnion (Richter, 1927) d'annélides marins (Simpson, 1956), *Chondrites* est signalé depuis l'offshore (Cherif et al, 2015, 2018) jusqu'aux dépôts en eaux profondes ou en tiers profondes (Bromley, 1990), souvent considéré comme un indicateur d'anoxie dans les sédiments (Bromley & Ekdale 1984).

***Helminthopsis* isp. (Fig. 34D)**

Cette trace est une crête méandrique hypichniale de 0,2 à 2 mm de large et 100 mm de long. Elle est attribuée à des vers polychètes (Książkiewicz, 1977) ; principalement observée dans les faciès plus profonds (Chamberlain ; 1971 ; Wetzel et al., 2007).

***Megagraption irregulare* Książkiewicz, 1968 (Fig. 34E)**

Cette trace fossile est conservée sous la forme d'un système de crêtes semi-cylindriques hypichniales, ramifiées et sinueuses, formant un filet irrégulier. Les crêtes ont une largeur de 1 à 2 mm ; les points de ramification sont espacés de 30 à 150 mm. *M. irregulare* a été observé dans des dépôts d'un large spectre d'environnements (Buatois et al., 2017), mais est considéré comme typique des dépôts turbiditiques (Książkiewicz, 1977 ; Uchman, 1998).

***Megagraption submontanum* Azpeitia Moros, 1933 (Fig. 34F)**

Il s'agit de crêtes méandriques hypichniales ramifiées formant un réseau avec des mailles bordées par des cordons, mesurant 1,0 à 1,7 mm de large, et environ quatre mailles sont préservées. La largeur maximale de la maille est de 30 à 50 mm. *M. submontanum* se trouve exclusivement en eau profonde, principalement dans les dépôts de flysch (Uchman, 1998).

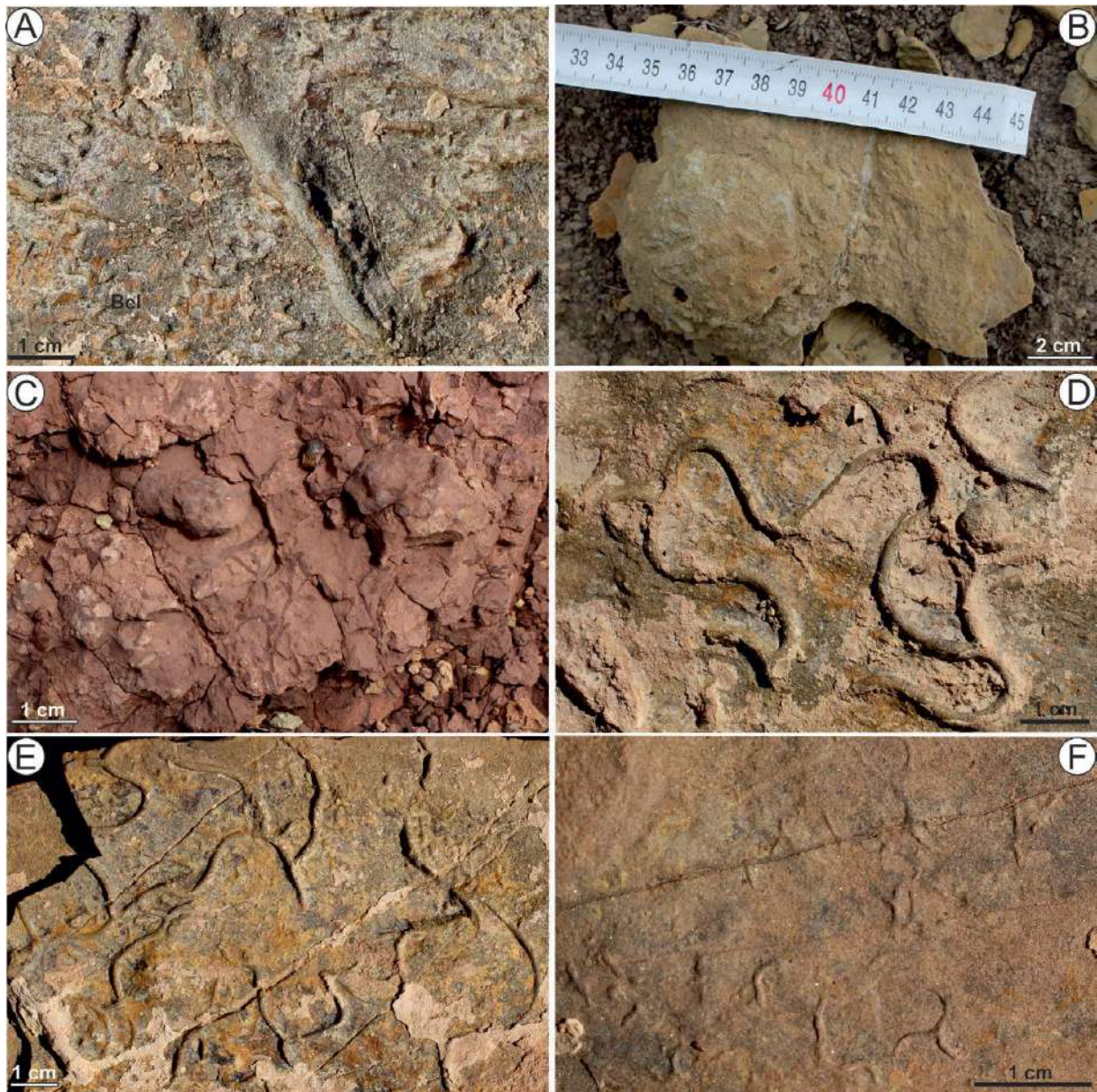


Fig. 34 : Ichnofossiles de la sous-unité C-2, partie supérieure de la Formation des Argiles rouges de Kheneg : A l'exception des figures A et D, toutes les traces proviennent de la coupe d'Oued Kheneg. (A) *Belorhapse zickzack* (Bel) (coupe d'Aïn El Hamra) ; (B) cf. *Bergaueria* ; (C) *Chondrites* isp. (flèches) dans un calcaire rouge nodulaire ; (D) *Helminthopsis* et trace inconnue (Ut) (coupe d'Aïn El Hamra) ; (E) *Megagraption irregulare* ; (F), *Megagraption submontanum*.

***Nereites isp.* (Fig. 35A)**

Il s'agit d'un ensemble de rubans hypichniaux horizontaux et sinueux, d'une largeur de 2,0 à 5,0 mm, délimités par une zone régulière d'une largeur de 1 à 2 mm

***Nereites irregularis* Schafhäütl, 1851 (Fig. 35B)**

Cette trace est conservée sous la forme d'un terrier épichnial sinueux, constitué d'un sillon peu profond, large de 4 à 5 mm. Les *nereites* sont des traces de locomotion de vers annélides (Seilacher, 2007), couramment présentes dans les dépôts marins profonds. Elle est composée d'une chaîne fécale médiane et de zones limitrophes, qui indiquent un remaniement des sédiments (Uchman, 1995).

***Ophiomorpha isp.* (Fig. 35C)**

Il s'agit d'un terrier horizontal et cylindrique de 5 à 10 mm de large et d'au moins 70 mm de long, recouvert de granules irréguliers, coexistant avec *Planolites*.

cf. *Ophiomorpha annulata* Książkiewicz, 1977 (Fig. 35D)

Il s'agit d'un tunnel horizontal droit ou légèrement incurvé, conservé en épirelief sur le banc de grès, d'un diamètre de 2,5 à 8 mm et d'une longueur d'environ 250 mm. *O. annulata* peut être lisse ou présenter des granules disposés en forme de ménisque.

***Ophiomorpha rudis* Książkiewicz, 1977 (Fig. 35D)**

Il coexiste avec *Palaeophycus* et *Planolites* sous la forme de terriers cylindriques simples, droits ou légèrement courbés, horizontaux par rapport au plan de stratification. Cette trace a une largeur moyenne de 2,5 à 5 mm et une longueur de 300 mm, et présente des rayures ou des surfaces externes nodulaires petites à fortes. Les *Ophiomorpha* sont produits par des crustacés de type crevette, vivant dans des terriers creusés dans des environnements sableux marins côtiers à haute énergie (Frey et al., 1978), mais ils ont également été signalés dans des dépôts en eaux profondes (Kern & Warme, 1974 ; Uchman, 1995 ; Uchman, 2009).

***Palaeophycus isp.* (Fig. 35C-D et E)**

Il s'agit de sillons cylindriques horizontaux et non ramifiés, légèrement sinusoïdaux, de 5 à 10 mm de diamètre, de quelques centimètres à 150-200 mm de long ; les spécimens étudiés sont conservés sous forme d'épi- ou d'hyporeliefs positifs/négatifs. Cette trace caractérise principalement la partie supérieure de la troisième unité. *Palaeophycus* est une

trace de croisement de faciès extrêmement eurybathique, interprétée comme un terrier essentiellement habité de vers suspensivores ou prédateurs (Pemberton & Frey, 1982).

***Planolites* isp. (Fig. 35C-D et H)**

Terrier cylindrique droit, légèrement incurvé, conservé principalement sous forme de crêtes hypichniales de 2-4 mm de large et d'environ 8,0 mm de long. On les trouve seuls ou en association avec *Ophiomorpha*, *Palaeophucys* et *Thalassinoides*. Les *planolithes* sont attribués aux dépositeurs vermiformes (Pemberton & Frey, 1982 ; Uchman, 1995) et considérés comme des traces de faciès traversants les plateformes distales (Dam, 1990 ; Cherif et al, 2015) à des dépôts en eaux profondes (Demircan, 2008).

***Protovirgularia* isp. (Fig. 35F)**

Protovirgularia se présente sous la forme d'une piste cylindrique horizontale droite conservée en épirelief, d'un diamètre de 2,5 mm, avec des marques en forme de chevrons régulières à irrégulières. Cette trace est communément attribuée aux f fodinichnia et cubichnia de mollusques tels que les bivalves et elle a été documentée dans des dépôts estuariens et des dépôts influencés par les vagues (Mangano & Buatois, 2004 ; Uchman & Gazdzicki, 2006 ; Cherif et al, 2015, 2018).

***Thalassinoides* isp. (Fig. 35G-H)**

Thalassinoides se compose de systèmes horizontaux sub-cylindriques de terriers irréguliers, généralement dichotomiques, avec des ramifications en forme de Y. Tous les spécimens sont conservés sous forme de structures en plein relief.

Le diamètre des terriers varie de 4 à 50 mm et leur longueur varie de 50 à 250 mm. *Thalassinoides* est un ichnogenus qui traverse les faciès, représentant les activités d'alimentation et d'habitation des crustacés (Fürsich, 1973), rapporté dans des environnements marins peu profonds (Schlirf, 2000, Cherif et al, 2015, 2018) à profonds (Uchman, 1995).

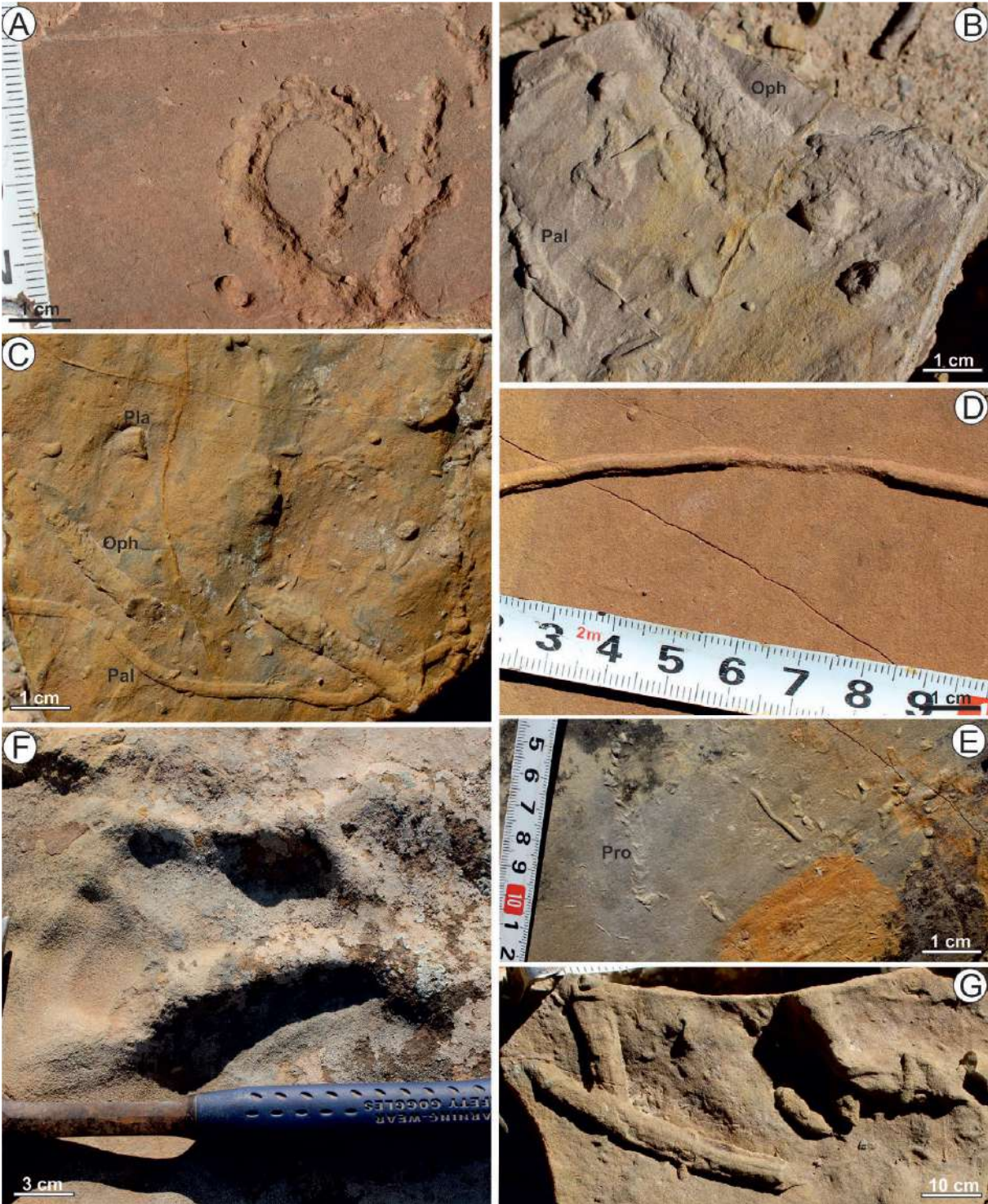


Fig. 35 : Suite de la figure. 34 : A l'exception des figures B et G, toutes les traces proviennent de la coupe d'Oued Kheneg, avec (A) *Nereites* isp. ; (B) *Nereites irregularis* (coupe d'Aïn El Hamra), (C) *Ophiomorpha* isp. (Oph), *Planolites* isp. (Pla), (D) cf *Ophiomorpha annulta* (Opha) et *Ophiomorpha rudis* (Ophr), *Palaeophycus* isp. (Pal) et *Planolites* isp. (Pla), (E) *Palaeophycus* isp. (F) *Protovirgularia* isp. (Pro) et une autre série de petits à très petits terriers (flèches) la base du grès à grain fin, (G) *Thalassinoides* isp. de grande taille (unité de grès intermédiaire, l'unité de grès A). (Unité gréseuse intermédiaire, coupe d'Aïn El Hamra), (H) *Thalassinoides* isp. (Th) et *Planolites* isp. (Pla) au sommet du grès à grains fins.

7. Discussion et conclusions

Trois associations principales de faciès (FA-1 à FA-3) sont présentes dans la formation oxfordienne des Argiles rouges de Kheneg, dans le nord-ouest de l'Algérie. Deux associations de faciès (FA-2 et FA-3) caractérisent les environnements de plateforme, depuis les plus peu profonds (FA-2) jusqu'aux plus profonds (FA-3), tandis que (FA-1) pourrait être interprété comme la partie la plus profonde de la plate-forme, attribuée aux mouvements tectoniques intra-Oxfordiens (Benest & Atrops, 1998 ; Cherif et al., 2015). La transition entre FA-1 (unité inférieure d'Ammonitico rosso) à FA-2 (unité moyenne de grès) a été interprétée comme une décharge intermittente de grès causée par une instabilité tectonique. Le passage du FA-1 au FA-3 a été attribué à une importante provenance de courant SW apportant un influx clastique, comblant et réduisant la bathymétrie, à savoir les faciès d'Argiles de Saïda (Atrops & Benest, 1984). Une telle évolution est indiquée par les variations de couleur des strates et attribuée à des changements temporels dans la composition des sédiments (par exemple, contenu clastique vs carbonate, Savrda, 2007). Ainsi, la formation oxfordienne des Argiles rouges de Kheneg est caractérisée par une association diversifiée d'ichnofossiles (15 ichnotaxons), apparaissant dans une large gamme d'environnements marins (c.-à-d. *Bergaueria*, *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Thalassinoides*). Cependant, des traces d'eau profonde ou des traces prédominantes d'eau profonde (c'est-à-dire *Belorhaphe*, *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *Megagraption*) sont également diverses et abondantes dans la formation des Argiles rouges de Kheneg, indiquant que cette partie de la formation a été déposée dans des conditions d'eau profonde. Elles sont interprétées comme la transition entre l'ichnofaciès *Cruziana* et l'ichnofaciès *Nereites*, et l'absence de la séquence turbiditique typique exclut les dépôts de flysch vraiment profonds, tandis que les structures d'ondulation /tempêtes fréquentes pourraient correspondre à un environnement d'offshore transition /offshore inférieur.

Dans les substrats bien oxygénés, la composante ichnofossile est caractérisée par des assemblages très diversifiés qui contiennent des formes de grand diamètre pouvant atteindre plusieurs centimètres (Savrda, 2007). La présence de communautés infauniques et de traces de leurs activités dépend de l'oxygénation des eaux de fond. Une bioturbation moins diversifiée est liée à des concentrations d'oxygène plus faibles (par exemple, Rhoads et Morse, 1971 ; Savrda et al., 1984). Par conséquent, la présence de *chondrites* sans les autres traces fossiles dans le faciès Ammonitico rosso (F2) des parties inférieure et supérieure de la formation des Argiles rouges de Kheneg a été considérée comme un indicateur des faibles

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

concentrations d'oxygène dans les eaux de fond (Bromley et Ekdale, 1984 ; Savrda et Bottjer, 1989 ; Wignall, 1991), ou des conditions dysoxiques représentant une zone en conduit probable (Savrda, 2007) dans les sédiments d'eaux profondes pendant des intervalles de temps particuliers. Elle peut également se produire dans des dépôts bien oxygénés en profondeur, où l'oxygénation des eaux interstitielles est déjà faible. La bioturbation intense dans la partie supérieure de la formation des Argiles rouges de Kheneg peut être attribuée à l'augmentation de l'approvisionnement et de la disponibilité de nourriture causée par les niveaux d'oxygène liés aux événements de tempête.

Les traces d'eau peu profonde ne sont représentées que par *Protovirgularia*. Ceci est quelque peu surprenant compte tenu de la présence de faciès d'eau peu profonde dans la formation des Argiles rouges de Kheneg.

Ichnofossiles de plug-shaped de l'Oxfordien dans le nord-ouest de l'Algérie

Résumé

Les ichnofossiles de plug-shaped de *B. perata*, *B. hemispherica*, *Bergaueria* isp., *Calycraterion samsonowiczi*, *Conostichus ornatus* et *Conostichus* isp. se trouvent dans le grès à grains fins de l'Oxfordien moyen-supérieur de la formation Argiles de Saïda (nord-ouest de l'Algérie). À l'exception de la trace *Calycraterion* qui est interprétée comme une trace d'annélide, ces traces correspondent à des comportements distincts d'anémones de mer, et leur présence au sein des dépôts tempestites est influencée par des conditions de contrainte dans un environnement soumis à des tempêtes. L'abondance de ces ichnofossiles de plug-shaped suggère que les plateaux siliciclastiques du Jurassique supérieur avec un substrat clastique mou à grain fin étaient colonisés par des benthos sessiles d'actiniaires.

Mots-clés : *Bergaueria*, *Calycraterion*, *Conostichus*, Anémones de mer, Jurassique supérieur, Algérie.

1. Introduction

Les ichnofossiles de plug-shaped à entrée unique, sur substrat mou, interprétés comme des cubichnia et domichnia, sont principalement attribués aux ichnogenres *Bergaueria*, *Conichnus*, *Conostichnus*, *Dolopichnus* et *Astropolichnus*, avec trois formes mineures qui sont *Calycraterion*, *Margaritichnus*, et *Mammillichnis* (Pemberton et al., 1988 ; Pickerill, 1989 ; Shitole et al., 2019). Ils ont été signalés dans de nombreuses formations jurassiques dans le monde entier (par exemple, Dam, 1990 ; Joseph et al., 2012 ; Tovagliari et George, 2014 ; Solanki et al., 2017). Ces traces ne sont pas bien connues dans la partie sud-ouest du domaine téthysien. Dans le nord-ouest de l'Algérie, les dépôts du Jurassique supérieur contiennent d'abondantes traces fossiles. Ils apparaissent dans le domaine tlemcénien (ou Tlemcen), situé dans la marge septentrionale de la Meseta Oranaise. Quelques ichnofossiles d'anémones de ces dépôts ont été mentionnées dans le cadre de l'ichnofaciès des Cruziana (Cherif et Naimi, 2022). Malgré la publication de nombreux articles ichnologiques dans cette région, il n'existe pas de documentation ni d'analyse systématique détaillée d'ichnofossiles de plug-shaped dans leur cadre paléo-environnemental et stratigraphique. L'unité inférieure de grès et d'argile de la formation des Argiles de Saïda contient un certain nombre d'assemblages d'ichnofossiles provenant de multiples sous-environnements dans un contexte d'abris siliciclastiques marins. La préservation favorable des ichnofossiles et des

structures sédimentaires de la formation susmentionnée, qui a permis d'obtenir des résultats positifs, a été particulièrement importante. Le plus souvent, la préservation favorable des fossiles-traces et des structures sédimentaires de la formation susmentionnée a permis l'intégration détaillée des ensembles de données ichnologiques et sédimentologiques (Cherif et al., 2015, 2018). Les assemblages de plug-shaped et les ichnofossiles associées de la formation d'Argiles de Saïda du Jurassique supérieur contribuent au recensement des traces fossiles dans le nord-ouest de l'Algérie.

Plusieurs études récentes ont été menées sur les assemblages de ichnofossiles des dépôts marins mésozoïques et cénozoïques du nord-ouest de l'Algérie (par exemple, Mekki et al., 2019 ; Belaid et al., 2020 ; Vinn et al., 2020, 2021 ; Cherif et al., 2021a, 2021b ; Cherif et Naimi, 2022 ; Naimi et Cherif, 2021). L'originalité de cet article vise à documenter les ichnofossiles de plug-shaped de la Formation des Argiles de Saïda et à interpréter la signification paléoécologique et paléoenvironnementale de ces traces fossiles.

2. Cadre géologique

Deux principaux domaines ont été individualisés dans le nord-ouest de l'Algérie au cours du Jurassique (Fig. 36A, B) : (i) le domaine allochtone du Tell au nord et (ii) le domaine autochtone du Tlemcen au sud (e.g., Ciszak, 1993). Ce dernier correspond à une entité structurale et paléogéographique qui constitue une partie de la chaîne intracratonique de la marge du Gondwana (Benest, 1985), soulevée au début du Cénozoïque par la tectogenèse de l'Atlas (Guardia, 1975). Le domaine tlemcénien englobe les monts de Rhar Roubane-Tlemcen, Daïa, Saïda et Tiaret-Frenda. Il plonge vers le nord des monts de Tlemcen, sous le bassin néogène de la Tafna, et émerge dans les monts Traras. Par ailleurs, son extension vers le sud-est est représentée par les monts Chellala et Nador. Cette chaîne constitue la seule partie du domaine de l'Atlas algérien où le socle paléozoïque affleure.

Les coupes étudiées sont situées au nord de Takhemaret (coupes de Beni Berdaa, El Abadla et Khechab) dans les monts de Saïda, ainsi qu'à l'ouest de Tiaret (coupe de Djebel Mtairou) dans les monts de Tiaret- Frenda (Figs. 36C, 2). L'intervalle Oxfordien dans cette partie du domaine tlemcénien est représenté par la Formations des Argiles de Saïda, qui s'est déposé dans une plate-forme mixte carbonatée-siliciclastique du shoreface supérieur à l'offshore (Cherif et al., 2015, 2018 ; Cherif et Naimi, 2022). Elle a été datée de l'Oxfordien moyen (zones de Plicatilis-Transversarium) à l'Oxfordien supérieur (zone de Bifurcatus) (Cherif et al., 2015).

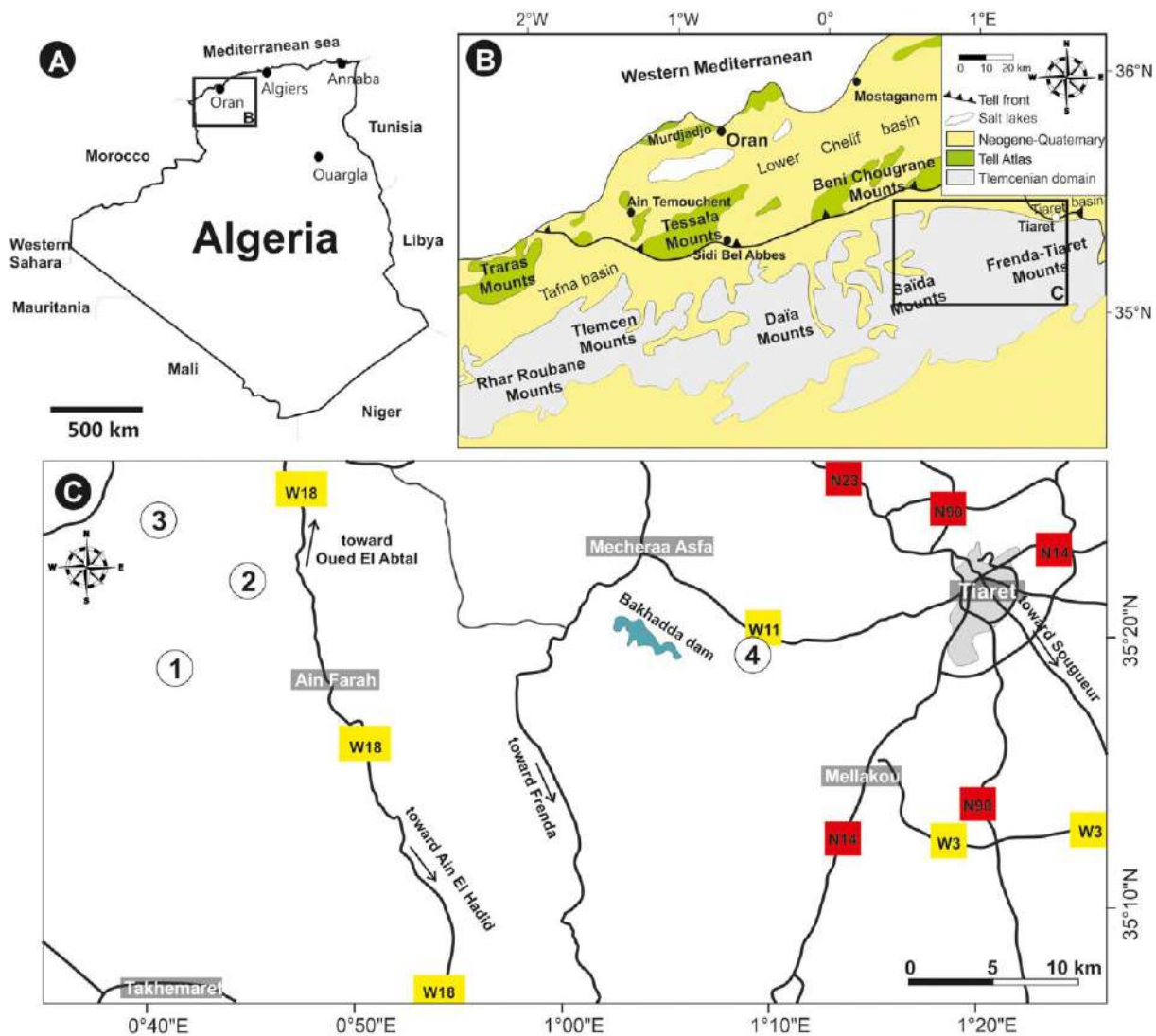


Fig. 36 : (A-B) Localisation de la zone d'étude avec les domaines géologiques généraux et les principaux domaines structuraux de l'Algérie occidentale ; (C) Carte montrant la localisation des coupes étudiées : (1) coupe de Beni Berdaa, (2) coupe d'El Abadla, (3) coupe de Khechab, (4) coupe de Djebel Mtaïrou. N : Route Nationale, W : Chemin de Wilaya.

3. Matériel et méthodes

La série sédimentaire et les ichnofossiles ont été étudiées près des villes de Takhemaret et Tiaret, où la série sédimentaire de l'Oxfordien est dominée par des grès de tempête intercalés avec des intercalations argilo-gréseux. Quarante-trois spécimens d'ichnofossiles de plug-shaped ont été trouvés et collectés entre 2013 et 2021. Les d'ichnofossiles de plug-shaped (PS=43) (Tableau 4) sont déposées au Laboratoire de

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

Géologie du Sahara (Kasdi Merbah, Université de Ouargla) sous les numéros BER-THA-001 (BER = Bergaueria, THA = Takhemaret) à CON-MTA-043 (CON = Conostichus, MTA = Mtaïrou). Les spécimens ont été photographiés sur le terrain et au laboratoire. Les mesures et l'identification ichnotaxonomique ont également été effectuées au laboratoire.

4. Données sédimentologiques et ichnologiques intégrées

La Formation des Argiles de Saïda est constituée de dépôts argilo-gréseux, contenant des bancs de calcaires. Elle est subdivisée en : (1) unité argilo-gréseuse inférieure, (2) unité argilo-gréseuse moyenne et (3) unité argilo-gréseuse supérieure (Cherif et al., 2015). Les surfaces inférieures des bancs de grès présentent des caractéristiques de bords nets et érosifs avec des sole marks. Elles présentent d'abondantes structures sédimentaires, telles que hummocky-cross stratifications, des stratifications convolute, des structures d'échappement de fluide ainsi que des ichnofossiles (Cherif et al., 2015 ; Cherif et Naimi, 2022 ; Naimi et Cherif, 2021). La surface supérieure des bancs gréseux présente des structures de ripple marks.

Les ichnotaxons suivants ont été signalés dans la région de Takhemaret (Cherif et Naimi, 2022, Fig. 2 et 12) : *Ancorichnus* isp., *Archaeonassa* isp., *Bergaueria* isp., *Chondrites targionii*, *Chondrites* isp., *Circulichnis* isp., ? *Dendrorhaphe* isp., *Gordia* isp., *Helminthoidichnites* isp., *Helminthopsis* isp., *Neonereites uniserialis*, *N. biserialis*, *N. triserialis*, *Nereites irregularis*, *Nereites* isp., *Ophiomorpha rudis*, *Oravaichnium hrabei*, *O. oualimehadjensis*, *Palaeophycus* isp., *Phycosiphon* isp., *Planolites* isp., *Protovirgularia dichotoma*, *Protovirgularia* isp., *Rutichnus rutis*, *Scolicia strozzii*, *Scolicia* isp., *Spongiomorpha* isp., *Taenidium serpentinum*, *Taenidium* isp., *Thalassinoides suevicus*, *Thalassinoides* isp., ? *Tubulichnium* isp. et *Zoophycos* isp. Ces traces fossiles ont été regroupées en quatre ichnoassemblages (A, B, C et D). L'ichnoassemblage B contient les ichnofossiles de plug-shaped étudiées dans l'unité inférieure.

Selon les données ichnologiques et sédimentologiques intégrées (pour plus de détails voir Cherif et al., 2015, 2018 ; Cherif et Naimi, 2022 ; Naimi et Cherif, 2021), la Formation des Argiles de Saïda a été placée dans la transition de shoreface-offshore à l'offshore-slope distale, dominée par des ichnofossiles non graphoglyptidiques, correspondant à l'ichnofaciès *Cruziana* et à la transition des ichnofaciès de *Cruziana-Nereites*.

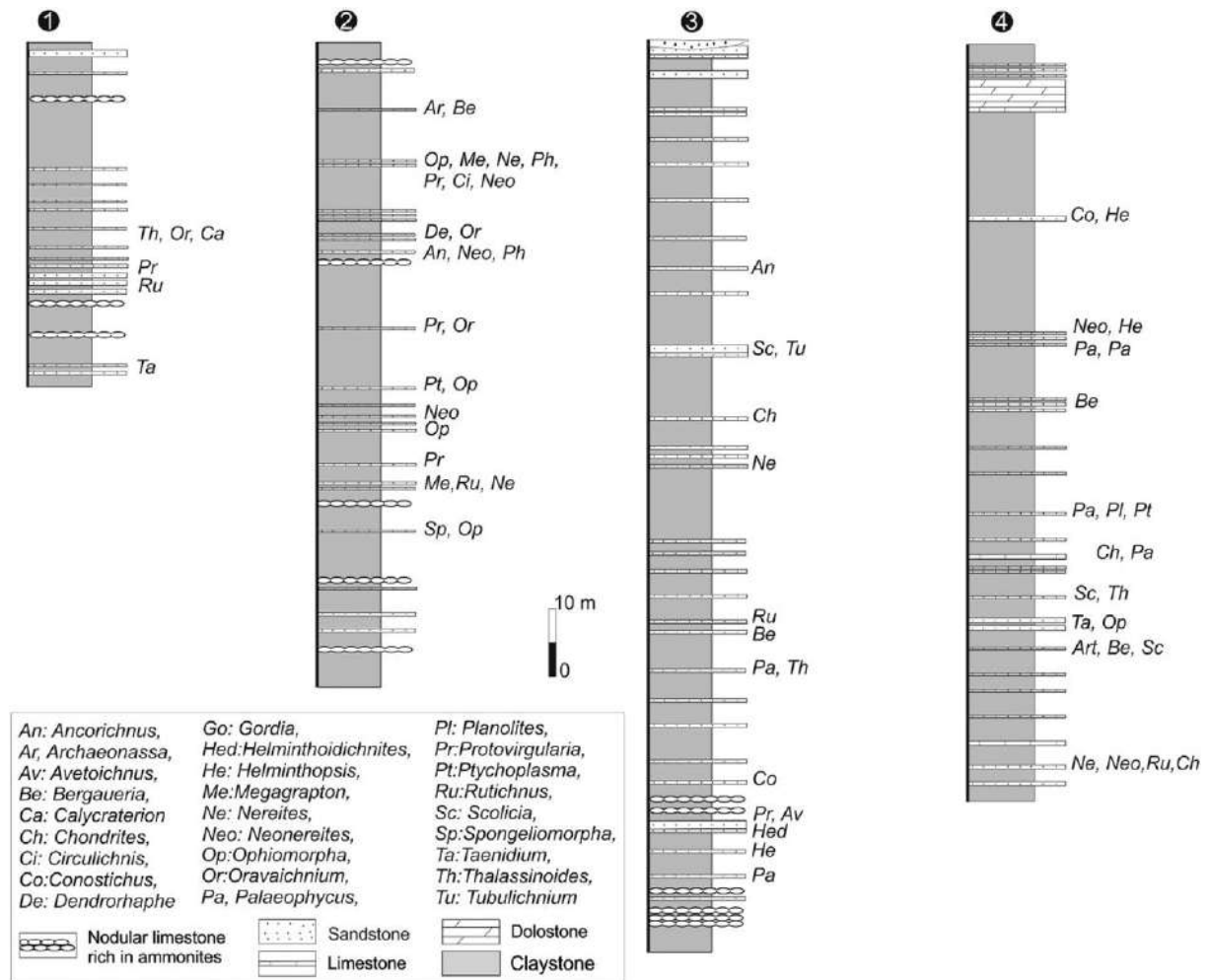


fig. 37 : Colonnes stratigraphiques des coupes étudiées avec la distribution verticale des ichnofossiles : (1) coupe de Beni Berdaa, (2) coupe d'El Abadla, (3) coupe de Khechab, (4) coupe du Djebel Mtairou. Coupes 1 et 4 : Oxfordien moyen-supérieur, 2 et 3 : Oxfordien moyen-supérieur.

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

Tableau 4 : Diamètre, longueur et D/L des 43 échantillons de plug-shaped étudiés (en mm).

* - indique que les mesures ne sont pas disponibles.

Specimen number	Diameter (D)	Height (H)	D/H ratio
BER-THA-001	40	30	1.33
BER-THA-002	20	15	1.33
BER-THA-003	15	15	1
BER-THA-004	30	15	2
BER-THA-005	10	05	2
BER-THA-006	20	10	2
BER-THA-007	20	20	1
BER-THA-008	15	10	1.5
BER-THA-009	10	05	2
BER-THA-010	20	10	2
BER-THA-011	20	10	2
BER-THA-012	*	10	*
BER-THA-013	25	12	2.08
BER-THA-014	10	05	2
BER-THA-015	20	30	0.66
BER-THA-016	20	30	0.66
BER-THA-017	10	10	1
BER-MTA-018	10	10	1
BER-MTA-019	30	25	1.2
BER-MTA-020	30	05	6
BER-MTA-021	20	10	2
BER-MTA-022	15	10	1.5
BER-MTA-023	20	10	2
BER-MTA-024	30	10	3
BER-MTA-025	30	10	3
BER-MTA-026	30	10	3
BER-MTA-027	30	05	6
BER-MTA-028	30	*	*
BER-MTA-029	30	*	*
BER-MTA-030	30	*	*
BER-MTA-031	20	10	2
BER-MTA-032	20	10	2
BER-MTA-033	30	30	1
BER-MTA-034	20	20	1
BER-THA-035	20	20	1
BER-THA-036	17	20	0.85
BER-THA-037	30	20	1.5
BER-THA-038	20	30	0.66
CLA-THA-039	05	07	0.71
CLA-THA-040	03	*	*
CLA-THA-041	05	15	0.33
CON-MTA-042	50	40	1.25
CON-THA-043	30	15	2

5. Ichnotaxonomie

Ichnogenre *Bergaueria* Prantl, 1945

Ichno-espèce type *Bergaueria perata* Prantl, 1945

Diagnostic

Terriers cylindriques à hémisphériques, verticaux à obliques, remplissage essentiellement sans structure avec une base arrondie, généralement sans ornementation, circulaire à elliptique en section transversale, avec ou sans dépression centrale (Pemberton et al., 1988).

***Bergaueria perata* Prantl, 1945 (Fig. 38A)**

Description

Il s'agit d'une forme cylindrique lisse à subcylindrique verticale légèrement conique, avec une base plate. Elle est groupée ou unique, préservée dans des monticules hypichniques complets, équidimensionnels avec 20-30 mm de diamètre et environ 20 mm de hauteur en moyenne, ayant des rapports D/H 1-1,5. La terminaison apicale est circulaire avec une petite dépression arrondie. Le remplissage est identique à la roche hôte ainsi qu'à un matériau argileux ou gréseux à grain fin.

Remarques

Arai et Arai et McGugan (1968) et Crimes et al. (1977) ont décrit des *B. perata* plus grands montrant des diamètres supérieurs à la hauteur. Pemberton et al. (1988) et Meischner et al. (2020) ont diagnostiqué cette trace comme ayant une dépression apicale centrale et un diamètre égal à la longueur. Cependant, le diagnostic de Pickerill (1989) est basé sur l'ornementation concentrique.

Selon Pemberton et al. (1988), *B. perata* se caractérise par l'absence de crêtes radiales bien développées et la présence d'une dépression centrale faiblement développée, ce qui la différencie de *B. radiata* et de *B. hemispherica*.

***Bergaueria hemispherica* Crimes et al., 1977 (Fig. 38B–E)**

Diagnostic

Bergaueria dépourvue de dépression centrale peu profonde (Crimes et al., 1977).

Description

Terrier hypichnique, lisse, cylindrique vertical à légère inclinaison, à base circulaire et sans dépression centrale apicale, conservé dans des bancs de grès à grain fin, de 20-30 mm de diamètre et 20-30 mm de hauteur, présentant un rapport D/H de 0,66 à 1,5.

Remarques

Quatre spécimens de *B. hemispherica* ont été identifiés en se basant principalement sur l'absence d'ornementation et sur des caractéristiques morphologiques très similaires à celles présentées récemment par Shitole et al. (2019 ; Fig. 3). Dans la littérature, cette ichno-espèce a été décrite avec des morphométries variées, mais possédant une caractéristique générale similaire ainsi qu'une forme cylindrique à hémisphérique (Crimes et al., 1977). Nos spécimens étudiés ont un diamètre de 20-25 mm et une hauteur de 10-30 mm, l'holotype (Alpert, 1973) a un diamètre de 55 mm et une hauteur de 14 mm, Hofmann et al. (1994) ont décrit *B. hemispherica* qui a une largeur de 25-50 mm et une longueur de 10-27 mm. *B. hemispherica* du Trias moyen d'Allemagne mesure 40-50 mm de long, 35 mm de large et 15 mm de haut (Knaust, 2007). Bayet-Goll et de Carvalho (2017) ont fourni des mesures de 10 à 15 mm de long et de 5 à 8 mm de haut, tandis que Shitole et al. (2019) ont remarqué des terriers de la même ichno-espèce d'un diamètre allant de 15 à 29 mm et d'une hauteur allant de 5 à 40 mm. Le créateur des traces de *B. hemispherica* a été identifié comme des anémones de mer (Pemberton et Magwood, 1990 ; Mángano et al., 2005).

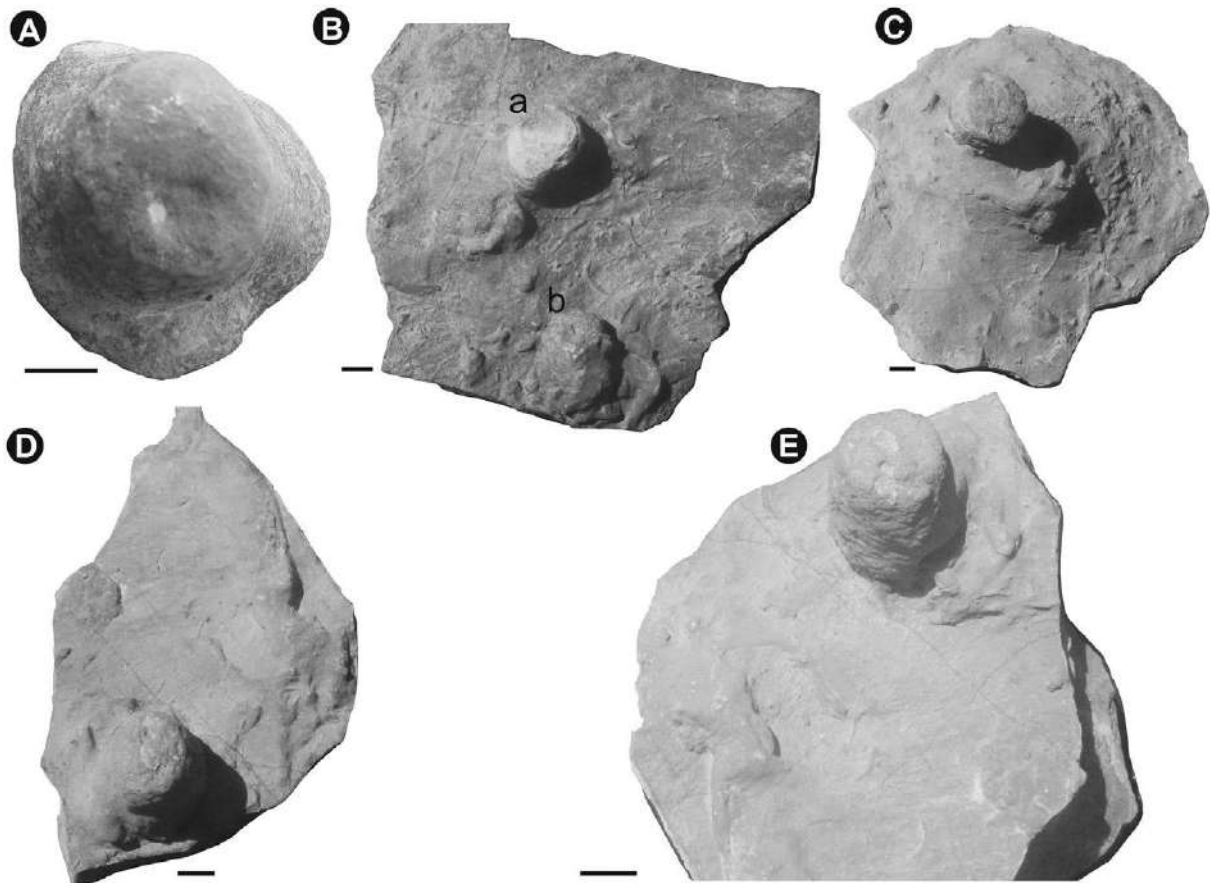


Fig. 38 : *Bergaueria* du Jurassique supérieur (nord-ouest de l'Algérie). (A) *Bergaueria perata*, BER-MTA-034 (Djebel Mtaïrou) ; (B) *B. hemispherica*, BER-THA-035 (a) et BER-THA-036 (b) ; (C) BER-THA-037 ; (D-E) BER-THA-038. C-E : de la région de Takhemaret.

***Bergaueria* isp. (Fig. 39)**

Description

Monticule hypichnial sur des bancs de grès, d'environ 10-40 mm de diamètre et 5-30 mm, avec des rapports D/H (D=diamètre, H=hauteur) de 1 à 6.

La trace est cylindrique, avec parfois une dépression centrale apicale peu profonde, ou une terminaison plate à un apex hémisphérique ou plat, un contour ovale à circulaire (Fig. 39A-F). Certains spécimens ayant un apex hémisphérique présentent un anneau périphérique et un granule central de grande taille d'environ 9 mm de large. La marge du terrier est généralement lisse, sans ornementation, et le remplissage est composé de matériau homogène similaire au grès hôte. Certains spécimens sont obliques par rapport au plan de stratification ou entièrement tangents à la surface du banc (Fig. 39G-H), ce qui peut être attribué à *Bergaueria* (Fig. 39I).

Remarques

Bergaueria est un terrier de plug-shaped, considéré comme un cubichnion (Arai et Arai et McGugan, 1968 ; Fürsich et al., 2018) ou un domichnion (Pickerill, 1989 ; Pokorný et al., 2017) d'actinaires suspensivores (par ex, Seilacher, 1956 ; Alpert, 1973), montrant une large gamme d'environnements de dépôt allant d'un milieu marin peu profond à un milieu marin plus profond (par exemple, Crimes et Anderson, 1985 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Uchman, 1995, 1998 ; Cherif et al., 2015 ; Shitole et al., 2019 ; Belaid et al., 2020). *Bergaueria* est signalée depuis le Précambrien (par exemple, Pokorný et al., 2017) jusqu'à l'actuel (Baucon et Felletti, 2013).

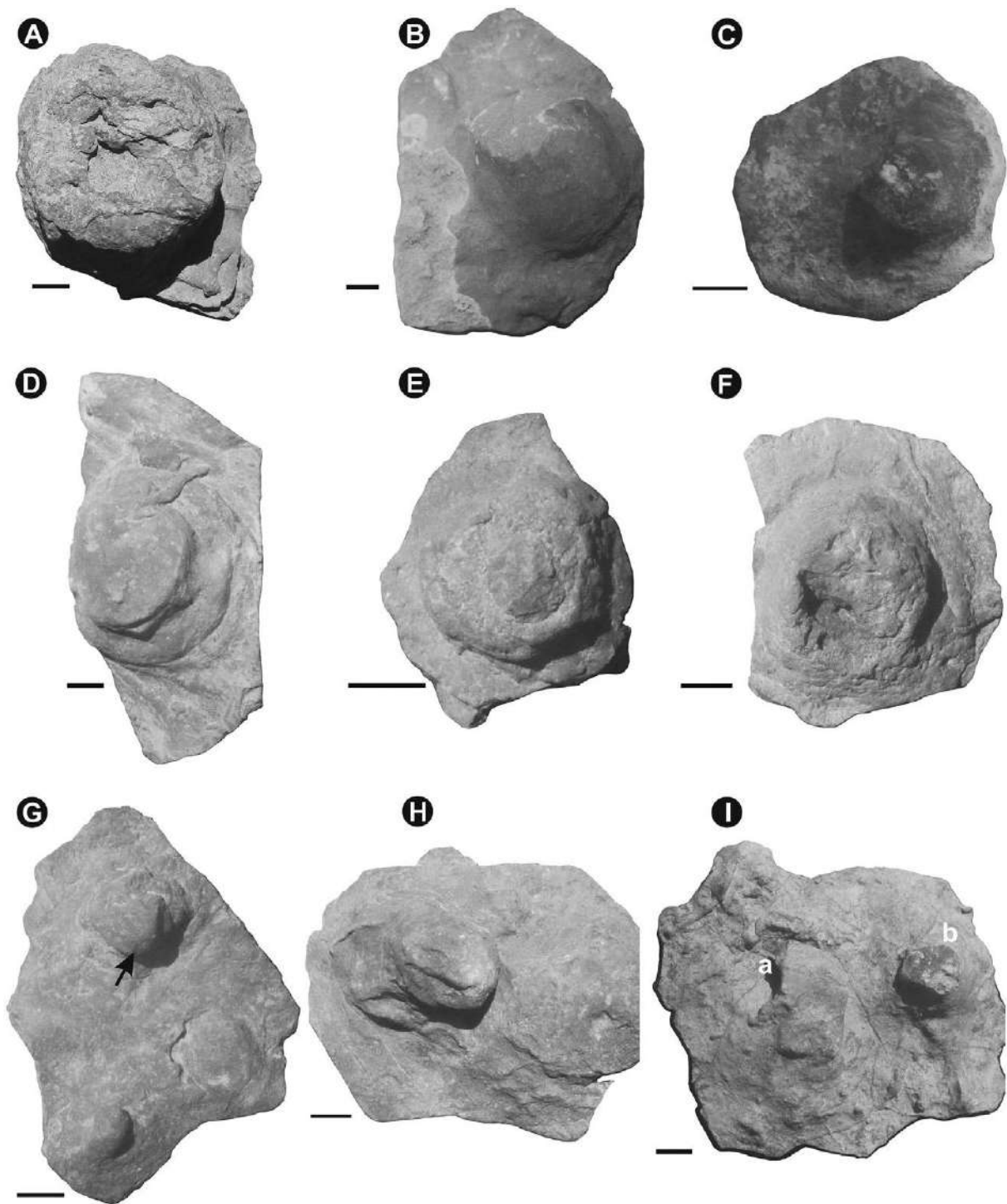


Fig. 39 : *Bergaueria* isp. des dépôts jurassiques supérieurs du nord-ouest de l'Algérie. A l'exception de B et C, tous les spécimens proviennent de la région de Takhemaret ; (A) BER-THA-001 ; (B) BER-MTA-019 ; (C) BER-MTA-022 ; (D) BER-THA-004 ; (E) BER-THA-008 ; (F) BER-THA-013 ; (G) BER-THA-014 (flèche noire) ; (H) BER-THA-015 ; (I) BER-THA-016 (a) et BER-THA-017 (b).

Ichnogénre *Conostichus* Lesquereux, 1876

Ichno-espèce type *Conostichus ornatus* Lesquereux, 1876

***Conostichus ornatus* Lesquereux, 1876 (Fig. 40A)**

Diagnostic

Terriers coniques à subconiques, verticaux, présentant généralement une symétrie duodécimale sur l'apex et les côtés, avec des rétrécissements transversaux et des crêtes et sillons longitudinaux sur les parois. Le remplissage correspond à des lamines concentriques coniques ou subconiques (Pemberton et al., 1988).

Description

C. ornatus correspond à un ichnofossile subconique, vertical, de 30 mm de diamètre et de 15 mm de hauteur avec des sommets plats. Cette trace est préservée dans un banc de grès amalgamé de 0,5-1,5 cm, le remplissage du terrier est constitué de grès à grain fin brun, vert clair à gris et brun foncé, avec une stratification transversale à petite échelle. L'ornementation générale inclut un disque apical, des constriction transversales (faiblement présentées en raison de la forme de conservation), et des crêtes et sillons longitudinaux.

Remarques

Selon Pemberton et al. (1988), le disque apical hémisphérique présentant une forte septation caractérise *C. ornatus* des autres ichno-espèces de *Conostichus* (*C. broadheadi*, *C. typicus*, *C. stouti*, *C. wycherlyi*). *Conostichus* a été interprété comme une algue (Lesquereux, 1876, 1880, 1883), une éponge (Lesquereux, 1880), des affinités médusoïdes (Fuchs, 1895), des plantes aquatiques (Stout, 1956) ou des scyphoméduses (par exemple, Branson, 1960, 1961, 1962 ; Imlay, 1961). Cependant, on a considéré qu'il s'agissait d'une activité d'habitation des actiniens (Chamberlain, 1971) ou de l'alimentation de vers de type Arenicola (Barthel K et Barth, 1972). *Conostichus* a également été interprété comme le comportement alimentaire d'anémones, documenté dans des dépôts marins peu profonds (Chamberlain, 1971 ; Knaust, 2017 ; Patel et al., 2018 ; Cherif et Naimi, 2022).

***Conostichus* isp. (Fig. 40B, C)**

Description

Conostichus isp. a une forme conique élevée avec un sommet relativement plat, de 40 mm de diamètre et de 40 à 50 mm de hauteur. Il est conservé dans un banc de grès amalgamé de 0,5-1,5 cm d'épaisseur, qui a une stratification croisée. L'ichnofossile est remplie de grès à grain fin, le terrier de surface présente une crête transversale d'environ 5 mm, séparée par de

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

petites crêtes discontinues ou continues, en outre, la paroi externe contient trois tunnels énigmatiques de morphologie indéterminée. A la base de la trace, de nombreux terriers horizontaux (*Oravaichnium* isp. ?), de remarquables tunnels ouverts inconnus et *Lockeia* isp. sont également observés (Fig. 40C).

Remarques

La morphologie conique générale de *Conostichus*, le disque apical et l'ornementation de surface comprenant au moins des constrictions transversales, sont les critères diagnostiques utilisés pour le distinguer de *Bergaueria*, *Conichnus* et *Dolopichnus*, ainsi que d'*Amphorichnus* (Vinn et al., 2015). Knaust (2015) a considéré *Dolopichnus* comme un synonyme junior de *Laevicyclus* qui est produit par des bivalves et attribué à l'ichnofamille des Siphonichnidae. La géométrie large et les dimensions du *Conostichus* isp. étudié ressemblent à *C. ornatus*, mais elles diffèrent par le mode d'ornementation. *Conostichus* isp. ne présente ni constrictions transversales, ni fortes septations, ni crêtes et sillons longitudinaux (voir ci-dessus).

Ichnogénre *Calycraterion* Karaszewski, 1971

Ichno-espèce type *Calycraterion samsonowiczi* Karaszewski, 1971

Diagnostic

Structures lisses, en forme de calice, avec de plus petites dépressions à l'extrémité apicale (Pemberton et al., 1988).

***Calycraterion samsonowiczi* Karaszewski, 1971 (Fig. 40D, E)**

Description

Le *Calycraterion samsonowiczi* est conservé sous forme de bouton dans des épireliefs convexes dans un banc de grès mince. Il s'agit d'un cône lisse et symétrique, à base sub-arrondie, contenant un petit cratère circulaire central, dont la terminaison apicale comprend des dépressions plus petites. Les cônes conservés ont un diamètre de 3 à 5 mm et une hauteur d'environ 7 mm.

Remarques

Calycraterion a été considéré comme produit par des annélides, et les petites dépressions ou boutons ont été interprétés comme représentant des sorties de terriers (Karaszewski, 1971). Les spécimens que nous avons étudiés peuvent être attribués à l'unique ichno-espèce documentée *C. samsonowiczi* Karaszewski, 1971, en fonction du tube vertical associé et de la caractéristique des sorties de terrier plus petites (Pemberton et al., 1988). Le

CHAPITRE 4 ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

Calycraterion a été attribué à l'activité des annélides (Pemberton et al., 1988), et considéré comme présentant un comportement d'habitation d'un possible suspensivore (Bjerstedt, 1988). Cet ichnogenre a été suggéré comme étant l'ouverture conique supérieure du *Monocraterion* (Pienkowski, 1985), attribué récemment à *Rosselia erecta* (Knaust, 2021). A ce sujet, Bjerstedt (1988) suggère que "*Monocraterion* a une ouverture graduelle qui s'évase vers le haut ('trompettes')". *Calycraterion* a une ouverture conique abrupte qui rejoint un tube simple à un angle d'environ 45°. Dans le même contexte, cet auteur a estimé que les caractéristiques de *Calycraterion* et de *Rosselia erecta* sont différentes, ce qui démontre la relation entre l'activité des traceurs et les conditions du substrat. Le *Calycraterion* a été observé depuis l'Ordovicien moyen (Fillion et Pickerill, 1984 ; Pickerill et al., 1984) jusqu'au Jurassique (Karaszewski, 1971, 1973).

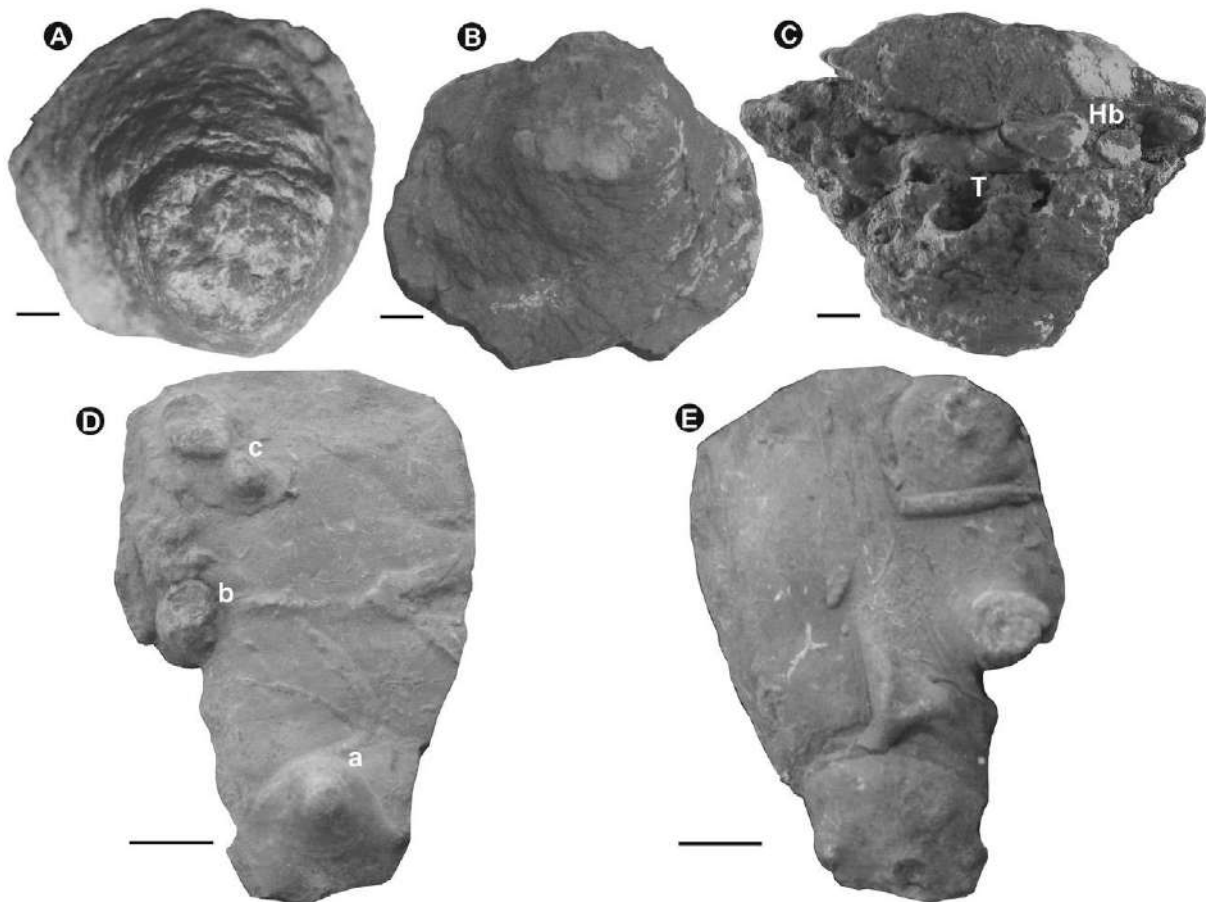


Fig. 40 : Echantillons des ichnofossiles de plug-shaped provenant de dépôts du Jurassique supérieur (nord-ouest de l'Algérie) ; (A) *Conostichus ornatus* CON-THA-043, (B-C) *Conostichus* isp. du Djebel Mtaïrou, CON-MTA-040 (noter la présence de terriers horizontaux "HB" et de tunnels "T" dans la Fig. 40C) ; (D) (vue de dessus) ; (E) (base inférieure), *Calycraterion samsonowiczi* de la région de Takhemaret, respectivement CLATHA-037 (a), CLA-THA-038 (b) et CLA-THA-039 (c).

6. Discussion

6.1. Morphologies et traceurs

Les ichnofossiles verticaux de plug-shaped sont diagnostiqués comme des traces hémisphériques, en entonnoir à sub-entonnoir, et cylindriques à subcylindriques. Ils sont souvent interprétés comme des activités de repos ou d'habitation des anémones de mer (Pemberton et al., 1988 ; Buatois et al., 2017 ; Vinn et al., 2015).

Les différentes formes de *Bergaueria* de la formation des Argiles de Saïda du Jurassique supérieur sont préservées sur la base des bancs de grès fin et remplies du même matériau que la roche gréseuse hôte. La *Bergaueria* est présente dans les dépôts en eaux peu profondes (Narbonne, 1984 ; Crimes et Anderson, 1985 ; Cherif et al., 2015 ; Belaid et al., 2020) aux dépôts en eaux profondes (Prantl, 1945 ; Książkiewicz, 1977 ; Crimes et Crosseley, 1991 ; Uchman, 1995, 1998) de la fin du Précambrien (par exemple, Crimes et Anderson, 1985 ; Pokorný et al., 2017) au Récent (Baucon et Felletti, 2013). Cette trace est abondante dans les dépôts siliciclastiques avec un substrat mou (p. ex. Chamberlain, 1971 ; Knaust, 2017), mais elle peut également être présente dans les faciès carbonatés (Knaust, 2007).

B. perata et *B. hemispherica* sont mentionnés pour la première fois en Algérie, et leur abondance est peut-être liée à la grande prolifération d'anémones de mer dans les plateaux siliciclastiques du Jurassique supérieur. Cette interprétation est soutenue par des études récentes suggérant que les anémones de mer préféraient probablement les substrats clastiques mous à grain fin (Patel et al., 2018). Les anémones de mer actuelles sont enregistrées depuis les estuaires jusqu'aux plaines abyssales, mais l'attribution de ces producteurs aux formes non-radiées ainsi qu'à *B. hemispherica* ne présentant pas de dépression apicale doit être traitée avec prudence (Uchman, 1998).

Les ichnofossiles relativement diversifiées du Jurassique supérieur sont principalement documentées sur la surface supérieure et la base des grès à grains fins à l'échelle centimétrique, avec la plupart des bases nettement érosives et sole marks (Cherif et al., 2015, 2018 ; Halamski et Cherif, 2017 ; Cherif et Naimi, 2022). L'ornementation de la paroi, la terminaison apicale et la taille globale des traces de type « plug-shaped » étudiées sont les principales caractéristiques d'identification, *Bergaueria* se distinguant de *Conostichnus* (Pemberton et al., 1988) par une paroi lisse, sans disque apical proéminent, mais une dépression centrale peu profonde peut être trouvée. Contrairement aux deux traces de type « plug-shaped » citées ci-dessus, le *Calycraterion* étudié est préservé sous la forme d'un terrier vertical épichnial dans un grès à grain fin et à banc mince, de forme conique plus

symétrique et à paroi complètement lisse. Cette trace, enregistrée pour la première fois en Algérie, est attribuée à la seule ichno-espèce reconnue *C. samsonowiczi* Karaszewski, 1971. Pemberton et al. (1988) ont discuté des critères d'identification incluant le tube vertical associé et le caractère distinctif des sorties de terriers plus petits. Le spécimen étudié est conforme à ces critères, avec des terriers de petite taille tels que *Planolites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides* en forme de Y et un terrier vertical, ainsi que des dépressions centrales typiques plus petites représentant les sorties de terriers. Ces traces associées représentent des organismes se nourrissant de dépôts, tandis que *Calycraterion* correspond au comportement d'habitation d'éventuels suspensivores.

6.2. Implication paléogéographique

6.2.1. Aperçu sur le paléoenvironnement du Jurassique supérieur dans le domaine téthysien

La paléogéographie de la zone étudiée appartient à l'océan de la Téthys occidentale (l'Atlantique central mésozoïque). Pendant l'Oxfordien, la Téthys était située entre l'Europe et l'Asie au nord, et entre l'Afrique, l'Arabie et l'Inde au sud (Cecca et al., 2005). Les ichnofossiles du Jurassique supérieur ont été mentionnés dans de nombreux articles provenant des régions téthysiennes, souvent limitées aux roches siliciclastiques. Au début du Jurassique supérieur, la sédimentation téthysienne était caractérisée par des plates-formes carbonatées pélagiques (PCP sensu Santantonio, 1994), connues sous le nom de Rosso Ammonitico (Cecca, 2002). Cependant, d'épaisses strates schisteuses de l'Oxfordien sont répandues dans les bassins du sud de l'Europe (par exemple, les Terres Noires du sud-est de la France) et représentées par des faciès siliciclastiques du nord de l'Afrique (par exemple, la Formation des Argiles de Saïda dans le nord-ouest de l'Algérie, Cherif et al., 2015, 2018 ; Cherif et Naimi, 2022), ce qui reflète une réduction de la production de carbonate depuis le début de l'Oxfordien (Budyko et al., 1987 ; Bartolini et al., 1996 ; Dromart et al., 1996, 2003).

6.2.2. Importance des terriers de plug-shaped de l'Oxfordien supérieur en Algérie

Un riche ichno-assemblage de l'Oxfordien moyen-supérieur avec au moins 32 ichnogenres comprenant environ 43 ichno-espèces caractérise la Formation des Argiles de Saïda de l'Oxfordien. La crise de production de carbonate mentionnée ci-dessus a probablement produit des substrats mous à faible teneur en carbonate, typiques pour la production et la préservation de terriers de plug-shaped (Hosgör et Yılmaz, 2018). La plupart des traces de plug-shaped ont été citées au Paléozoïque (par exemple, Alpert, 1973 ;

Orłowski, 1989 ; Seilacher, 2007 ; Knaust, 2017 ; Meischner et al., 2020), tandis que d'autres sont brièvement mentionnées dans les articles régionaux de la série mésozoïque (par exemple, Knaust, 2007 ; Joseph et al., 2012 ; Shitole et al., 2019). Par conséquent, la présente étude apporte d'importants enregistrements plus récents de traces de plug-shaped du Jurassique supérieur de la marge méridionale de la Téthys. La paléogéographie générale de la province paléotéthysienne montre une évolution très similaire, le nord de l'Algérie (partie nord de l'Afrique) partageant une histoire de dépôt commune avec le sud-ouest de l'Europe. Ils correspondent à l'extrémité occidentale de l'océan téthysien (par exemple, Dercourt et al., 1993 ; Berra et Angiolini, 2014), c'est-à-dire sur la rive nord du Gondwana (Afrique) liée à l'ouverture de l'océan Atlantique central et de l'océan Néo-Téthys (Brede et al., 1992 ; Gomez et al., 2000). Les *Bergaueria* (*B. perata* et *B. hemispherica*) du Jurassique supérieur (Oxfordien) et le *Calycraterion samsonowiczi* décrits dans cet article sont les premières ichno-espèces de plug-shaped enregistrées en Algérie, appartenant au nord de Gondwana.

7. Conclusions

Les points suivants peuvent être tirés de cette étude :

1. Les ichnofossiles de plug-shaped du Jurassique supérieur sont probablement liées à la prolifération d'anémones de mer fouisseuses solitaires pendant cette période dans la région étudiée.
2. Le remplissage globalement homogène par des matériaux gréseux suggère que le creusement simultané était effectué par les anémones de mer, dans des conditions à haute énergie.
3. *Bergaueria* et les autres traces de plug-shaped peuvent être considérés comme une étape significative de la faune benthique sessile du Jurassique supérieur, et ils ont colonisé le substrat clastique mou à grains fins à travers de plates-formes siliciclastiques marines peu profondes.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette thèse, l'étude du Jurassique supérieur des Monts de Tiaret comprenant des terrains affiliés de deux domaines paléogéographiques bien distincts ; Domaine tellien et Domaine tlemcenien fait appels à plusieurs approches lithostratigraphique, biostratigraphique ichnologique, sédimentologique, et paléogéographique.

Sur le plan lithostratigraphique ; pour les terrains de Domaine tellien représentés par les massifs de Bou Rheddou et de Bechtout ; six formations attribuées au jurassique supérieur ont été définis, ces derniers formations se reposent en succession, dont la base correspond à la formation de Calcaire de Bechtout d'âge Callovien, on note que la série de Malm est plus complète au Bou Rheddou par rapport au Bechtout, il n'affleure au Bechtout que les trois (3) premiers formations ordonnés comme suivants ; l'Ammonitico rosso de Frid (Oxfordien moyen), les Argiles de Kheneg (Oxfordien supérieur), et les Calcaire de Bou Rheddou (Kimméridgien), il affleure en plus au Bou Rheddou les Marnes de Gratène (Tithonien inférieur), les Calcaire de Guelt Hallouf (Tithonien inférieur), l'Alternance Marno-Calcaire de Bou Rharda (Tithonien supérieur).

Concernant l'unique terrain de Domaine tlemcenien ; le terrain de Djebel Mtaïrou, l'enchaînement lithologique a prouvé l'existence de deux (2) unités attachées à la formation des Argile de Saida ; une unité Argilo-gréseuse inférieure et unité Argilo-carbonatée médiane.

Sur le plan biostratigraphique ; les nouveaux datas d'ammonite trouvé au niveau des massifs de Bou Rheddou et de Bechtout avec les données d'ammonite de Takhemaret et Frenda nous a permet de faire une corrélation et d'analyser l'intervalle stratigraphique entre les zones à *L. plicatilis* et *D. bifurcatus*, et en n a marqué un enregistrement plus représentatif de *Gregoryceras* avec *Passendorferia* pour les terrains de Bou Rheddou et de Bechtout confirmant la présence de la partie supérieure de la zone *D. bifurcatus* (sous-zone *D. groussovrei*), qui est absent dans les secteurs de Takhemaret.

Les preuves de corrélations entre les ammonites de l'Oxfordien d'Algérie et certaines régions méditerranéennes contribuent à une mieux compréhension et à l'amélioration de la connaissance de la biostratigraphie dans la marge sud de la Téthys.

Sur le plan ichnologique, sédimentologique et paléogéographique ; pour les terrains de Domaine tellien l'étude de la formation des Argiles rouges de Kheneg rencontrée dans les

massifs de Bou Rheddou et de Bechtout nous a permis d'enregistrer pour la première fois des traces fossiles de l'Oxfordien, cette étude nous a fourni par des données importantes pour la même formation ; en a reconnu trois principales associations de faciès FA-1 à FA-3, elles correspondent respectivement à la partie profonde d'une plate-forme mixte carbonatée et siliciclastique, offshore supérieur et offshore transition-offshore inférieur, en plus, l'association des traces fossiles comprend quinze ichnogènes caractéristique de jurassique supérieur, La formation contient des traces fossiles diverses et abondantes dans les eaux profondes (c.-à-d. *Belorhappe*, *Chondrites*, *Helminthopsis*, *Nereites*, *mégagraptos*). Ils indiquent qu'une partie de la formation s'est déposée de l'offshore transition aux environnements d'offshore inférieurs.

Pour les terrains de Domain tlemcenien l'étude de trace fossile de plug-shaped de l'Oxfordien au niveau de la formation des Argiles de Saida pour les régions de Takhemaret et de Djebel Mtairou nous a donné des nouvelles informations ; on a assisté la présence d'un riche ichnoassemblage de l'Oxfordien moyen-supérieur avec au moins 32 ichnogènes dont environ 43 ichno-espèces caractérisent la Formation de l'Oxfordien Argiles de Saïda, cette étude apporte des enregistrements pour la première fois des traces fossiles de plug-shaped du Jurassique supérieur de la marge sud de la Téthys, La *Bergaueria* (*B. perata* et *B. hemispherica*) du Jurassique supérieur (Oxfordien) et *Calycraterion samsonowiczi* décrites dans cette étude sont les premières ichno-espèces de plug-shaped enregistrées en Algérie, appartenant au nord du Gondwana.

Enfin la trace fossile de *Bergaueria* et les autres traces de plug-shaped peuvent être considérées comme une importante étape de la faune benthique sessile du Jurassique supérieur, qui ont colonisés à travers le substrat clastique mou à grain fin à travers les plateaux siliciclastiques marins peu profonds.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUE**

Références bibliographiques

-A-

- Alpert, S.P., 1973. *Bergaueria prantli* (Cambrian and Ordovician), a probable actinian trace fossil. *Journal of Paleontology* 47, 919–924.
- Ameur, M., 1988. Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne : autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. – Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard, Lyon: 551 pp. (Unpublished)
- Arai, M.N., McGugan, A., 1968. A problematical coelenterate (?) from the lower cambrian, near moraine Lake, banff area, Alberta. *Journal of Paleontology* 42, 205–209.
- Arkell, W.J., 1935–1948. The ammonites of the English Corallian Beds. Parts 1–14. – Palaeontographical Society Monographs.
- Atger, M. & Verdier, J., 1965. Étude géologique du Plateau jurassique de Cacherou (Permis Mascara-Bedeau), bordure nord des Monts de Saïda. – Géoscience, Société Nationale de Recherche et d'Exploitation de Pétrole en Algérie.
- Atrops, F. & Benest, M., 1981. Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimmeridgien du Djebel Nador de Tiaret (avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences paléogéographiques. – *Geobios*, **14** (1) : 115–122. doi: [10.1016/S0016-6995\(81\)80170-2](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(81)80170-2)
- Atrops, F. & Benest, M., 1982. Découverte de faunes d'ammonites de la Zone à Platynota (Kimmeridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. – *Geobios*, **15** (6): 951–957. doi: [10.1016/S0016-6995\(82\)80041-7](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(82)80041-7)
- Atrops, F. & Benest, M., 1984. Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie): âge et milieux de dépôt. – *Geobios*, **17**: 207–219. doi : [10.1016/S0016-6995\(84\)80143-6](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(84)80143-6)
- Atrops, F. & Benest, M., 1986. Stratigraphie du Jurassique supérieur du Djebel Bechtout au nord-ouest de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie) ; comparaison avec le Bou Rheddou. – *Geobios*, **19**: 855–862. doi : [10.1016/S0016-6995\(86\)80112-7](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(86)80112-7)
- Atrops, F. & Benest, M., 1994. Les formations à ammonites du Malm dans le bassin tellien, au nord de Tiaret : leur importance pour les corrélations avec les séries de l'avant-pays de l'Ouest algérien. – *Geobios, Mémoires spéciales*, **17**: 79–91.
- Atrops, F., & Benest, M. & Benosman, B., 1990. The ammonite zones of the Oxfordian in the

Southern border of the Tellian area, near Tiaret (Algeria). – In: 2nd Workshop on the Oxfordian, Basel, Guide Book and Abstracts: 4.

Augier, C., 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. – Publication du Service Géologique de l'Algérie, **34**: 47–80.

Azpeitia Moros, F. (1933) : Datos para el estudio paleontológico del Flysch de la Costa Cantábrica y de algunos otros puntos de España.– Boletín del Instituto Geológico y Minero de España, 53, 1–65.

-B-

Barthel K, W., Barth, W., 1972. Paleoecologic specimens from the Devonian of Bolivia. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Monatshefte 1972, 573–581.

Bartolini, A., Baumgartner, P.O., Hunziker, J.C., 1996. Middle and late jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-Marche Basin (Central Italy). Eclogae Geologicae Helvetiae 89, 831–879.

Baucon, A., Felletti, F., 2013. Neolithology of a barrier-island system: the Mula di muggia (Grado lagoon, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 375, 112–124.

Baucon, A., Bednarz, M., Dufour, S., Felletti, F., Malgesini, G., De Carvalho, Cn., Niklas, K., Wehrmann, A., Batstone, R., Bernardini, F., Briguglio, A., Cabella, R., Cavalazzi, B., Ferretti, A., Zanterl, H., Mcilroy, D., 2019. Ethology of the trace fossil *Chondrites*: form, function and environment.– Earth-Science Reviews, 202. doi: 10.1016/j.earscirev.2019.102989

Bayet-Goll, A., De Carvalho, C.N., 2017. Differentiation of delta and open marine deposits based on an integrated ichnological and sedimentological analysis of the late Triassic nayband formation, Tabas block, Central Iran. Journal of Iberian Geology 43, 413–437.

Belaid, M., Cherif, A., Vinn, O., Naimi, M.N., 2020. First record of trace fossils from the Oxfordian argiles rouges de kheneg formation (Tiaret, North-Western Algeria). Geologia Croatica 73, 85–94.

Bello, J., 2005. El Oxfordiense en el sector nororiental de la Cordillera Iberica. Bioestratigrafía y Paleontología (Ammonoidea). – Tesis Doctoral, Departamento Geología, Universidad Zaragoza: 416 pp.

Benecke, E.W., 1866. Ueber Trias und Jura in den Südalpen. – Geognostisch

- Paläontologische Beiträge, **1**: 5–203.
- Benest, M., 1985. Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, 95 pp. 1–581.
- Benest, M., Ouardas, T., Perriaux, J & Uselle, Jp., 1998. Dynamique et contrôle de la sédimentation détritique de l'Oxfordien supérieur ou Kimméridgien supérieur (Zone à Acanthicum) dans le cadre paléostratigraphique de la plate-forme ouest algérienne.– Bulletin du service Géologique de l'Algérie, 9/2, 95–121.
- Benest, M., Bensalah, M., Bouabdellah, H. & Ouardas, T., 1999. La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcénien (Avant-Pays Tellien d'Algérie Occidentale): stratigraphie, paléoenvironnements, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine. – Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, **10**: 127–157.
- Benosman, B., 1990. Le Jurassique supérieur de la région de Tiaret (Algérie) : Stratigraphie et faune d'ammonites. – Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard Lyon 1. (Unpublished).
- Berra, F. & Angiolini, L., 2014. The evolution of the Tethys region throughout the Phanerozoic: A brief tectonic reconstruction. – In: Marlow, L., Kendall, C. & Yose, L. (eds.): Petroleum systems of the Tethyan region. – American Association of Petroleum Geologists Memoir, 106, 1–27. doi: 10.1306/13431840M1063606
- Bert, D., 2003. Étude de *Protophites vannii* sp. nov. (Ammonoidea), sous-zone à *Cardioceras vertebrale*, Oxfordien moyen, et évolution du genre *Protophites* Ebray, 1860. – Riviera Scientifique, **87**: 69–84.
- Bert, D., 2004. Révision, étude systématique et évolution du genre *Gregoryceras* Spath, 1924 (Ammonoidea, Oxfordien). – Annales du Muséum d'Histoire naturelle de Nice, **19**: 1–183.
- Bert, D. & Bonnot, A., 2004. Etude paléobiologique d'une population d'*Euaspidoceras davouxi* sp. nov. (Apidoceratidae Zittel 1895, Ammonitina) du sommet de la sous-zone à *Vertebrale* (Oxfordien moyen, zone à *Plicatilis*) dans le sud-est de la France. – Revue de Paléobiologie, **23** (1): 81–98.
- Bert, D. & Enay, R., 2004. Les *Gregoryceras* (Ammonitina, Oxfordien moyen) de la Cluse de Chabrières (Sud-est de la France) : étude paléobiologique et nouvelles interprétations. – Revue de Paléobiologie, **23**: 441–461.
- Bert, D., Enay, R. & Atrops, F., 2009. Les *Gregoryceras* (Ammonitina) de l'Oxfordien

- moyen terminal et supérieur téthysien: révision systématique, biostratigraphie et évolution. – *Geobios*, **42**: 451–493. doi : [10.1016/j.geobios.2009.01.001](https://doi.org/10.1016/j.geobios.2009.01.001)
- Bert, D., Marchand, D., Gygi, R.A. & Delanoy, G., 2003. *Gregoryceras defayi* sp. nov. et *Gregoryceras tenuisculptum* Gygi 1977 : deux espèces successives de la sous-famille des Peltoceratinaes Spath, 1924 (Ammonitinae, Aspidoceratidae Zittel 1895) de l'Oxfordien moyen. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **96**: 475–493.
- Bjerstedt, T.W., 1988. Trace fossils from the early mississippian price delta, Southeast West Virginia. *Journal of Paleontology* 62, 506–519.
- Bonnot, A. & Gygi, R.A., 2001. Les Euaspidoceratinae (Ammonitina, Aspidoceratidae) de la Zone à *Transversarium* (Oxfordien moyen) de Suisse septentrionale (cantons d'Argovie et de Schaffhouse). – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **94**: 427–445.
- Bottjer, Dj., Droser, Ml. & Jablonski, D., 1987. Bathymetric trends in the history of trace fossils. – In: Bottjer DJ. et al. (eds.): *New concepts in the use of Biogenic sedimentary structures for Palaeoenvironmental Interpretation.*– SEPM, 3Dcifi Section, Los Angeles, 57–65.
- Bourseau, J.-P., 1977. L'Oxfordien moyen à nodules des “Terres Noires” de Beauvoisin (Drôme) (Ammonitina de la Zone à Plicatilis, paléontologie et biostratigraphie ; milieu de sédimentation et genèse des nodules carbonatés). – *Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon*, **15**: 116 pp.
- Branson, C.C., 1960. *Conostichus*. *Oklahoma Geology Notes* 20, 195–207.
- Branson, C.C., 1961. New records on the scyphomedusan *conostichus*. *Oklahoma Geology Notes* 21, 130–138.
- Branson, C.C., 1962. *Conostichus*, a scyphomedusan index fossil. *Oklahoma Geology Notes* 22, 251–253.
- Brede, R., Hauptmann, M., Herbig, H.-G., 1992. Plate tectonics and the intracratonic mountain ranges in Morocco – The Mesozoic- Cenozoic development of the Central High Atlas and the Middle Atlas. *Geologische Rundschau* 81, 127–141.
- Brochwicz-Lewiński, W., 1973. Some remarks on the origin of the subfamily Idoceratinae Spath, 1934 (Perisphinctidae, Ammonoidea). – *Acta Paleontológica Polonica*, **18** (3): 299–320.
- Brochwicz-Lewiński, W., 1976. Oxfordian of the Czestochowa Area. I. Biostratigraphy. – *Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences Serie des Sciences de la Terre*, **24**: 37–46.

- Brochwicz-Lewiński, W. & Różak, Z., 1976. Oxfordian Idoceratids (Ammonoidea) and their relation to *Perisphinctes* proper. – *Acta Paleontologica Polonica*, **21** (4): 373–390.
- Bromley, R.G., 1990. Trace fossils. Biology and Taphonomy.– Special Topics in Palaeontology Series. London, Boston, Sydney, Wellington: Unwin Hyman, 280 p.
- Bromley, R.G., 1996. Trace fossils. Biology, taphonomy and applications.– Chapman & Hall, London, 361 p.
- Bromley, R.G. & Ekdale, A.A., 1984. *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments.– *Science*, 224(4651), 872–874. doi: 10.1126/science. 224.4651.872
- Bruguière, J.-G., 1789. Histoire naturelle des vers. 1^{ère} partie. – In: Encyclopédie méthodique, **6**: XVIII + 344 pp.; Paris (Panckoucke). Buch, L. de (1831): Recueil de planches de pétrifications remarquables. – Académie Royale des Sciences, Berlin: 136–155.
- Buatois, L.A., Wisshak, M., Wilson, M.A. & Mangano, M.G., 2017. Categories of architectural designs in trace fossils: a measure of ichnodisparity.– *Earth- Science Reviews*, 164, 102–181. doi: 10.1016/j.earscirev.2016.08.009
- Buckman, S.S., 1909–1930. Yorkshire Type Ammonites. – London (Wesley).
- Budyko, M.I., Ronov, A.B., Yanshin, A.L., 1987. History of the Earth’s atmosphere. Springer, Heidelberg, p. 139.
- Bukowski, G., 1887. Ueber die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. – *Beitraege zur Palaeontologie von Oesterreich-Ungarn und des Orients*, **4**: 75–171.

-C-

- Callomon, J.H., 1960. New sections in the Corallian Beds around Oxford, and the subzones of the Plicatilis Zone. – *Proceedings of the Geologists’ Association*, **71** (2): 177–208. doi: [10.1016/S0016-7878\(60\)80007-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(60)80007-7)
- Callomon, J.H. (1964): Notes on the Callovian and Oxfordian Stages. Colloque du Jurassique, Luxembourg 1962. – *Comptes Rendus et Mémoires publiés par l’Institut grand-ducal, Section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques Luxembourg*: 269–291.
- Callomon, J.H., 1988. The ammonite successions and subzones of the Transversarium Zone in the Submediterranean Middle Oxfordian. – In: Rocha, R.B. & Soares, A.F. (eds.): 2nd International Symposium on Jurassic stratigraphy, Lisboa, 1987, 1: 433–444.

- Caratini, C., 1970. Etude géologique de la région de Chellala-Reibell.– Publication du Service Géologique de l'Algérie, 40/21, 311 p.
- Cariou, É., 1966a. L'Oxfordien supérieur du synclinal de Lezay-Avon (Deux-Sèvres). – Comptes Rendues de l'Académie des Sciences, Paris, Série D, **262**: 45–47.
- Cariou, É., 1966b. Les faunes d'ammonites et la sédimentation rythmique dans l'Oxfordien supérieur du seuil du Poitou. – Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers, **7**: 45–67.
- Cariou, É., 1971. Faunes oxfordiennes du Poitou. – Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière, **75**: 637–641.
- Cariou, É. & Meléndez, G., 1990. A modified perisphinctid zonation for the Middle Oxfordian of Southern Europe, Submediterranean Province. – Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza (SEPAZ), **2**: 129–151.
- Cariou, É., Enay, R., Atrops, F., Hantzpergue, P., Marchand, D. & Rioult, M., 1997. Oxfordien. – In: Cariou, É. & Hantzpergue, P. (coord.): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. – Bulletin du Centre de Recherche Elf Exploration et Production, Mémoires, **17**: 79–86.
- Cariou, É., Meléndez, G. & Branger, P., 1991. Définition d'une échelle biochronologique fine pour une zone d'ammonites de l'Oxfordien moyen: zone à *Transversarium* (province subméditerranéenne). – Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, **313**: 703–708.
- Cecca, F., 2002. Palaeobiogeography of Marine Fossil Invertebrates. Concepts and Methods. Taylor & Francis, London, p. 271.
- Cecca, F., Martin Garin, B., Marchand, D., Lathuiliere, B., Bartolini, A., 2005. Paleoclimatic control of biogeographic and sedimentary events in Tethyan and peri-Tethyan areas during the Oxfordian (Late Jurassic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **222**, 10–32.
- Chalouan, A., Michard, A., El Kadiri, Kh., Negro, F., Frizon De Lamotte, D., Soto, J.I. & Saddiqi, O., 2008. The Rif Belt.– In: Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A. & Frizon De Lamotte, D. (eds.): Continental Evolution: The Geology of Morocco Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa Atlantic-Mediterranean Triple Junction. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer, Berlin Heidelberg, **116**, 203–302. doi: 10.1007/978-3-540-77076-3_5
- Chamberlain, C.K., 1971. Morphology and ethology of trace fossils from the Ouachita

- Mountains, Southeast Oklahoma. *Journal of Paleontology* 45, 212–246.
- Channell, J.E.T., Massari, F., Benetti, A. & Pezzoni, N., 1990. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of Callovian–Oxfordian limestones from the Trento Plateau (Monti Lessini, Northern Italy). – *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**: 289–303. doi: [10.1016/0031-0182\(90\)90023-Z](https://doi.org/10.1016/0031-0182(90)90023-Z)
- Cherif, A. & Naimi, M.N., 2022. A diverse ichnofauna and its palaeoenvironmental significance from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (northwestern Algeria). – *Historical Biology*, **34** (4): 624–647. doi: [10.1080/08912963.2021.1940995](https://doi.org/10.1080/08912963.2021.1940995)
- Cherif, A., Naimi, M.N., Belaid, M., 2021a. Deep-sea trace fossils and depositional model from the lower miocene Tiaret marl formation (North-Western Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 175, 101445.
- Cherif, A., Naimi, M.N., Belaid, M., 2022. Oxfordian plug-shaped trace fossils from northwestern Algeria. – *Proceedings of the Geologists’ Association*. doi: [10.1016/j.pgeola.2022.06.006](https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2022.06.006)
- Cherif, A., Benyoucef, M., Ferré, B. & Benhamou, M., 2018. Etude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans les monts de Frenda (Algérie nord-occidentale). – *Revue de Paléobiologie*, **37**: 121–135.
- Cherif, A., Bert, D., Benhamou, M. & Benyoucef, M., 2015. La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie): données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. – *Revue de Paléobiologie*, **34**: 363–384.
- Cherif, A., Benyoucef, M., Naimi, M.N., Ferré, B., Zeghari, A., Frau, C., Berrabah, A., 2021b. Trace fossils from the berriasian-valanginian of the ouarsenis range (northwestern Algeria) and their paleoenvironmental implications. *Journal of African Earth Sciences* 180, 104219.
- Ciszak, R., 1993. Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. (Thèse de Doctorat d’Etat) Actes des Laboratoires de Géologie sédimentaire et Paléontologie. Université de Paul Sabatier, Toulouse (506 pp.).
- Courville, P. & Bonnot, A., 1998 Faunes ammonitiques et biochronologique de la zone à Athleta et de la base de la zone à Lamberti (Callovien supérieur) de la Côte de Meuse (France) – Intérêts des faunes nouvelles d’Aspidoceratidae. – *Revue de Paleobiologie*, **17** (2): 307–346.
- Crimes, Tp. & Anderson, MM., 1985. Trace fossils from Late Precambrian Early Cambrian

strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications.– *Journal of Paleontology*, 59, 310–343.

Crimes, T.P., Crosseley, J.D., 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation. *Wales Geological Journal* 26 (1), 27–64. <https://doi.org/10.1002/gj.3350260104>.

Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A., Arboleya, M., 1977. Late Precambrian– lower Cambrian trace fossils from Spain. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), *Trace Fossils 2*, Geological Journal Special Issue, Vol. 9. Seel House Press, Liverpool (U.K.), pp. 91–138.

-D-

D’Arpa, C. & Meléndez, G., 2004. Oxfordian biostratigraphy and ammonite associations from West Sicily: biostratigraphic succession of genus *Gregoryceras* and correlation with Tethyan perisphinctid scale. – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110** (1): 255–267.

Dam, G., 1990. Palaeoenvironmental significance of trace fossils from the shallow marine Lower Jurassic Neill Klint Formation, East Greenland.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79, 221–248. doi: 10.1016/0031-0182(90)90019-4

Delfaud, J., 1973. Sur l’appartenance de certains “pseudoflyschs” aux faciès prodeltaïques de plateforme. – *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris*, **277**: 1125–1128.

Demircan, H., 2008. Trace fossil associations and palaeoenvironmental interpretation of the late Eocene units (SW-Thrace).– *Bulletin of the Mineral Research and Exploration (MTA) of Turkey*, 136, 29–47.

Demircan, H & Uchman, A., 2017. Short distance variability of trace fossils in submarine slope and proximal basin plain deposits: a case study from the Ceylan Formation (upper Eocene), Gelibolu Peninsula, NW Turkey.– *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 56/2, 253–275.

Dercourt, J., Ricou, L.E., & Vrielynck, B. (eds.), 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps*.– Commission de la Carte géologique du monde, Gauthier-Villars, Paris, 307 p.

Dorn, C., 1923. Aspidoceraten des untersten Malms in der nördlichen Frankenalb. – *Jahresberichte und Mitteilungen des oberrheinischen geologischen Vereins, Neue Folge*, **12**: 1–8.

Dromart, G., Allemand, P., Garcia, J.P., Robin, C., 1996. Variation cyclique de la production

carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France. Bulletin de la Société géologique de France 167, 423–433.

Dromart, G., Garcia, J.P., Picard, S., Atrops, F., Lecuyer, C., Sheppard, S.M.F., 2003. Ice age at the middle-late jurassic transition? Earth and Planetary Science Letters 213, 205–220.

-E-

Elmi, S., 1976. A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. – 4e Réunion Annuelle en Sciences de la Terre, Société Géologique de France, Paris: 160 pp.

Elmi, S. & Benest, M., 1978. Les Argiles de Saïda, faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien); stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. – Documents des Laboratoires de Géologie Lyon, **4**: 203–262.

Enay, R., 1964. Les faunes d'Ammonites et la zonation de l'Oxfordien supérieur du Jura méridional. – Comptes Rendus et Mémoires, Institut grand-ducal, Section des Sciences naturelles, physiques et mathématiques, Luxembourg: 487–501.

Enay, R., 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français – Étude stratigraphique. – Nouvelles Archives du Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon, **8** (2): 331–621.

Enay, R. & Gygi, R.A., 2001. Les ammonites de la zone à *Bifurcatus* (Jurassique supérieur, Oxfordien) de Hinterstein, près de Oberehrendigen (canton d'Argovie, Suisse). – *Eclologiae geologicae Helvetiae*, **94**: 447–487.

Enay, R., Hantzpergue, P., Soussi, M. & Mangold, C., 2005. La limite Kimméridgien-Tithonien et l'âge des formations du Jurassique supérieur de la Dorsale tunisienne, comparaisons avec l'Algérie et la Sicile. – *Geobios*, **38**: 437–450. doi: [10.1016/j.geobios.2004.01.001](https://doi.org/10.1016/j.geobios.2004.01.001)

-F-

Favre, E., 1875. Description des fossiles du terrain jurassique de la Montagne des Voirons (Savoie). – Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, **2**: 1–79.

Fenet, B., 1975. Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du Bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-magrébien: les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. – Thèse Ès-Sciences, Université de Nice, 301 p.

- Fillion, D., Pickerill, R.K., 1984. Systematic ichnology of the Middle Ordovician Trenton Group, St. Lawrence Lowland, eastern Canada. *Maritime Sediments Atlantic Geology* 20, 1–41.
- Fillion, D., Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* 7, 119.
- Fontana, B., 1990. El Oxfordiense medio, Biozona Transversarium (Jurásico Superior) en el borde Sur de la Cuenca del Ebro (Cordillera Iberica). Estudio paleontológico del género *Larcheria* (Ammonoidea, Perisphinctidae). – Tesis de Licenciatura, Dpto. Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza: 123 pp.
- Fradin, M., 1947. Application des méthodes graphiques à l'étude de l'espèce chez les *Ochetoceras argoviens* du Poitou. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, 17: 411–424. doi: [10.2113/gssgfbull.S5-XVII.4-6.411](https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S5-XVII.4-6.411)
- Frey, R.W., Howard, J.D. & Pryor, W.A., 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23, 199–223. doi: 10.1016/0031-0182(78)90094-9
- Frizon De Lamotte, D., Leturmy, P., Missenard, Y., Khomsi, S., Ruiz, G., Saddiqi, O., Guillocheau, F. & Michard, A., 2009. Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview.– *Tectonophysics*, 475, 9–28.
- Fuchs, T., 1895. Studien über Fucoiden und HieroglyphenDenkschriften der Akademie der Wissenschaften zu Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 62 pp. 69–89.
- Fürsich, F.T., 1973. A revision of the trace fossils *Spongeliomorpha*, *Ophiomorpha* and *Thalassinoides*.– *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 719–735.
- Fürsich, F.T., 1975. Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandy.– *Lethaia*, 8, 151–172. doi: 10.1111/j.1502-3931.1975.tb01309.x
- Fürsich, F.T., Uchman, A., Alberti, M., Pandey, D.K., 2018. Trace fossils of an amalgamated storm-bed succession from the Jurassic of the Kachchh Basin, India: the significance of time-averaging in ichnology. *Journal of Palaeogeography* 7 (1), 14–31.

-G-

- Gemmellaro, G.G., 1872–1882. Sopra alcune faune giuresi e liasiche di Sicili. *Studi Paleontologici*. – 434 pp.; Palermo (Lao).

- Główniak, E., 2000. The *Platysphinctes* immigration event in the Middle Oxfordian of the Polish Jura Chain (Central Poland). – *Acta Geologica Polonica*, **50** (1): 143–160.
- Główniak, E., 2002. The ammonites of the family Perisphinctidae from the Plicatilis Zone (lower Middle Oxfordian) of the Polish Jura Chain (Central Poland); their taxonomy, phylogeny and biostratigraphy. – *Acta Geologica Polonica*, **52** (3): 307–364.
- Główniak, E., 2006a. Correlation of the zonal schemes at the Middle–Upper Oxfordian (Jurassic) boundary in the Submediterranean Province: Poland and Switzerland. – *Acta Geologica Polonica*, **56**: 33–50.
- Główniak, E., 2006b. The *Platysphinctes* immigration event: biostratigraphic and palaeobiogeographic implications for the Middle Oxfordian (Late Jurassic) seas of Central Europe (NW Germany and Poland). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **241**: 155–201. doi: [10.1127/njgpa/241/2006/155](https://doi.org/10.1127/njgpa/241/2006/155)
- Główniak, E. & Wierzbowski, A., 2007. Taxonomical revision of the perisphinctid ammonites of the Upper Jurassic (Plicatilis to Planula zones) described by Józef [Siemiradzki \(1891\)](#) from the Kraków Upland. – *Volumina Jurassica*, **5**: 27–137.
- Gomez, F., Beauchamp, W., Barazangi, M., 2000. Role of the Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone. *Geology* **28**, 775–778.
- Grossouvre, A., 1917. Étude sur le Groupe des *Peltoceras toucasi* et *transversarium* . – In: Petitclerc, P. (ed.): Note sur des fossiles nouveaux rares ou peu connus de l’Est de la France: 53–65; Vesoul.
- Guardia, P., 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain d’après l’étude de l’Oranie Nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques et paléogéographiques entre le Rif externe, le tell et l’avant-pays atlasique. Université de Nice, France, p. 289 (PhD thesis).
- Gygi, R.A., 1977. Revision der Ammonitengattung *Gregoryceras* (Aspidoceratidae) aus dem Oxfordian (Oberer Jura) der Nordschweiz und von Süddeutschland. Taxonomie, Phylogenie, Stratigraphie. – *Eclogae geologicae Helvetiae*, **70**: 435–542.
- Gygi, R.A., 1998. Taxonomy of perisphinctid ammonites of the Early Oxfordian (Late Jurassic) from near Herznach, Canton Aargau, Switzerland. – *Palaeontographica*, (A), **251**: 1–37.
- Gygi, R.A., 2000. Integrated stratigraphy of the Oxfordian and Kimmeridgian (Late Jurassic) in northern Switzerland and adjacent southern Germany. – *Mémoires de l’Académie Suisse des Sciences Naturelles*, **104**: 1–152. doi: [10.1007/978-3-0348-7778-7](https://doi.org/10.1007/978-3-0348-7778-7)

-H-

- Halamski, A.T. & Cherif, A., 2017. Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda mountains (Tlemcenian Domain, north-western Algeria). – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **87**: 141–156. doi: [10.14241/asgp.2017.006](https://doi.org/10.14241/asgp.2017.006)
- Hofmann, H.J., Cecile, M.P., Lane, L.S., 1994. New occurrences of oldhamia and other trace fossils in the cambrian of the Yukon and Ellesmere Island, arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **31**: 767–782.
- Hölder, H., 1955. Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* (Südwestdeutscher Unter- und Mittelmalm). Morphologische und taxionomische Studien an *Ammonites flexuosus* Buch (Oppeliidae). – *Palaeontographica*, (A), **106**: 37–153.
- Hosgör, I., Yılmaz, I.Ö., 2018. Occurrence of the lower cambrian anemone-style trace fossils in the zabuk formation (Mardin–Derik, SE Turkey). *Comptes Rendus Palevol* 17, 495–503.
- Hudleston, W.H., 1878. The Yorkshire oolites II. – *Proceeding of the Geologists' Association*, 5: 407–494.

-I-

- Imlay, R.M., 1961. Characteristic Lower Cretaceous megafossils from northern Alaska United States Geological Survey, Professional Paper p. 335.

-J-

- Joseph, J.K., Patel, S.J., Bhatt, N.Y., 2012. Trace fossil assemblages in mixed siliciclastic-carbonate sediments of the kaladongar formation (Middle Jurassic), Patcham Island, kachchh, Western India. *Journal Geological Society of India* 80, 189–214.

-K-

- Karaszewski, W., 1971. Some fossil traces from the lower Liassic of the Holy Cross Mts., central Poland *Bulletin de l'Académie polonaise des sciences, Série des sciences de la Terre*, 19 pp. 101–105.
- Karaszewski, W., 1973. O skamieniatosciach sladowych w Jurze Swietokrzyskiej Trace fossils in the Jurassic of the Swietokrzyskiej Mts. *Przegląd Geologiczny*, 11 pp. 598–599.
- Kern, Jph. & Warme, Je., 1974. Trace fossils and bathymetry of the Upper Cretaceous Point

- Loma Formation, San Diego, California.– Bulletin of Geologic Society of America, 85, 893–900. doi: 10.1130/0016-7606 (1974) 85%3C893:Tfab Ot%3E2.0.CO;2
- Kilian, M., 1889. Mission d'Andalousie. II – Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie. – Mémoires de l'Académie des Sciences de Paris, **30**: 601–750.
- Knaust, D., 2007. Invertebrate trace fossils and ichnodiversity in shallow marine carbonates of the German Middle Triassic (Muschelkalk). In: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mángano, G., Genise, J.F., Melchor, R.N. (Eds.), *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, pp. 221–238.
- Knaust, D., 2015. Siphonichnidae (new ichnofamily) attributed to the burrowing activity of bivalves: ichnotaxonomy, behaviour and palaeoenvironmental implications. *Earth-Science Reviews* 150, 497–519.
- Knaust, D., 2017. *Atlas of trace fossils in well Core: Appearance, taxonomy and interpretation*. Springer International Publishing, Berlin (New York), p. 206.
- Knaust, D., 2021. Rosselichnidae ifam. Nov.: burrows with concentric, spiral or eccentric lamination. *Papers in Palaeontology* 7, 1847–1875.
- Krishna, J., Pandey, B. & Pathak, D.B., 2009. Characterization of *Dichotomoceras* in the Oxfordian of Kachchh. – *Journal of the Geological Society of India*, **74**: 469–479. doi: [10.1007/s12594-009-0153-2](https://doi.org/10.1007/s12594-009-0153-2)
- Książkiewicz, M., 1968. O niektórych problematykach z flisy Karpat polskich, Część III. (On some problematic organic traces from the Flysch of the Polish Carpathians. Part 3).– *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 3–17.
- Książkiewicz, M., 1977. Trace fossils in the flysch of the polish carpathians. *Palaeontologia Polonica* 36, 1–208.
- L-
- Lesquereux, L., 1876. Species of fossil marine plants from the Carboniferous Measures Geological Survey of Indiana, Annual Report, 7 pp. 134–145.
- Lesquereux, L., 1880. Description of the coal flora of the Carboniferous Formation in Pennsylvania and throughout the United States Pennsylvania Geological Survey, Report of Progress p. 2.
- Lesquereux, L., 1883. Principles of Paleozoic botany and the fauna of the Coal

Measures Indiana Department of Geology and Natural History, Annual Report, 13 pp. 7–106.

Loriol, P., 1901. Étude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. – Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, **28**: 1–119.

Loriol, P., 1902–1904. Etude sur les mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur du Jura ledonien. – Mémoires de la Société Paléontologique Suisse, **29–30**: 298 pp.

-M-

Malpas, J.A., Gawthorpe, R.L., Pollard, J.E. & Sharp, I.R., 2005. Ichnofabric analysis of the shallow marine Nukhul Formation (Miocene), Suez Rift, Egypt: implications for depositional processes and sequence stratigraphic evolution. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 215, 239–264. doi: 10.1016/j.palaeo.2004.09.007

Mángano, M.G., Buatois, L.A., Guinea, F.M., 2005. Ichnology of the alfarcito member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: animal substrate interactions in a lower paleozoic wave-dominated shallow sea. Ameghiniana 42, 641–668.

Mangold, C., Elmi, S. & Benest, M., 1974. Les Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt. – Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, **279**: 137–140.

Marques, B., Olóriz, F., Rodriguez-Tovar, F.J. & Caetano, P.S., 1992. The *Transversarium bifurcatus* Zone boundary at Rocha (Peral area, East-Central Algarve, Portugal). – Ciencias da Terra, **11**: 109–125.

Matyja, B.A. & Tarkowski, R., 1981. Lower and Middle Oxfordian ammonite biostratigraphy at Zalas in the Cracow Upland. – Acta Geologica Polonica, **31** (1–2): 1–14.

Meischner, T., Elicki, O., Masri, A., Moumani, K.A., Ali Hussein, M.A., 2020. Ordovician trace fossils from southern Jordan with particular consideration to the *cruziana rugosa* group: taxonomy, stratigraphy and trans-regional correlation throughout the Middle East and northern Africa. Journal of African Earth Sciences 164, 103595.

Mekki, F., Zhang, L.J., Vinn, O., Toom, U., Benyoucef, M., Bendella, M., Bouchemla, E., Bensalah, M., Adaci, M., 2019. Middle Jurassic zoophycos and chondrites from the Mélah formation of Saharan Atlas, Algeria. Estonian Journal of Earth Sciences 68, 190–198.

Meléndez, G., 1984. El Oxfordiense en el Sector Central de la Cordillera Ibérica. I: Bioestratigrafía. II: Paleontología (perisphinctidae, Ammonoidea). – Unpublished

Ph.D. Thesis, Universidad Complutense Madrid: 825 pp.

Meléndez, G., 1989. El Oxfordiense en el sector central de la Cordillera ibérica (provincias de Zaragoza y Teruel). – 418 pp.; Teruel (Instituto Fernando el Católico. Instituto de Estudios Turolense).

Meléndez, G. & Fontana, B., 1993. Biostratigraphic correlation of the Middle Oxfordian sediments in the Iberian Chain, eastern Spain. – *Acta Geologica Polonica*, **43** (3–4): 193–211.

Meléndez, G., Atrops, F., Bello, J., Brochwicz-Lewiński, W., d'Arpa, C., Főzy, I., Pérez-Urresti, I., Ramajo, J. & Sequeiros, L., 2009. The Oxfordian ammonite genus *Passendorferia* Brochwicz-Lewiński and the Tethyan subfamily Passendorferiinae Meléndez: Origin and palaeobiogeography. – *Volumina Jurassica*, **7**: 113–134.

Moesch, C., 1867. Geologische Beschreibung des Aargauerjura und der nördlichen Gebiete des Kantons Zürich. – *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz*, **4**: XV + 319 pp.

Munier-Chalmas, C., 1892. Sur la possibilité d'admettre un dimorphisme sexuel chez les Ammonitidés. – *Comptes-Rendus Sommaires des Séances de la Société Géologique de France*, Paris, **14**: 20–24.

-N-

Naimi, M.N. & Cherif, A., 2021. *Oravaichnium oualimehadjensis*, a new possible bivalve repichnion from the Upper Jurassic Argiles de Saïda Formation (middle Oxfordian, Saïda Mounts, NW Algeria). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **302**: 209–220. doi: [10.1127/njgpa/2021/1028](https://doi.org/10.1127/njgpa/2021/1028)

Narbonne, G.M., 1984. Trace fossils in Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. *Journal of Paleontology* **58**, 398–415.

Neumayr, M., 1871. Jurastudien. 3. Die Phylloceraten des Dogger und Malm. – *Jahrbuch der kaiserlich-königlichen Geologischen Reichsanstalt*, **21** (3): 297–378.

-O-

Olóriz, F., Marques, B. & Caracuel, J.E., 1998. The Middle-Upper Oxfordian of Central Sierra Norte (Mallorca, Spain), and progressing ecostratigraphic approach in western Tethys. – *Geobios*, **31**: 319–336. doi: [10.1016/S0016-6995\(98\)80016-8](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(98)80016-8)

Oppel, A., 1862. Ueber jurassische Cephalopoden. – *Palaeontologische Mittheilungen aus dem Museum des koeniglich Bayerischen Staates*, **1**: 127–266.

- Oppel, A., 1863. Ueber jurassische Cephalopoden. – Palaeontologische Mittheilungen aus dem Museum des koeniglich Bayerischen Staates, **1**: 127–266.
- Oppel, A. & Waagen, W., 1866. Über die Zone des *Ammonites transversarius*. – Geognostisch-Paläontologische Beiträge, **1** (1/2): 205–316.
- Orbigny, A. d' (1840-1842): Paléontologie française. Terrains crétacés. Céphalopodes. – 662 pp.; Paris (Masson).
- Orbigny, A. d' (1842–1851): Paleontologie française, Terrains jurassiques, I. Céphalopodes, **2**: 642 pp.; Paris (Masson).
- Orbigny, A. d' (1850): Note sur quelques nouvelles espèces remarquables d'Ammonites des étages néocomiens et Aptien de la France. – Journal de Conchyliologie, **1**: 196–201.
- Orbigny, A. d' (1850–1852): Prodrôme de Paléontologie stratigraphique universelle. – Vol. 1: 394 pp., vol. 2: 427 pp., vol. 3: 189 pp.; Paris (Masson).
- Orbigny, A. d' (1851): Notice sur le genre *Heteroceras*, de la classe des Céphalopodes. – Journal de Conchyliologie, **2**: 217–222.
- Orłowski, S., 1989. Trace fossils in the Lower Cambrian sequence in the Swi etokrzyskie Mountains, Central Poland. Acta Geologica Polonica 34, 211–231.
- P-**
- Patel, S.J., Shitole, A.D., Joseph, J.K., 2018. Plug-shaped burrows conichnus-conostichus from the late cretaceous of bagh group, Gujarat, western India. Journal of Geological Society of India 91, 41–46.
- Pavia, G., Benetti, A. & Minetti, C., 1987. Il Rosso Ammonitico dei Monti Lessini Veronesi (Italia NE). Faune ad Ammoniti e discontinuità stratigrafiche nel Kimmeridgiano inferiore. – Bolletino della Società Paleontologica Italiana, **26** (1–2): 63–92.
- Petitclerc, P., 1922. Sur une rhynchonelle de l'Oxfordien supérieur de la Pologne et du Poitou. – 14 pp.; Vesoul (Marcel Bon).
- Pemberton, G.S., Frey, R.W. & Bromley, R.G., 1988. The ichnotaxonomy of *Conostichnus* and other plug-shaped. ichnofossils.– Canadian Journal of Earth Sciences, **25**, 866–892.
- Pemberton, S.G., Magwood, J.P., 1990. A unique occurrence of bergaueria in the lower

- cambrian gog group near Lake Louise, Alberta. *Journal Paleontology* 64, 436–440.
- Pickerill, R.K., 1989. *Bergaueria perata* prantl, 1945 from the silurian of Cape George, Nova Scotia. *Atlantic Geology* 25, 191–197.
- Pickerill, R.K., Romano, M., Melendez, B., 1984. Arenig trace fossils from Salamanca area, western Spain. *Geological Journal* 19, 249–269.
- Pienkowski, G., 1985. Early liassic trace fossil assemblages from the Holy Cross Mountains, Poland: their distribution in continental and marginal marine environments. In *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 35, 37–52.
- Pokorný, R., Krmíček, L., Sudo, M., 2017. An endemic ichnoassemblage from a late Miocene paleolake in SE Iceland. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 485, 761–773.
- Polveche, J., 1960. Contribution à l'étude géologique de l'Oranais. – Publication du Service de la Carte géologique, 24, 96 p.
- Prantl, F., 1945. Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. *Académie Tchèque des sciences, Bulletin International, Classe des sciences mathématiques, naturelles et de la médecine*, 46 pp. 49–59.

-Q-

- Quenstedt, F.A. (1845–1849): *Petrefactenkunde Deutschlands. Die Cephalopoden*. – Tübingen (Fues).
- Quenstedt, F.A. (1887–1888): *Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. 3. Der Weisse Jura*. 816–1140. – Stuttgart (Schweizerbart).
- Quereilhac, P., 2009. La Sous-Famille des *Taramelliceratinae* (Ammonitina, Haploceratoidea, Opepliidae) de l'Oxfordien moyen et supérieur (Zone à *Plicatilis*, Sous-Zone à *Vertebrata*, Zone à *Bimammatum*, Sous-Zone à *Berrense*) du Nord de la Vienne, France (Province subméditerranéenne). – *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology]*, 2009 (2): 1–101.

-R-

- Rhoads, D.C. & Morse, J.W., 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient basins. – *Lethaia*, 4, 413–428. doi: 10.1111/j.1502-3931.1971.tb01864.x

- Riaz, A., 1898. Description des ammonites des couches à *Peltoceras transversarium* (Oxfordien supérieur) de Trept. – 69 pp.; Paris (Masson).
- Richter, T., 1927. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung.– *Paläont Z*, 9, 193–240.
- Ronchadze, J., 1917. *Perisphinctes* de l'Argovien de Chézery et de la Faucille. – *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, **42**: 1–69.
- S-
- Salfeld, H., 1914. Ueber einige stratigraphische wichtige und einige seltene Arten der Gattung *Perisphinctes* aus dem Oberen Jura Nordwestdeutschlands. – *Jahresberichte des Niedersächsischen geologischen Vereins*, **7**: 231–251.
- Santantonio, M., 1994. Pelagic carbonate platforms in the geologic record: their classification, and sedimentary and paleotectonic evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78, 122–141.
- Sapunov, L.G., 1973. Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie). – *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, **44**: 101–137.
- Sarti, C., 1986. Considerazioni sul Rosso Ammonitico Veronese del Col Santino (M. Pasubio) e raffronti con altre successioni del Trentino. – In: Pallini, G. (ed.): *Atti del Convegno "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*, Pergola 1984: 63–68.
- Sarti, C., 1988. Biostratigraphic subdivision for the Upper Jurassic of the Venetian Alps (Northern Italy) on the base of ammonites. – In: Rocha, R.B. & Soares, A.F. (eds.): *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy*, Lisboa, 1: 459–476.
- Savrda, C.E., 2007. Trace Fossils and Marine Benthic Oxygenation.– In: Miller III W. (ed.): *Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Arcata, 149– 156. doi: 10.1016/B978 044452949-7/50135-2
- Savrda, C.E. & Bottjer, D.J., 1989. Trace fossils model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobara Formation, Colorado.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, 49–74. doi: 10.1016/0031-0182(89)90019-9
- Savrda, C.E., Bottjer, D.J. & Gorsline, D.S., 1984. Development of a comprehensive oxygen deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, Santa Barbara, and San Pedro basins, California continental borderland.– *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 68, 1179–1192.

- Sayn, G. & Roman, F., 1930. Etudes sur le Callovien de la vallée du Rhône. II. Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de la Voulte-sur-Rhône. – Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, **14**: 166–256.
- Schafhäütl, K.E., 1851. Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges Literarisch-artistische-Anstalt, München, p. 208.
- Schlirf, M., 2000. Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (Northern France). – *Geologica et Palaeontologica*, 34, 145–213.
- Seilacher, A., 1956. Der beginn des kambriums als biologischeWende. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie, Abhandlungen 103, 155–180.
- Seilacher, A., 1977. Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils.– In: Crimes, T.P. & Harper, J.C. (eds.): Trace fossils 2. Geological Journal, Special Issue, 9, 289–334.
- Seilacher, A., 2007. Trace Fossil Analysis. Springer Berlin, Heidelberg (New York), p. 226.
- Sequeiros, L., 1974. Paleobiogeografia del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética (II): Estudio paleontológico de los ammonites del Calloviense y Oxfordiense del sector central de la Zona Subbética. – Tesis doctorales de l'Universidad de Granada, 65: 1–359.
- Sequeiros, L., 1977. Oxfordian ammonite genus *Passendorferia* Brochwicz-Lewiński, 1973, from Malaga (Subbetic Zone, Spain). – *Acta Geologica Polonica*, **27** (3): 357–368.
- Shitole, A.D., Patel, S.J., Joseph, J.K., Dargawn, J.L., 2019. Ethological and environmental significance of *Bergaueria hemispherica* from the Late Cretaceous of the Bagh Group, Western India. *Comptes Rendus du Palevol* 18 (2019), 287–297.
- Siemiradzki, J., 1891. Fossil fauna of Oxfordian and Kimmeridgian strata of the Cracow region and adjoining parts of the Polish Kingdom. – *Pamiętnik Wydziału, matematyczno- przyrodniczego Akademii Umiejętności w Krakowie*, **18**: 1–91.
- Siemiradzki, J. (1898–1899): Monographische Beschreibung der Ammonitengattung *Perisphinctes*. – *Palaeontographica*, **45**: 69–352.
- Simionescu, I., 1907. Studii geologice si paleontologice din Dobrogea. I. Fauna cefalopodelor jurasice de la Hârşova. – *Academia Română, publicațiunile fondului Vasile Adamachi*, **1**: 98 pp.
- Simpson, S., 1956. On the trace-fossil *Chondrites*.– *Quarterly Journal of the Geological*

Society, 112, 21–24, London. doi: 10.1144/GSL.JGS.1956.112.01-04.23

Solanki, P.M., Bhatt, N.Y., Patel, S.J., Patel, J.M., 2017. Ichnology of the callovian-oxfordian rocks of the Katrol Hill range, kachchh, Western India. *Journal Geological Society of India* 90, 396–404.

Soussi, M., Enay, R., Boughdiri, M., Mangold, C. & Zaghib-Turki, D., 1999. L'Ammonitico Rosso (Formation Zaress) de la Dorsale tunisienne. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **329**: 279–286. doi: [10.1016/S1251-8050\(99\)80247-X](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80247-X)

Sowerby, J. (1815–1846): *The Mineral Conchology of Britain*. – London (Meredith).

Spath, L.F., 1913. On Jurassic Ammonites from Jebel Zaghuwan (Tunisia). – *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **69**: 540–580. doi: [10.1144/GSL.JGS.1913.069.01-04.32](https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1913.069.01-04.32)

Stout, W., 1956. The fossil conostichus. *Ohio Journal of Science* 56, 30–32.

Sykes, R.M. & Callomon, J.H., 1979. The *Amoeboceras* zonation of the Boreal Upper Oxfordian. *Palaeontology*, **22**: 839–903.

-T-

Tchoumatchenco, P. & Khrichev, K., 1992. Le Jurassique dans les Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). – *Geologica Balcanica*, **22**: 29–59.

Tintant, H., 1961. Études sur les ammonites de l'Oxfordien supérieur de Bourgogne. – *Bulletin Scientifique de Bourgogne*, **19**: 109–145.

Tovagliari, F., George, A.D., 2014. Stratigraphic architecture of an early-middle Jurassic tidally influenced deltaic system (Plover Formation), Browse Basin, Australian north west shelf. *Marine and Petroleum Geology* 49, 59–83.

-U-

Uchman, A., 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: the marnosoarenacea formation and associated facies (Miocene, northern Apennines, Italy). *Beringeria*.15, 3–115.

Uchman, A., 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 68, 105–218.

Uchman, A. & Gaździcki, A., 2006. New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica.– *Polish Polar Research* 27/2, 153–170.

Uchman, A., 2009. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the *Nereites* ichnofacies: characteristics and constraints.– *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276, 107–119. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.03.003

-V-

Vinn, O., Wilson, M.A., Toom, U., 2015. Distribution of conichnus and amphorichnus in the lower paleozoic of Estonia (Baltica). *Carnets de Géologie* 15, 269–278.

Vinn, O., Bendella, M., Benyoucef, M., Zhang, L.J., Bouchemla, I., Ferré, B., Lagnaoui, A., 2020. Abundant zoophycos and chondrites from the messinian (Upper Miocene) of northwestern Algeria. *Journal of African Earth Sciences* 171, 103921.

Vinn, O., Naimi, M.N., Cherif, A., 2021. The endobiontic serpulids in corals and other reef associated fauna from the messinian of Algeria. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* 300, 235–244.

-W-

Welsch, J., 1890. Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenha (Département d'Oran, Algérie). Thèse présentée à la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur s-sciences naturelles.– Série A, no 139; no d'ordre 692. Le Bigot Frères, Lille, 204 p.

Wignall, P.B., 1991. Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of southern England.– *Palaios*, 6, 264–270. doi: 10.2307/3514906

-Z-

Zeiss, A., 1962. Die Ammonitengattung *Paraspidoceras* L.F. Spath. – *Erlanger geologische Abhandlungen*, 41: 1–40.

Liste des figures

Chapitre 1

Fig. 1: Les grands ensembles géographiques de la chaîne Alpine.....	3
Fig. 2: Carte des chaînes de montagnes en Algérie	4
Fig. 3: Situation géographique des Monts de Tiaret	6
Fig. 4: photo satellitaire montrant les secteurs d'étude.....	8
Fig. 5: Extrait de la carte géologique interprétative de Tiaret	11

Chapitre 2

Fig. 6: carte de localisation de la zone étudiée	15
Fig. 7: extrait de la carte topographique de Rahouia	16
Fig. 8: extrait de la carte topographique de Sidi Hosni.....	17
Fig. 9: formation des calcaires de Bechtout.....	18
Fig. 10: formation d'Ammonitico Rosso de Frid	20
Fig. 11: Formation des Argiles rouges de Kheneg	22
Fig. 12: Corrélation lithologique de la formation des Argiles de Kheneg.....	23
Fig. 13: formation des calcaires de Bou Rheddou	24
Fig. 14: la formation de Marnes de Gratène	26
Fig. 15: Fossiles d'Ammonite de membre inférieur de la formation de Calcaire de Bou Rharda	28
Fig. 16: extrait de la carte topographique de Mechra Sfa	29
Fig. 17: photo panoramique de flanc Sud de Djebel Mtaïrou.....	30
Fig. 18: passés silteux en plaquettes lenticulaires.....	31
Fig. 19: banc gréseux d'aspect chenalisé et de base érosive.....	32
Fig. 20: succussion lithologique de la formation des Argiles de Saida à Djebel Mtaïrou.....	34

Chapitre 3

Fig. 21: Carte de localisation de la zone étudiée	39
Fig. 22: Distribution des ammonites de la zone <i>Liosphinctes plicatilis</i> de l'Oxfordien moyen	41
Fig. 23: Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen, Zone de <i>L. plicatilis</i>	42
Fig. 24: Ammonites de la zone à <i>L. plicatilis</i> du Takhemaret	45
Fig. 25: Ammonites de la zone à <i>L. plicatilis</i> , sous-zone à <i>Cardioceras vertebrale</i>	46

Fig. 26: Ammonites de la zone <i>L. plicatilis</i> de la région des Calcaires de Tounkira	50
Fig. 27: Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur de la région de Takhemaret	56
Fig. 28: Corrélation locale et biozonation des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur de la région de Takhemaret et d'Oued Tounkira	57
Fig. 29: Distribution des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur	60
Fig. 30. A - <i>Passendorferia aff. tenuis</i> (Enay), zone <i>L. plicatilis</i> , sous-zone <i>D. antecedens</i> ..	66

Chapitre 4

Fig. 31: Carte de localisation de la zone d'étude	73
Fig. 32: Succession stratigraphique, distribution verticale des ichnofossiles	76
Fig. 33: Quelques éléments sédimentaires de la formation des Argiles rouges de Kheneg ...	79
Fig. 34: Ichnofossiles de la sous-unité C-2.....	83
Fig. 35: Suite de la figure. 34.....	86
Fig. 36: (A-B) Localisation de la zone d'étude avec les domaines géologiques généraux et les principaux domaines structuraux de l'Algérie occidentale	92
fig. 37: Colonnes stratigraphiques des coupes étudiées avec la distribution verticale des ichnofossiles	94
Fig. 38: <i>Bergaueria</i> du Jurassique supérieur (nord-ouest de l'Algérie).....	97
Fig. 39: <i>Bergaueria</i> isp. des dépôts jurassiques supérieurs du nord-ouest de l'Algérie	99
Fig. 40: Echantillons des ichnofossiles de plug-shaped provenant de dépôts du Jurassique supérieur (nord-ouest de l'Algérie)	103

Liste des tableaux

Chapitre 3

Tableau 1 : Tableau résumant les principaux spécimens d'ammonites enregistrés (de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur) dans des régions méditerranéennes	68
Tableau 2 : Tableau résumant les principaux spécimens d'ammonites enregistrés (de l'Oxfordien moyen-supérieur au Kimméridgien inférieur) dans le nord-ouest de l'Algérie et en Tunisie	69

Chapitre 4

Tableau 3 : Répartition des principaux faciès, ichnogenres et milieu de dépôt	77
Tableau 4 : Diamètre, longueur et D/L des 43 échantillons de plug-shaped étudiés (en mm)	95

Table des matières

INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE 1 : GENERALITES	
I- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.....	3
I. 1-Cadre géographique général	3
I. 2-Cadre géographique du secteur d'étude.....	5
I. 2. 1-Localisation géographique des massifs étudiés	7
II-CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRATIGRAPHIQUE	8
-Domaine tellien	8
-La série de référence de Bechtout et Bou Rheddou adaptés par Atrops (1994)	9
-Domaine tlemcenien	10
-La subdivision lithologique du Domaine tlemcenien	10
III-HISTORIQUE DE RECHERCHES	11
IV-MATERIELS, METHODES ET OBJECTIFS.....	13
CHAPITRE 2 : LITHOSTRATIGRAPHIE	
1. Introduction	14
2. Description de la série et Découpage lithostratigraphique	15
2. 1-Découpage lithostratigraphique des secteurs de Domaine tellien.....	16
2. 1. 1-Formation de Calcaires du Bechtout.....	17
2. 1. 2-Formation d'Ammonitico Rosso de Frid	19
2. 1. 3-Formation des Argiles rouges de Kheneg.....	21
2. 1. 4-Formation de calcaires du Bou Rheddou	24
2. 1. 5-Formation de Marnes de Gratène.....	25
2. 1. 6-Formation du Calcaires de Guelt Halouf	27
2. 1. 7-Formation du Marno-Calcaires de Bou Rharda	27
2. 2-Découpage lithostratigraphique de secteur de Domaine tlemcenien ; le Djebel Mtairou	29
2. 2. A-La formation des Argiles de Saida dans le Djebel Mtairou	30
2. 2. A. 1-Unité Argilo-gréseuse inférieure.....	30
2. 2. A. 2-Unité argilo-carbonatée médiane	32
CHAPITRE 3 : BIOSTRATIGRAPHIE ET CORRELATION STRATIGRAPHIQUE	
Biostratigraphie des ammonites de l'Oxfordien moyen-supérieur du nord-ouest de l'Algérie	35
Résumé.....	35
1. Introduction	35
2. Cadre géologique.....	37

3. Matériel et méthodes	37
4. Succession et zonation des ammonites.....	39
Zone <i>Liosphinctes plicatilis</i> (nouvelles données)	39
Sous-zone <i>Cardioceras vertebrale</i>	42
Horizon <i>Otosphinctes arkelli</i>	43
Sous-zone <i>Dichotomosphinctes antecedens</i>	48
Horizon <i>Dichotomosphinctes antecedens</i>	49
Zone <i>Gregoryceras transversarium</i>	51
Sous-zone <i>Perisphinctes parandieri</i>	51
Sous-zone <i>Dichotomosphinctes luciaeformis</i>	52
Sous-zone <i>Larcheria schilli</i>	53
Sous-zone <i>Dichotomoceras rotoïdes</i>	53
Zone <i>Dichotomoceras bifurcatus</i>	54
Sous-zone <i>Dichotomoceras stenocycloïdes</i>	54
Horizon <i>Dichotomoceras bifurcatoides</i>	55
Sous-zone <i>Dichotomoceras grossouvrei</i>	55
5. Discussion et corrélation	58
6. Conclusion.....	70

CHAPITRE 4 : ICHNOLOGIE, SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT

Premier enregistrement des ichnofossiles de la Formation des Argiles rouges de Kheneg de l'Oxfordien (Tiaret, nord-ouest de l'Algérie).....	71
Résumé	71
1. Introduction	71
2. Cadre géographique et géologique	72
3. Caractéristiques des faciès et stratigraphie.....	73
Unité A (Partie inférieure de la formation - Ammonitico rosso inférieur)	74
Unité B (partie moyenne de la formation - grès intermédiaire)	74
Unité C (partie sommitale de la formation - Ammonitico rosso supérieur).....	75
3.1. Sous-unité C-1 (partie inférieure de l'unité).....	75
3.1. Sous-unité C-2 (partie supérieure de l'unité).....	75
4. Interprétation des faciès	77
5. Association de faciès et paléoenvironnement	77
5.1. Association de faciès (FA-1) : La partie profonde de la plate-forme	77
5.2. Association de faciès (FA-2) : shoreface supérieur	78
5.3. Association de faciès (FA-3) : offshore transition-offshore inférieur	78

6. Ichnologie	81
<i>Belorhapse zickzack</i> Heer, 1877	81
cf. <i>Bergaueria</i> isp	81
<i>Chondrites</i> isp	81
<i>Helminthopsis</i> isp	81
<i>Megagraption irregulare</i> Książkiewicz, 1968	82
<i>Megagraption submontanum</i> Azpeitia Moros, 1933	82
<i>Nereites</i> isp	84
<i>Nereites irregularis</i> Schafhäütl, 1851	84
<i>Ophiomorpha</i> isp	84
cf. <i>Ophiomorpha annulata</i> Książkiewicz, 1977	84
<i>Ophiomorpha rudis</i> Książkiewicz, 1977	84
<i>Palaeophycus</i> isp	84
<i>Planolites</i> isp	85
<i>Protovirgularia</i> isp	85
<i>Thalassinoides</i> isp	85
7. Discussion et conclusions	88
Ichnofossiles de plug-shaped de l'Oxfordien dans le nord-ouest de l'Algérie	90
Résumé	90
1. Introduction	90
2. Cadre géologique	91
3. Matériel et méthodes	92
4. Données sédimentologiques et ichnologiques intégrées	92
5. Ichnotaxonomie	96
Ichnogène <i>Bergaueria</i> Prantl, 1945	96
Ichno-espèce type <i>Bergaueria perata</i> Prantl, 1945	96
Diagnostic	96
<i>Bergaueria perata</i> Prantl, 1945	96
Description	96
Remarques	96
<i>Bergaueria hemispherica</i> Crimes et al., 1977	96
Diagnostic	96
Description	96
Remarks	97
<i>Bergaueria</i> isp	98

Description	98
Remarques	98
Ichnoggenre <i>Conostichus</i> Lesquereux, 1876.....	100
Ichno-espèce type <i>Conostichus ornatus</i> Lesquereux, 1876	100
<i>Conostichus ornatus</i> Lesquereux, 1876	100
Diagnostic.....	100
Description	100
Remarques	100
<i>Conostichus isp</i>	100
Description	100
Remarques	101
Ichnoggenre <i>Calycraterion</i> Karaszewski, 1971	101
Ichno-espèce type <i>Calycraterion samsonowiczi</i> Karaszewski, 1971	101
Diagnostic.....	101
<i>Calycraterion samsonowiczi</i> Karaszewski, 1971	101
Description	101
Remarques	101
6. Discussion	104
6.1. Morphologies et traceurs	104
6.2. Implication paléogéographique	105
6.2.1. Aperçu sur le paléoenvironnement du Jurassique supérieur dans le domaine téthysien	105
6.2.2. Importance des terriers de plug-shaped de l'Oxfordien supérieur en Algérie	105
7. Conclusions	106
CONCLUSION GENERALE	107
Références bibliographiques	109